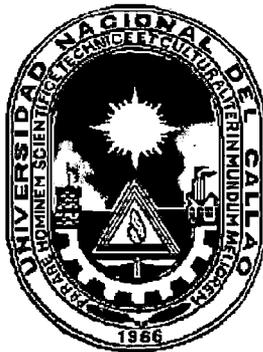


UNIVERSIDAD NACIONAL DEL CALLAO
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA
ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA



**ESTIMACIÓN DEL RETROCESO Y FLUJO GLACIAR POR
TELEDETECCIÓN DEL NEVADO CHAMPARÁ**

Tesis para Optar el Título Profesional de
Licenciado en Física

JUVENAL TORDOCILLO PUCHUC

CALLAO- PERU

Octubre-2011

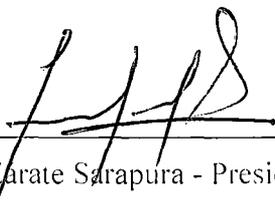
HOJA DE PRESENTACIÓN

Estimación del Retroceso y Flujo Glaciar por Teledetección del Nevado Champará

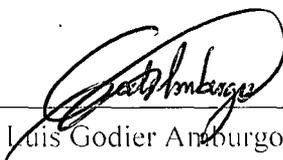
Juvenal Tordocillo Puchuc

Tesis presentado a consideración del Cuerpo Docente de la Facultad de Ciencias Naturales y Matemática de la Universidad Nacional del Callao, como parte de los requisitos para obtener el Título Profesional de Licenciado en Física.

Aprobado por:



Mg. Edgar Zarate Sarapura - Presidente del Jurado



Mg. Jorge Luis Godier Anaburgo - Objetante



Lic. Carlos Lévano Huamaccto - Secretario



Lic. Rolando Juan Alva Zavaleta - Asesor

CALLAO-PERU

Octubre - 2011

FICHA CATALOGRÁFICA

TORDOCILLO PUCHUC, JUVENAL

Estimación del Retroceso y Flujo Glaciar por Teledetección del Nevado Champará
Callao (2011).

Xii, 145 p., 29.7cm. (UNAC, Licenciado en Física, 2011)

Tesis, Universidad Nacional del Callao, Facultad de Ciencias Naturales y Matemática

1.Física.

1. UNAC /FCNM II. Título (Serie)

DEDICATORIA

A mi madre, por ser la estrella que guía mis pasos desde el cielo, y cada frase suya, la recuerdo y es fuente de inspiración para entender la ciencia en su esencia más elemental.

AGRADECIMIENTO

- Al Dr. Joel Rojas Acuña. Por haberme aceptado en su grupo de Laboratorio Teledetección, (LABTEL) y a la confianza que depositó en mí, y por darme la oportunidad de ser parte de diversos proyectos en ejecución y de los que vendrán en el futuro, agradezco sobre todo el apoyo innegable e infinita paciencia y su invaluable aporte en la ejecución y elaboración del presente trabajo cuyas sugerencias y comentarios han sido imprescindibles.
- A Rolando Badaracco Meza. Por el interés que ha tomado en promover y apoyar continuamente en la calibración de imágenes y por sus interesantes discusiones del análisis de los resultados obtenidos.
- Al, Lic. Rolando Alva Zavaleta. Por las sugerencias sobre todo a la hora de efectuar el análisis de los resultados e interesantes opiniones en la elaboración y los últimos detalles de la tesis.
- Igualmente agradezco a los profesores de la UNAC por haberme brindado la formación académica necesaria y el estímulo constante de entender la física a ellos mi reconocimiento sincero.
- A mis amigos y compañeros del LABTEL por los momentos agradables y no tan agradables por su apoyo, amistad, entrega y ayuda.
- A mis amigos de la UNAC, Roxana Huamán, Massy Manrique, Miguel Gutiérrez y Cesar Miranda por su amistad sincera, leal e incondicional y sé que ellos siempre estarán conmigo apoyándome cuando emprenda nuevos desafíos.

RESUMEN

Estimación del Retroceso y Flujo Glaciar por Teledetección del Nevado Champará

JUVENAL TORDOCILLO PUCHUC

Octubre-2011

Asesor: Lic. Rolando Juan Alva Zavaleta

Título Obtenido: Licenciado en Física.

Se ha estimado, la variación del área glaciar empleando las herramientas de la teledetección, basado en el procesamiento e interpretación de las imágenes adquiridas de los sensores TM, ETM+ a bordo de los satélites LANDSAT 5 y LANDSAT 7 respectivamente y el sensor ASTER a bordo del satélite TERRA, siendo el área de estudio el Nevado Champará, el periodo de estudio comprende de 1975 hasta 2010.

La metodología utilizada para la estimación del área superficial del glaciar se utilizó el Índice de Diferencia Normalizada de la Nieve (NDSI) y el Índice de Diferencia Normalizada del Agua (NDWI), que sirve para eliminar agua pro glaciar que inicialmente se considera como glaciar, tanto para las imágenes TM, ETM+ y ASTER. En base a ésta metodología se observa, una variación paulatina del área del Nevado Champará, el cual muestra una reducción del 64% desde 1975 a la actualidad. La tasa de cambio promedio para el periodo 2000-2010 es de $1.03\text{km}^2/\text{año}$. La reducción del volumen del glaciar para el mismo periodo, se determinó a partir de las ecuaciones empíricas propuestos por BARTH y MEIER, (1997).

Para calcular la distribución de la radiación neta sobre la superficie glaciar se hizo uso de la banda 6 del sensor TM y ETM+ y el promedio de bandas 13 y 14 del sensor ASTER, obteniéndose valores extremos que fluctúan en el glaciar entre -6°C a 0°C , donde se muestra que el retroceso glaciar es mayor en altitudes inferiores y partes más expuestas a la radiación. Adicionalmente, se desarrolla un análisis de correlación a nivel de sub-píxel, con el fin de generar vectores de desplazamiento, donde se establece que el Nevado Champará no es muy activo por presentar flujo de velocidades máximas de 7.31 y $8.02\text{cm}/\text{día}$.

Palabras Claves:

- Sensor ASTER, LANDSAT 5 TM, 7 ETM+.
- Nevado Champará.

ABSTRACT

Estimated Retreat and Glacier Flow by remote sensing the Champará snowy

JUVENAL TORDOCILLO PUCHUC

October-2011

Adviser: Lic. Rolando Alva Zavaleta

Title Obtained: Graduate in Physics.

It has been estimated, the change in glacier area using the tools of remote sensing, based on processing and interpretation of images acquired from sensors TM, ETM + onboard the LANDSAT 5 and LANDSAT 7 respectively, and the ASTER sensor on board TERRA satellite, being the area of the Champará snowy study, the study period covers 1975 to 2010.

The methodology used to estimate the glacier's surface area was used the Normalized Difference Snow Index (NDSI) and the Normalized Difference Water Index (NDWI), used to remove water ice pro which initially considered glacier, both images TM, ETM + and ASTER. Based on this methodology can be seen, a gradual variation Champará Snowy area, which shows a 64% reduction from 1975 to today. The average exchange rate for the period 2000-2010 is 1.03km²/year. The reduction in glacier volume for the same period was determined from the empirical equations proposed by BARTH and MEIER, (1997).

To calculate the distribution of net radiation on the glacier surface is made use of the band 6 of TM and ETM + sensor and the average of bands 13 and 14 of the ASTER sensor, resulting in extreme values fluctuate in the glacier between -6 ° C to 0 ° C, showing that glacial retreat is greater at lower altitudes and parts exposed to radiation. Additionally, it develops a correlation analysis at the sub-pixel to generate vectors of displacement, which states Champará Snowy is not very active for presenting flow speeds of 7.31 and 8.02cm/day.

Key Words:

- Sensor ASTER, LANDSAT TM, ETM+.
- Champará Snowy

ÍNDICE GENERAL

	Páginas
LISTA DE FIGURAS	xiii
LISTA DE TABLAS	xvii
CAPÍTULO I	
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Fundamentación	1
1.2 Antecedentes.....	2
1.3 Planteamiento del Problema	4
1.4 Hipótesis	5
1.4.1 Variables e Indicadores	5
1.5 Objetivos.....	5
1.5.1 Objetivo General	5
1.5.2 Objetivos Específicos	6
CAPÍTULO II	
2. FUNDAMENTOS FISICOS DE LOS GLACIARES.....	7
2.1 Formación y Composición de los Glaciares	7
2.2 Movimiento Dinámico del Glaciar	8
2.2.1 Balance de la Velocidad	9
2.2.2 Perfil de Superficie de una Capa de Hielo.....	9
2.2.3 Esfuerzo de Corte	10
2.2.4 Flujo Glaciar	12
2.3 Principio de Balance de Masa Glaciar.....	15
2.4 Influencia del Cambio Climático.....	17
2.4.1 Sensitividad Climática.....	22
2.5 Temperatura en los Glaciares	22
2.5.1 Balance de la Energía en la Superficie.....	23
2.5.2 Reflectancia en la Superficie	27
2.6 Estimación de Volumen Glaciar.....	30

CAPÍTULO III

3. FUNDAMENTOS FÍSICOS DE LA TELEDETECCIÓN	32
3.1 Fundamentos de Radiación Térmica	32
3.2 Ángulo Sólido.....	34
3.3 Poder Emisivo	36
3.4 Leyes de Radiación Térmica y Mecanismos de Interacción	40

CAPITULO IV

4. PRINCIPIOS FÍSICOS DE SATÉLITES ARTIFICIALES	43
4.1 Movimiento Orbital de Satélites.....	43
4.3 Programas espaciales	44
4.3.1 El Programa LANDSAT	45
4.3.1.1 Primera Generación LANDSAT MSS	46
4.3.1.2 Segunda Generación LANDSAT TM	47
4.3.1.3 Tercera Generación LANDSAT ETM+	47
4.3.2 El programa ASTER.....	48
4.3.2.1 Geometría de las Imágenes ASTER.....	49
4.4 Modelos de Elevación Digital	51
4.4.1 DEM Generados a partir de Imágenes del Sensor ASTER.....	52
4.4.2 Estudios Realizados con DEM de Imágenes ASTER	53
4.4.3 SRTM	55

CAPÍTULO V

5. PROCESAMIENTO DE IMÁGEN MULTIESPECTRAL	56
5.1 Disponibilidad y Adquisición de la Información Satelital	58
5.2 Correcciones de Imágenes Satelitales.....	59
5.2.1 Corrección Geométrica y Radiométrica	60
5.2.2 Corrección Atmosférica.....	62
5.2.3 Corrección Topográfica.....	63
5.3 Firmas Espectrales.....	65
5.3.1 Características espectrales de la nieve y hielo.....	66

CAPÍTULO VI

6. CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	68
6.1 Ubicación.....	70
6.2 Contexto Climático.....	72

CAPÍTULO VII

7. METODOLOGÍA.....	74
7.1 Corrección Geométrica y Radiométrica	75
7.1.1 Procesamiento Digital de Imágenes LANDSAT.....	75
7.1.2 Procesamiento Digital de Imágenes ASTER.....	77
7.1.3 Corrección Topográfica	79
7.2 Composición de Falso Color	79
7.3 Método del Mapeo y Delimitación Glaciar	81
7.4 Cálculo por Razón de Bandas.....	82
7.5 Cálculo NSDI	83
7.6 Clasificación Supervisada.....	84
7.7 Algoritmo para Estimar Temperatura de Brillo.....	87
7.8 Extracción de los DEMs a partir de Imágenes ASTER.....	90
7.9 Análisis de Detección para Estimar el Flujo Glaciar.....	91

CAPÍTULO VIII

8. RESULTADOS	94
8.1 Reflectancia de la Superficie Terrestre.....	94
8.2 Cuantificación del Área y Volumen Glaciar	96
8.3 Cambios de Elevación del Glaciar	102
8.4 Distribución de la Radiación Neta.....	106
8.5 Análisis de los Resultados de la Dinámica Glaciar	108
8.6 Discusión	114

CAPÍTULO IX

9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	117
9.1 CONCLUSIONES.....	117
9.2 RECOMENDACIONES	119
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	120
ANEXO A	124
ANEXO B	127
ANEXO C	131
ANEXO D	135

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	La transformación de nieve en hielo.....	7
Figura 2.	Diagrama esquemático que ilustra la dependencia de la velocidad de equilibrio horizontal en la tasa de acumulación.....	9
Figura 3.	El esfuerzo de corte σ_{xz} en un plano a una profundidad h	11
Figura 4.	Un glaciar de valle típico, que muestra la relación entre la línea de equilibrio y las áreas de acumulación y ablación.....	16
Figura 5.	Evolución idealizada de La variación del balance neto en un año con un balance positivo.....	17
Figura 6.	Izquierda: invierno, verano y el balance neto de Claridenfirn en Suiza.....	18
Figura 7.	Reacción del glaciar al cambio de variables del clima.....	19
Figura 8.	A través de un cambio climático se destruye el equilibrio climático y tiene que ser re-establecido por un cambio en la geometría.....	20
Figura 9.	Esquema de los procesos más importantes para determinar el balance energético de la superficie glaciar.....	24
Figura 10.	(a) y (b) Curvas espectrales de diferentes tipos de hielo y nieve.....	28
Figura 11.	Escombros, en el Nevado Pisco 5752 msnm en la Cordillera Blanca Ancash-Perú.....	30
Figura 12.	Espectro de ondas electromagnéticas en términos de su longitud de onda y su frecuencia.....	32
Figura 13.	Ilustración de un elemento de ángulo sólido y su representación en coordenadas polares.	35
Figura 14.	Es una representación gráfica de la ec. 3.15 para una serie de temperaturas de cuerpo negro.....	37
Figura 15.	Poder emisivo espectral del cuerpo negro.....	39
Figura 16.	Comparación de emisión hemisférica monocromática de una superficie opaca, una gris y una real.....	41
Figura 17.	Diferentes tipos de órbitas de satélites artificiales.....	44
Figura 18.	Orbita casi polar del satélite LANDSAT.....	45
Figura 19.	Plataforma de Landsat 1-3.....	46

Figura 20.	Configuración del sensor VNIR.....	49
Figura 21.	Geometría estereoscópica de ASTER y tiempo de adquisición a partir de la banda 3N y de la banda con vista del sensor trasera 3B.....	50
Figura 22.	Medición de puntos terreno por el método de haces.....	53
Figura 23.	Adquisición de datos del SRTM.....	55
Figura 24.	Esquema del proceso de la toma de datos en teledetección.....	56
Figura 25.	El sensor ASTER bandas espectrales en comparación con Landsat ETM +.....	57
Figura 26.	Ejemplo de Filtrado de Ruidos frecuentes.....	61
Figura 27.	Esquema de la información captada por el sensor.....	62
Figura 28.	Esquema del ángulo para el cálculo de la iluminación,.....	64
Figura 29.	Conceptos de iluminación del terreno y el cálculo de la sombra.....	65
Figura 30.	Espectro representativo de distintos materiales agua, asfalto y bosque.....	66
Figura 31.	Transmisión atmosférica, secciones del espectro óptico y las microondas junto con los rangos espectrales de las bandas de ASTER y ETM+.....	67
Figura 32.	La cadena montañosa Andina y la Cordillera Blanca.....	69
Figura 33.	Ubicación del Nevado Champará en la región Ancash-Perú.....	71
Figura 34.	Curvas de Nivel del Nevado Champará en la región Ancash-Perú.....	71
Figura 35.	El Nevado Champará, en una vista tridimensional, elaborado con un DEM del GDEM ASTER.....	72
Figura 36.	Fotografía del Nevado Champará del 25/11/1965 y 21/05/1987.	73
Figura 37.	Esquema general del tratamiento de imágenes de satélite realizado para la obtención de cobertura del glaciar.....	74
Figura 38.	Imagen LANDSAT TM 18/07/1987 composición en falso color 543 sin (a) sin corrección (b) con corrección topográfica	79
Figura 39.	(a) Imagen LANDSAT ETM+ composición 321 del 29 Julio del 2000, (b) Imagen ASTER composición 321 del 03 de Junio del 2000, (c) Imagen ASTER composición 321 del 29 de mayo del 2010.....	80
Figura 40.	Imagen ASTER del 03 de Junio del 2000, con Enhance Square Root.....	81
Figura 41.	Imagen LANDSAT TM 1987, restando cuerpos de agua.....	83

Figura 42.	Imagen ASTER, restando cuerpos de agua.....	84
Figura 43.	Imagen ASTER del año 2000, por clasificación supervisada, identificando el área glaciario blanco y marrón, roca compuesto principalmente granito y andesita.....	85
Figura 44.	Imagen ASTER del año 2003 por clasificación supervisada.....	85
Figura 45.	ASTER del año 2003, por clasificación supervisada, identificando área glaciario y marrón, roca compuesto principalmente granito y andesita.....	86
Figura 46.	Proceso para calcular la temperatura de brillo a partir de la banda 6.....	88
Figura 47.	Banda 3B.....	90
Figura 48.	Banda 3N.....	91
Figura 49.	Metodología para estimar la velocidad de desplazamiento y descarga de flujo Nieve/hielo	92
Figura 50.	Reflectancia espectral de 4 tipos de superficie a partir de imágenes ASTER.....	95
Figura 51.	Imagen ASTER, 03/06/2000 combinación bandas RGB 432 de fondo y Delimitación automática de vectores.....	96
Figura 52.	Extremo del glaciario, que disminuye con mayor rapidez.....	97
Figura 53.	La tendencia temporal de la reducción del área, a partir de la familia de sensores MSS, TM y ETM+.....	99
Figura 54.	La tendencia temporal de la reducción del área, a partir del sensor ASTER.....	100
Figura 55.	Delimitación de área de imágenes 03/06/ 2000 y 13/07/2003.....	102
Figura 56.	DEM generado de las bandas 3N y 3B de la imagen ASTER.....	102
Figura 57.	Transecta por puntos máximos del Nevado Champará.....	103
Figura 58.	Trasectas 1 donde se muestra el comportamiento de cambio de altitud de DEM generados con imágenes ASTER de diferentes años.....	105
Figura 59.	Transecta 2 de DEM generado de imágenes ASTER con una diferencia de un mes.....	105
Figura 60.	La distribución de radiación neta en el Nevado Champará LANDSAT.....	106

Figura 61.	La distribución de radiación neta en el Nevado Champará imagen ASTER 13/07/2003.....	107
Figura 62.	Proceso de optimización.....	108
Figura 63.	Campo de vectores del nevado Champará.....	109
Figura 64.	Transectas en la imagen LANDSAT ETM+ del 29/07/2000.....	110
Figura 65.	Comparación del modelo topográfico con el perfil de velocidad.....	111
Figura 66.	Perfil de velocidad sobre le Nevado Champará para la transecta 2.....	113
Figura 67.	Desastres ocurridos en la Provincia de Ancash de 1970 a 2003.....	115

LISTA DE TABLAS

Tabla 1	Características Orbitales de TERRA.....	48
Tabla 2	Resultados de los errores obtenidos en DEM generados desde datos ASTER.....	54
Tabla 3	Datos de la constante de la fórmula anterior.....	88
Tabla 4	Reflectancia para los nueve primeros canales de las imágenes ASTER.....	94
Tabla 5	Parámetros Físicos como Área, volumen y TST obtenida de las imágenes del Nevado Champará.....	98
Tabla 6	Registro del área glaciar del Nevado Champará.	101
Tabla 7	DEM de 15 metros de resolución de la banda 3B y 3N.....	104
Tabla 8	Flujo de velocidades del Nevado Champará para la transecta 2.....	112

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 FUNDAMENTACIÓN

A lo largo de las últimas décadas, el retroceso de los glaciares a nivel mundial se ha venido acelerando. Debido a que los glaciares se encuentran a temperaturas próximas a la temperatura de fusión bajo las condiciones terrestres actuales, se puede decir, que los sistemas de transporte del hielo están relacionados con el cambio climático, KAAB y HUGGEL (2002). La degradación y retroceso glaciar de las masas de hielo del planeta debido a los efectos del cambio climático y las intervenciones directas e indirectas de los proyectos productivos generados en las zonas de influencia ha suscitado la preocupación científica y ciudadana por el futuro de los glaciares, PAUL y HUGGEL (2004).

El Perú, posee las más extensas y altas montañas con glaciares a nivel mundial, el retroceso glaciar es solo una manifestación más, de los efectos del cambio climático y corremos el riesgo que en un futuro inmediato, el efecto que puede ocasionar en el desarrollo económico del País, AMES (1989). Nuestra escuálida economía nos pone en notable riesgo, sobre todo considerando que millones de personas dependen del agua directa o indirectamente proveniente de los glaciares para la irrigación de los campos, la generación de hidroenergía y el abastecimiento del líquido vital, la disminución del volumen de la masa glaciar, es producto de los factores como cambios climáticos globales, incremento de CO₂, temperatura, la actividad industrial, proceso del urbanismo, el efecto invernadero, el fenómeno del Niño, la dinámica volcánica regional, la actividad minera, por citar la de Casapalca, Morococha, La Oroya, Cerro de Pasco siendo Ticlio, Pastoruri y la Viuda son claros ejemplos de deshielo acelerado.

1.2 ANTECEDENTES

Usando los límites glaciales obtenidos a partir de la digitalización de los glaciares recopilados en el inventario glacial Suizo de 1973 y las imágenes de Satélite LANDSAT 5 TM para el periodo de 1985-1999, se han obtenido los cambios en el área glacial de aproximadamente 930 glaciares Alpinos. El análisis de los datos satelitales multi-espectrales indican un retroceso considerable de los glaciares desde la década de los 80, PAUL (2004).

En el Perú, los glaciares están distribuidos entre las coordenadas de latitud $07^{\circ}06' - 17^{\circ}55'$ Sur y entre las longitudes $69^{\circ}13' - 77^{\circ}53'$ Oeste. Se hallan por encima de los 5,000 y 5,500 metros de altitud, con lenguas glaciares que descienden a veces hasta por debajo de la línea de nieve, AMES (1985).

Según el inventario de glaciares del Perú, iniciado por INGEMMET en 1978 y concluido por Hidrandina S.A. en 1989 (publicado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología en 1989), se han contabilizado 3,004 glaciares agrupados en dieciocho cordilleras (aunque se habla allí de 20 cordilleras nevadas), con una cobertura glacial de $2,041.85 \text{ km}^2$, cuyo espesor varía entre 13.90 y 35.24 metros, estimándose un volumen de $56,151 \text{ km}^3$ de recurso hídrico congelado. Siendo la Cordillera Blanca la más imponente, que abarca aproximadamente 723.37 km^2 , donde hay 178 montes importantes con glaciares, AMES (1989).

Se han realizado muchas investigaciones en la Cordillera Blanca. Los métodos de monitoreo de los glaciares variaron a través del tiempo, tales como Raimondi en 1873, Bowman 1906, y las estimaciones a partir de documentos dispersos, pinturas y fotografías, fue hecha por Broggi, en 1943, luego dando lugar a métodos más rigurosos como de Kinzl en 1969, según referencias recopilados por AMES (1985), encontrándose un retroceso medio 8 m/año entre 1932 y 1937, y posteriormente Wilson en 1967 estimó un promedio de 2 m/año entre 1957 y 1964. Luego Kinzl acumuló documentación fotográfica y permitieron conocer las oscilaciones del frente glacial, tal es así, una fotografía de Kinzl que data de 1932 muestra el frente glacial Broggi, aproximadamente 1020m antes de su límite en 1993, posteriormente el inventario glacial más completo llevadas a cabo por Hidrandina S.A en 1988 por AMES (1989).

Las nuevas tecnologías, como la teledetección nos permiten monitorear y hacer estudios de seguimiento del retroceso glaciar, como el estudio realizado por VIULLE y KASER (2008), que relaciona la variación de balance de masa de la Cordillera Blanca y su relación con la variabilidad de precipitación y las anomalías del ENSO en la escala regional, donde concluyen que las variaciones de balance de masa en la Cordillera Blanca, responde a las fluctuaciones en el clima a gran escala, dominada por las condiciones climatológicas en el Pacífico Tropical. El ENSO es el principal factor en la variabilidad interanual causando anomalías positivas de balance de masa durante La Niña y anomalías negativas durante los eventos de El Niño. Así como también KASER y GEORGES (1999), hacen un estudio del balance de masa en latitudes bajas, para Cordillera Blanca, con datos in situ y concluyen que la densidad varía muy poco en glaciares como Artesonraju. HUGGEL y KAAB (2003), según modelos basado en la teledetección ha mostrado que la única forma viable, para la valoración del peligro, en los lagos de los glaciares de difícil acceso es a través de un algoritmo, basado en datos ETM+ y un DEM generado a partir del ASTER, donde pudo encontrar un lago glaciar potencialmente peligroso, ubicado en la Cordillera Carabaya. BARHT y MEIER (1997), nos propone una metodología para calcular volúmenes del glaciar a través de un análisis del balance de masa y la ecuación de conservación, en cuya metodología, nos muestra que los volúmenes de los glaciares pueden estar relacionados por una ley de la energía y siendo más sencillo que observar áreas de superficie glaciar, para la estimación de volúmenes de hielo.

1.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Para el monitoreo de glaciares con datos in situ, se requiere el personal capacitado y equipos sofisticados que tienen un costo muy alto y por la abrupta geografía de nuestras cordilleras y constantes avalanchas hace difícil el acceso para su medición, AMES (1985). Es por ello la utilización de las técnicas de teledetección es muy conveniente porque hace factible y da la posibilidad de hacer un seguimiento continuo tanto espacial y temporal.

Si, bien el retroceso de los glaciares, es solo una manifestación más de los efectos del cambio climático, el Nevado Champará es un nevado de poca extensión que según los lugareños en estos últimos años ha tenido un cambio brusco de la cubierta glaciar generando preocupación de las comunidades ubicadas en los valles y micro-cuencas, en vista que el problema del retroceso glaciar no solo es local es un problema global, tal como describen, BERTHIERE y VADON (2005); FUJITA y SAKAI (2000), KAAB, FRAUENFELDER, y ROER (2005); HIRANO y WELCH (2003). En ese sentido se documentó las características generales de la zona de estudio, encontrándose muchas comunidades, organizaciones públicas y privadas que desarrollan actividades de diversa índole asociado a sectores de la producción como agrícola, ganadero, turístico, energético y de servicios básicos, siendo el agua proveniente del glaciar indispensable para el desarrollo dinámico de las provincias de Huaylas y Corongo, estas comunidades pueden llegar a sufrir grandes pérdidas económicas, teniendo como consecuencia la migración de estas comunidades a las ciudades costeras generando una explosión demográfica y también repercusión sobre el suministro de agua de las ciudades ubicada en las partes inferiores, AMES A. (1989), (1985) y PORTOCARRERO (1995).

En ese contexto, la motivación del estudio está basado en el conocimiento oportuno de las variables físicas para su prevención, a su vez constituye, una iniciativa para entender el fenómeno y documentar con parámetros cuantitativos y cualitativos que trata sobre el problema del retroceso del Nevado Champará y que sus parámetros se conviertan en un indicador del cambio climático y se espera que los resultados sirvan de base para monitorear otros nevados de nuestra Cordillera Andina. También poner en evidencia, que

es necesario su atención y la necesidad urgente para comprender y abordar sus consecuencias y así constituya una necesidad de adaptación ante los cambios y consecuencias que puede repercutir en el campo económico y social del País.

En base a esta investigación se plantea y pretende responder la siguiente interrogante.

¿Es posible estimar la tendencia del flujo glaciar y la tasa de retroceso del Nevado Champará utilizando la técnica por teledetección?.

1.4 HIPOTESIS

Es posible usando técnicas de Teledetección determinar el retroceso y flujo glaciar del Nevado Champará para el periodo comprendido entre los años de 1975 hasta 2010.

1.4.1 Variables e Indicadores

Variable Independiente: Retroceso y flujo glaciar del Nevado Champará.

Indicador: Reducción del área glaciar, reducción del volumen glaciar, incremento de la radiación neta en el glaciar, tendencia del flujo glaciar.

Variables Dependientes: Uso de las técnicas por Teledetección.

Indicador: Imágenes de los años de 1975 a 2010, Imágenes del sensor TM, del satélite LANDSAT 5, ETM+ del sensor LANDSAT 7 y del sensor ASTER.

1.5 OBJETIVOS

1.5.1 OBJETIVO GENERAL

Estimar el retroceso y flujo glaciar del Nevado Champará en la Cordillera Blanca de Ancash, mediante el procesamiento e interpretación de imágenes por teledetección para el periodo de 1975 a 2010.

1. 5.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Implementar un programa en el lenguaje de programación IDL.7.0, para la lectura y calibración de imágenes.
- Determinar el campo de flujo glaciar y los cambios morfológicos activo e inactivo con datos de imágenes satelitales.
- Determinar la distribución de la reflectancia en la superficie del glaciar a partir del procesamiento de cada una de las imágenes ASTER, LANDSAT (MSS, TM,ETM+).
- Estimación de la temperatura superficial del glaciar.
- Clasificación de imágenes usando el método supervisado, de los datos imágenes clasificando hielo, nieve, nieve escombros (mixto), escombros, rocas del valle y agua.

CAPÍTULO II

2. FUNDAMENTOS FÍSICOS DE LOS GLACIARES

Los glaciares cubren aproximadamente el 10% de la superficie de la Tierra. En términos geológicos, estamos viviendo una era glacial el cual empezó en la Antártida, hace unos 35 millones de años y que se refleja en las grandes capas de hielo ubicado en los polos. Se llama glaciar a toda masa de hielo perenne, formada por acumulación de nieve, cualesquiera que sean sus dimensiones y su forma. Cuando el glaciar adquiere cierto espesor, fluye por acción de la gravedad hacia las partes inferiores.

2.1 Formación y Composición de los Glaciares

La primera fase de la transformación de la nieve en hielo, consiste en la difusión de moléculas de agua desde los puntos de los copos de nieve hacia sus centros y el copo tiende a convertirse en redondos o esféricos reduciendo su superficie y por tanto su energía libre. Este es un principio importante de la termodinámica “la energía libre de un sistema tiende a un mínimo”, la redondez se produce con mayor rapidez a temperaturas más altas.

Cuando adoptan formas esféricas el espacio de los poros es usualmente cerca del 40% en la neviza que tienen una densidad 550kg/m^3 , el proceso de densificación posterior implica un proceso de la transferencia del material por sublimación cuando los poros aún son grandes, hay mayor deformación cuando los poros están enterrados debido al aumento de la presión interna. En zonas cálidas el proceso de densificación se acelera porque los granos pueden ser unidos por la tensión superficial, cuando las películas de agua se forman alrededor de ellos y el agua se filtra llenando los espacios de aire para volver a congelarse, dando origen al crecimiento de nuevos granos.

Una transición importante se produce en el proceso de transformación a una densidad 830kg/m^3 , alrededor de esta densidad los poros se cierran a decenas de metros o cientos de metros.

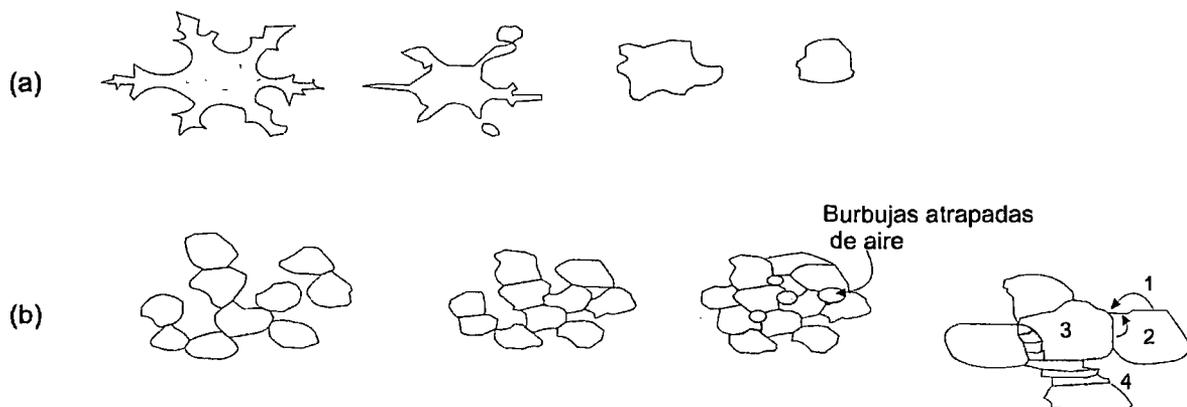


Figura 1. La transformación de nieve en hielo. Adaptado LUTHI y FUNK (2006).

En la Figura 1.a, se observa la modificación de los copos de nieve a una forma subesférica, en la Figura 1.b, tenemos los procesos durante la sinterización: sublimación =1, difusión molecular dentro de los granos =2, nucleación y crecimiento de nuevos granos=3, y deformación interna de granos=4.

2.2 Movimiento Dinámico del Glaciar

En lugares donde la acumulación es mayor que la ablación, la nieve y el hielo se acumulan, entonces por acción del peso acumulado, el hielo comienza a moverse bajo la influencia de la gravedad, el descenso del flujo de hielo por lo tanto compensa entre la acumulación neta en altitudes más altas y la ablación neta en la parte baja de un glaciar.

El movimiento del hielo por lo general consta de tres tipos básicos, PATERSON y HOOKE (1995).

- Deformación interna plástica
- Deslizamiento basal
- Deformación en el lecho glaciar

La velocidad del flujo del glaciar es el resultado de los tres procesos de movimiento y la tasa total de movimiento varía considerablemente entre los glaciares. Es controlado por una variedad de factores tales como la pendiente de la superficie, el grosor del hielo y las condiciones térmicas y físicas. Pequeños glaciares y los casquetes polares puede fluir a sólo

unos metros por año, mientras que las velocidades de flujo de hielo de los glaciares de valle puede alcanzar varios kilómetros por año, HAMBREY y ALEAN (2004).

2.2.1 Balance de la Velocidad

La capa del glaciar, tiende a fluir lo suficiente rápido como para transportar el hielo acumulado a la zona de ablación. Consideremos el flujo de volumen de hielo Q_{bal} a lo largo de la línea de flujo en la posición x ; a través de una sección transversal W entonces tenemos:

$$Q_{bal}(x) = W_{qbal}(x) = W \int_0^x \dot{b}(x) dx \quad 2.1$$

Por tanto, se puede definir la velocidad de equilibrio.

$$u_{bal}(x) = \frac{1}{H(x)} \int_0^x \dot{b}(x) dx \quad 2.2$$

Donde $H(x)$ es el espesor del hielo local. Esta ecuación es una expresión de la conservación de volumen, los glaciares de hielo es un medio casi incompresible y cumple el principio de conservación de masa.

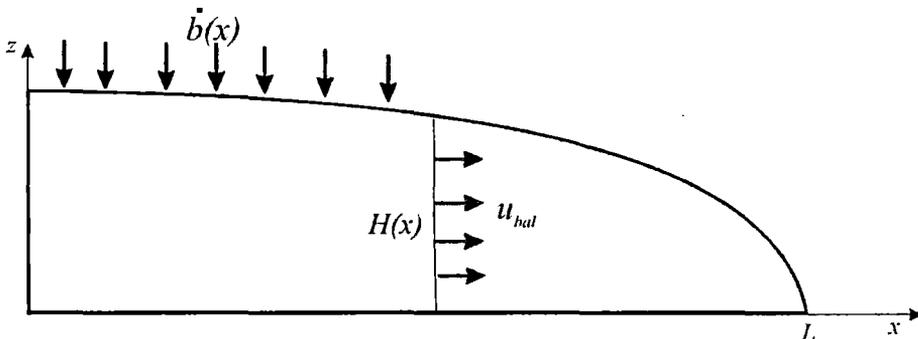


Figura 2. Diagrama esquemático que ilustra la dependencia de la velocidad de equilibrio horizontal en la tasa de acumulación. Adaptado LUTHI y FUNK (2006).

2.2.2 Perfil de Superficie de una Capa de Hielo

Las ecuaciones linealizadas de la teoría clásica de medios continuos son casos especiales de las ecuaciones no lineales; la formulación unificada, en su forma más general de tensores es aplicables a medios sólidos y fluidos sometidos a esfuerzos que experimentan desplazamientos en su superficie, SOKOLNIKOV (1979). El hielo es un

material solido que responde a las leyes mecánicas de tensión ante un esfuerzo.

En la parte interior de las capas de hielo, al hacer un corte paralelo a la superficie del hielo, podemos notar que contribuye en mayor proporción al flujo de hielo. En estos puntos de la superficie se puede hacer una aproximación para poder utilizar la componente de la tensión que contribuye a la deformación del hielo que es el esfuerzo cortante paralelo a la superficie. La presión de sobrecarga no puede causar tasas de compactación de hielo ya que el hielo es incompresible, la presión de sobrecarga conduce a la deformación elástica.

2.2.3 Esfuerzo de Corte

La magnitud del esfuerzo de corte se deriva de dos maneras diferentes, considerando la posibilidad de la geometría de la Figura 3a. El eje x es paralelo a la superficie, con un ángulo de inclinación. El eje Z apunta hacia arriba, perpendicular a la superficie. Si estamos interesados en el esfuerzo de corte en un plano a una profundidad h y paralela a la superficie, el peso de una columna de una área horizontal $S = 1m^2$, es $\rho_i ghS$.

Donde ρ_i es la densidad del hielo y g es la aceleración de la gravedad. La componente del peso paralela al plano (inclinado) de interés es.

$$\sigma_{xz}^{(a)} = \rho gh \sin \alpha S \quad 2.3$$

En consecuencia la componente del esfuerzo es.

$$\left| \sigma_{xz}^{(a)} \right| = \rho gh \sin \alpha \quad 2.4$$

A la ec.2.4, se llama esfuerzo de conducción. Para un equilibrio de fuerzas que tiene que ser equilibrado por otros factores de esfuerzo, como el arrastre basal τ_b .

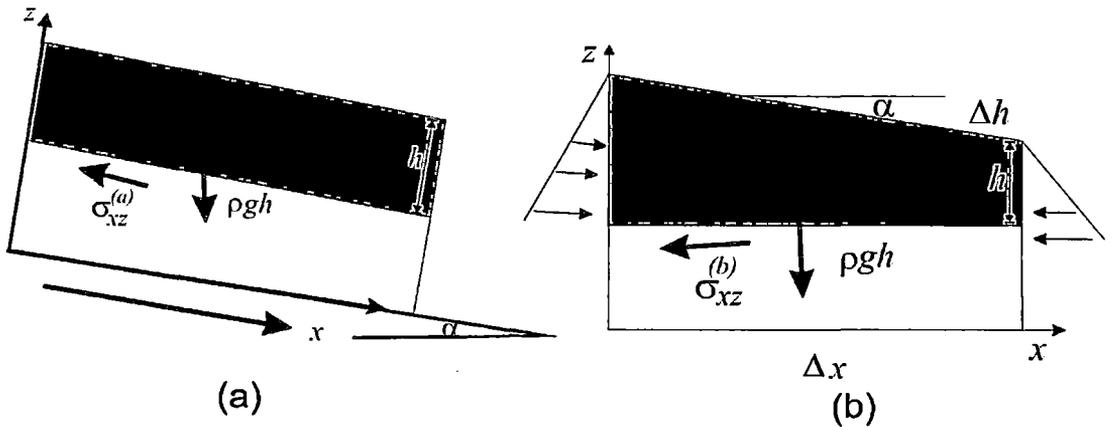


Figura 3: El esfuerzo de corte σ_{xz} en un plano a una profundidad h . Adaptado LUTHI y FUNK (2006).

En la Figura 3.a superficie paralela, con una inclinación del sistema de coordenadas y Figura 3.b sistema de coordenadas alineada a la gravedad. Consideremos ahora la geometría de la Figura 3b, con un sistema de coordenadas donde el eje x es horizontal y el eje z es vertical. La columna es de unidad de sección transversal S y el plano (horizontal), es de interés a la profundidad h a $h + \Delta h$ debajo de la superficie. La presión hidrostática a esta profundidad (en el límite de la brecha) es aproximadamente ρgh y varía linealmente con la profundidad. Por tanto, la fuerza media en la cara vertical de la derecha es $(1/2)\rho gh \cdot hS$ (la segunda h se debe al área de la cara). Del mismo modo, la fuerza media en la cara izquierda es una $(1/2)\rho g(h + \Delta h)^2 S$. La fuerza de corte total en el plano horizontal de interés es de $\sigma_{xz}^{(b)} \Delta x S$. Dado que el bloque está equilibrado, la suma de todas las fuerzas es cero.

$$\frac{1}{2}\rho g(h + \Delta h)^2 - \frac{1}{2}\rho gh^2 + \sigma_{xz}^{(b)} \Delta x = 0 \quad 2.5$$

Expandiendo el primer término, dejando de lado los términos de orden superior a Δh^2 y usando $\tan \alpha = \Delta h / \Delta x$.

$$\left| \sigma_{xz}^{(b)} \right| = \rho gh \frac{dh}{dx} = \rho g h \tan \alpha \quad 2.6$$

Estas expresiones son apropiadas para casos en que ambos ejes del x ; y el plano de interés son horizontales y la superficie del glaciar es inclinada. Tenga en cuenta que las

expresiones ec.2.4 y ec.2.6, en módulo son diferentes porque tienen sistemas de coordenadas diferentes y por lo tanto, diferentes significados σ_{xz} .

Mientras que $\sigma_{xz}^{(a)}$ es el esfuerzo de corte en un plano inclinado, $\sigma_{xz}^{(b)}$ es el esfuerzo de corte en un plano horizontal por debajo de una superficie inclinada, para ángulos pequeños son casi iguales, LUTHI y FUNK (2006).

Si consideramos las propiedades plásticas para una capa de hielo en estado estable en la base del plano horizontal Figura 2, el esfuerzo en la base de la capa de hielo en un plano horizontal de interés es la ec. 2.5.

$$\tau_b = \sigma_{xz}^{(b)} = \rho g H \frac{dH}{dx} \quad 2.7$$

En primer lugar, asumiremos el caso más simple, que el esfuerzo cortante en la base no puede exceder un valor de umbral τ_0 . Este es el caso en que el sustrato en el glaciar cuya base se comporta como un material perfecto-plástico con un límite elástico τ_0 . Si toda la base en el límite elástico es τ_0 , como es el caso, el hielo se acumula en la superficie, la ec. 2.7 se puede integrar entre los intervalos de x a L .

$$H^2 = \frac{2\tau_0}{\rho g} (L - x) \quad 2.8$$

La expresión anterior es una parábola, HOOKE (2005). El espesor en el centro es $H_0 = (2\tau_0 L / \rho g)^{1/2}$, si consideramos, $\tau_0 = 100 \text{ kPa}$ y la extensión horizontal de la capa de hielo de $L = 450 \text{ km}$ obtenemos 3160 m , se refiere a la elevación de la Cumbre.

Ninguna suposición sobre el balance de masa, es parte de este cálculo, y es válido para los glaciares que pueden tener el orden de 100 kPa . La aplicación y el concepto de un glaciar de montaña, podemos hacernos una idea de los espesores típicos de hielo: $\alpha = 5^\circ$, el espesor del hielo sería 127 m , para $\alpha = 10^\circ$, se reduce a 63 m .

2.2.4 Flujo Glaciar

Hay un pequeño porcentaje de glaciares que reaccionan con flujos muy variables e impredecibles, se mantiene relativamente inactivo durante muchos años, pero de un momento a otro acelera a altas velocidades de varios metros por día. Después de un par de meses o años, el rápido movimiento se detiene. Estos fenómenos se denominan picos y

puede tener efectos catastróficos, como los eventos ocurridos en diversos nevados de la Cordillera Blanca en la región Ancash en Perú. A menudo son acompañados por los grandes avances de la terminal del glaciar. Los mecanismos que conducen a aumentos repentinos de los glaciares no están perfectamente claros. Es de suponer que son causados por cierta disociación brusca de un glaciar de su lecho, probablemente relacionados con la producción de agua de deshielo fuerte en la base, la inestabilidad térmica y la deformación en el hielo y un aumento rápido en el deslizamiento basal, HOOKE (2005).

La velocidad de flujo de una capa de hielo depende del espesor de hielo H y la pendiente de la superficie dz_s/dx , para una base plana es dH/dx . Si el hielo se mueve en la base con una velocidad basal, la velocidad de la superficie es.

$$u_s = \frac{2A}{n+1} \left(\rho g \frac{dH}{dx} \right)^n H^{n+1} + u_b \quad 2.9$$

El primer término de la ec. 2.9, está basado con la deformación del hielo y el segundo con el movimiento basal, esta ecuación es una forma de integración vertical de la fuerza de equilibrio complementada con la famosa ley de Glen, publicada en 1952.

$$\dot{\epsilon} = A\tau^n \quad 2.10$$

Esta ecuación establece la tensión horizontal de corte y la razón de deformación del esfuerzo $\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{xz}$ depende del n-ésimo potencia de los esfuerzos de corte horizontal $\tau = \sigma_{xz} = \rho g H \frac{dH}{dx}$. El exponente de la ley de la potencia es una propiedad del material y es alrededor $n = 3$. La cantidad A es un parámetro que depende de la temperatura (el tamaño de los gránulos, contenido de agua y impurezas) los valores de los parámetros de A ver Tabla 2B Anexo B

La velocidad de flujo horizontal a una profundidad $h = H - z$, por debajo de la superficie donde z es la distancia sobre el lecho rocoso, entonces la ec.2.9, toma la forma.

$$u(h) = u_s - \frac{2A}{n+1} \left(\rho g \frac{dH}{dx} \right)^n h^{n+1} \quad 2.11$$

$$u(h) = \frac{2A}{n+1} \left(\rho g \frac{dH}{dx} \right)^n (H^{n+1} - h^{n+1}) + u_b \quad 2.12$$

Estas ecuaciones también se conocen como las ecuaciones del hielo superficial, para obtener el flujo de hielo a través de la sección vertical de ancho $W = 1m$.

Al integrar la ec.2.11 sobre el espesor del hielo.

$$q = \int_0^H u(h) dh \quad 2.13$$

$$q = u_s H - \frac{2A}{n+1} \left(\rho g \frac{dH}{dx} \right)^n \int_0^H h^{n+1} dh \quad 2.14$$

$$q = u_s H - \frac{2A}{(n+1)(n+2)} \left(\rho g \frac{dH}{dx} \right)^n H^{n+2} \quad \text{con ec. 2.9} \quad 2.15$$

$$q = \frac{2A}{(n+2)} \left(\rho g \frac{dH}{dx} \right)^n H^{n+2} + u_b H \quad 2.16$$

El flujo q de una sección vertical de anchura W esta dado en unidades de $m^2 a^{-1}$ la velocidad de flujo promedio del hielo a una profundidad es.

$$\bar{u} = \frac{q}{H} = \frac{2A}{(n+2)} \left(\rho g \frac{dH}{dx} \right)^n H^{n+1} + u_b \quad 2.17$$

En esencia el movimiento basal con el supuesto $n = 3$. La profundidad promedio de velocidad de flujo es $(n + 1)/(n + 2) = 80\%$, la velocidad de flujo de la superficie $u_s = u(H)$.

Si el flujo local del hielo y el balance de velocidad de acuerdo a la capa de hielo es una constante, la capa de hielo es plenamente ajustado a las condiciones climáticas y no hay cambios geométricos. Observe que las capas de hielo y glaciares no llegan a un estado estacionario debido a la inestabilidad intrínseca.

Si consideramos como propiedades viscosas podemos calcular la forma de una capa de hielo. Se asume la razón de balance de masa uniforme \dot{b} (en unidades de ma^{-1}) es la pérdida de masa debido a la partición en el borde. En un estado estacionario, el flujo de

equilibrio a través de una posición x , $q_{bal}(x) = \dot{b}x$, tiene que ser igual al volumen de flujo q_{flujo} a través de esta sección.

De acuerdo a la ec. 2.1 y 2.16 podemos igualar e ignorando el movimiento basal, tenemos.

$$\dot{b}x = \frac{2A}{(n+2)} \left(\rho g \left| \frac{dH}{dx} \right| \right)^n H^{n+2} \quad 2.18$$

La solución de la ecuación diferencial está dado por el siguiente perfil.

$$H^{2+2/n} = K(L^{1+1/n} - x^{1+1/n}) \quad 2.19$$

Con

$$K = \frac{2(n+2)^{1/n}}{\rho g} \left(\frac{\dot{b}}{2A} \right)^{1/n} \quad 2.20$$

En el punto más alto de las variables son $x = 0$ y $H(0) = H_0$. Por tanto, se escribe la ecuación.

$$\left(\frac{H}{H_0} \right)^{2+2/n} + \left(\frac{x}{L} \right)^{1+1/n} = 1 \quad 2.21$$

Plasticidad perfecta corresponde a $n \rightarrow \infty$, lo que reduce a esta ecuación a la parábola de la ec.2.8. Esta solución ha sido descrita por primera vez por Vialov en 1958.

2.3 Principio de Balance de Masa Glaciar

Variaciones en la masa glaciar se determina por el equilibrio entre la entrada (ganancia de masa) y salida (pérdida de masa). El primero se conoce como acumulación e incluye todos los procesos por los cuales el material se agrega a un glaciar. Normalmente se lleva a cabo cerca de la superficie de un glaciar, el proceso de acumulación principal es la caída de nieve y la consiguiente transformación de la nieve en hielo ver sección 2.1. Las avalanchas de nieve por el viento, la formación de escarcha y la congelación de la lluvia dentro de la capa de nieve son otros mecanismos por el cual, la masa se agrega a un glaciar, PATERSON y HOOKE (1995)

El calor latente que se libera durante la recongelación puede ser un proceso importante en el calentamiento de las capas cercanas a la superficie en la zona de acumulación de un glaciar. HAMBREY y ALEAN (2004), afirman que el proceso de volver a congelar por lo general no debe dejarse de lado en los estudios de balance de masa. Sin embargo, la acumulación interna es muy difícil medir de forma fiable. La evidencia sugiere que tiene una magnitud típica de decenas de milímetros por año en los glaciares con magnitud del balance de masa sea varias veces más grande, COGLEY y ADAMS (1998). Es significativo en los glaciares subpolares que, en parte son por debajo de cero grados para todo el año, KASER (2001).

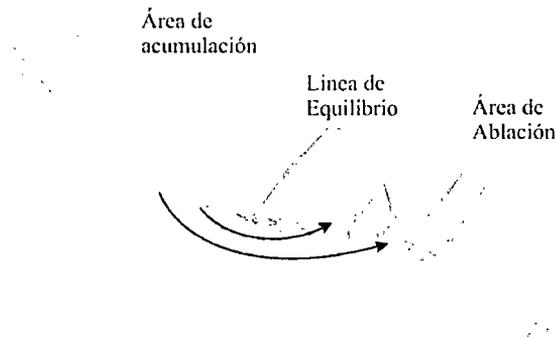


Figura 4. Un glaciar de valle típico, que muestra la relación entre la línea de equilibrio y las áreas de acumulación y ablación. Adaptado de HOOKE (2005).

Los cambios climáticos provocan cambios en el balance de masa de una capa glaciar o hielo, la medida para este cambio es la tasa de balance. La tasa de balance se define como el total de la ganancia de masa (acumulación) y la pérdida de masa (ablación) durante un cierto lapso de tiempo. Por integración en un intervalo de tiempo t_1 a t_2 entonces el balance neto b es:

$$b(x) = \int_{t_1}^{t_2} \dot{b}(x) dt \quad 2.22$$

El balance neto es la ganancia o la pérdida de masa en un lugar de la superficie del glaciar. La función $b(x)$ describe la distribución espacial de balance de masa sobre la superficie glaciar. La integración de esta función sobre la superficie del glaciar S conduce al balance neto del glaciar (balance de masa) B .

$$B = \int_S b(x) dS \quad 2.23$$

El balance neto de los glaciares es también llamado balance neto total. El balance de masa glaciar es la suma de la acumulación y la ablación sobre toda la superficie glaciar, y por lo tanto en un glaciar es usualmente expresado como cambio de volumen de la cantidad de agua líquida por unidad de área. Dividiendo el balance de masa total de la superficie del glaciar da el promedio del balance neto o balance neto específico.

$$\bar{B} = \frac{B}{S} \quad 2.24$$

\bar{B} , tiene unidades de metros de agua equivalente (m.w.e), B en unidades (m^3 .w.e). En la Figura 5 se muestran la tasa de acumulación \dot{a} , la tasa de ablación \dot{b} y tasa de balance neto $\dot{b} = \dot{a} + \dot{c}$.

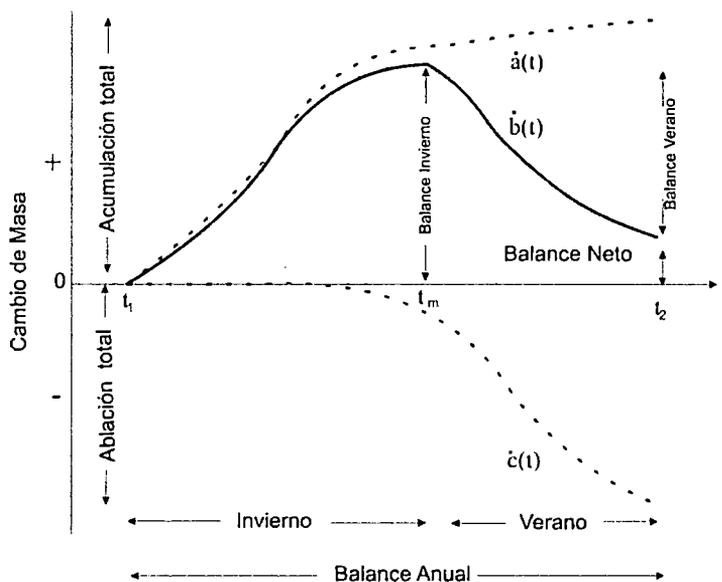


Figura 5: Evolución idealizada de la variación del balance neto en un año con un balance positivo. Adaptado LUTHI y FUNK (2006).

2.4 Influencia del Cambio Climático

Se define el cambio climático, como los cambios a largo plazo de uno o más variables del clima como precipitación, radiación y temperatura. Figura 6, muestra muy bien esta tendencia de balance y está influenciada principalmente por el balance de verano, es decir, la intensidad de la fusión es de mayor importancia para el balance de masa de un glaciar que la cantidad de nieve.

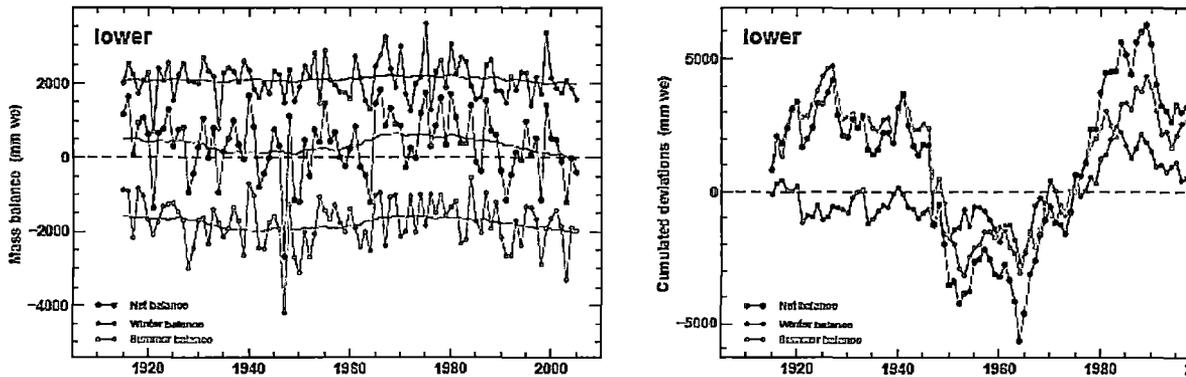


Figura 6: Izquierda: invierno, verano y el balance neto de Claridenfirn en Suiza. Derecha: Invierno acumulado, el verano y el balance neto (Glaciological Reports, 2008).

El balance neto y el promedio de balance neto reaccionan de manera muy diferente al cambio climático, como se ilustra en la Figura 7. Inicialmente, el glaciar se encuentra en un estado estacionario, es decir, en equilibrio con el clima. Suponemos que el clima cambia al instante en el tiempo t_0 en la Figura 7a. La tasa de fusión y la tasa de acumulación cambian de inmediato por todas partes en el glaciar. Esto conduce a un cambio correspondiente en la tasa de balance y balance neto. Por lo tanto la tasa neta de balance \dot{b} reacciona inmediatamente y sin demora al cambio climático Figura 7b.

El promedio de balance neto es $B = 0$ antes del cambio climático, cuando la misma cantidad de hielo se funde como se acumula en el transcurso de un año. Después del tiempo t_0 el promedio de balance neto es positivo o negativo hasta que el glaciar se ha alcanzado un nuevo equilibrio Figura 7c. Un cambio climático sólo conduce a un cambio temporal de promedio de balance neto. Antes y mucho después del cambio climático el promedio de balance neto es cero.

La longitud de los glaciares reacciona inmediatamente a un cambio climático, pero no tienen un salto como en la Figura 7c. La longitud varía hasta un nuevo equilibrio que haya sido alcanzado. El tiempo necesario para que el glaciar adopte un equilibrio después de un cambio en el balance neto se denomina tiempo de reacción.

Como hemos visto un glaciar en equilibrio con un clima dado el balance neto total tiende a ser nula.

$$B = \int_S b dS = 0 \quad 2.25$$

Un cambio en el clima por lo general conduce a un cambio en la distribución del balance neto $b(x)$ en todas sus partes. En consecuencia, el balance neto del glaciar B es diferente de cero. Si el cambio de balance de masa es positivo, el glaciar alcanza un nuevo equilibrio de ampliar su zona de ablación, lo que significa un avance de la terminal (el glaciar se hace más larga). La fusión adicional en el área adicional compensa el aumento de la acumulación a lo largo de la zona inicial.

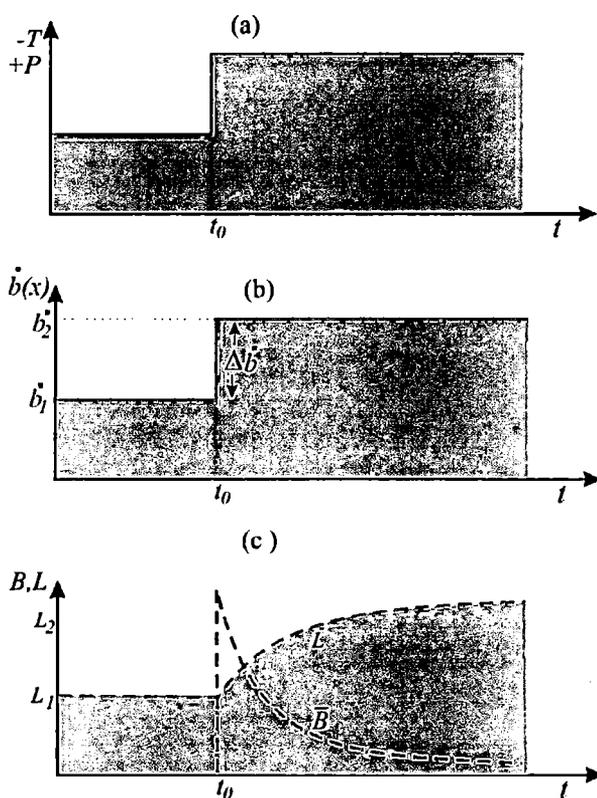


Figura 7: Reacción del glaciar al cambio de variables del clima. Adaptado LUTHI y FUNK (2006).

Para ilustrar este principio, ver Figura 8, nos imaginamos un glaciar de anchura constante, y un balance neto que sólo varía con x . Antes del cambio en el tiempo $t = t_0$, el glaciar está en equilibrio.

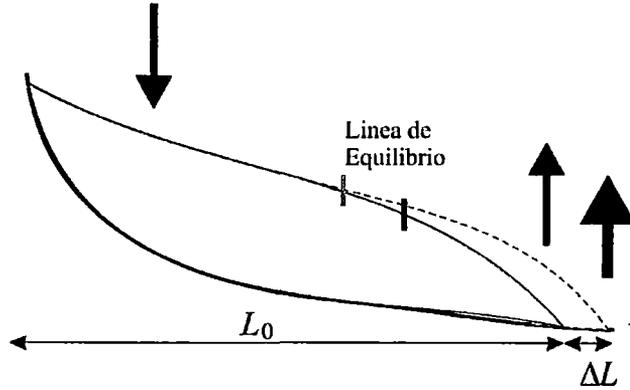


Figura 8: A través de un cambio climático se destruye el equilibrio climático y tiene que ser re-establecido por un cambio en la geometría.

El estado estable de longitud L_0 .

$$\int_0^{L_0} b(x) dx = 0 \quad \text{Para } t < t_0 \quad 2.26$$

En el tiempo $t = t_0$ los cambios de balance de masa debido a un cambio climático es a través de $\Delta b(x)$. Después de un cierto tiempo el glaciar ha alcanzado un nuevo equilibrio en una nueva longitud $L_0 + \Delta L$.

$$\int_0^{L_0 + \Delta L} (b(x) + \Delta b(x)) dx = 0 \quad t - t_0 < t_R \quad 2.27$$

El tiempo de reacción t_R , es el lapso de tiempo que el glaciar tiene que adaptarse a la nueva estructura de balance. Entonces reescribimos la integral de la ec.2.27, para ver el significado de los términos individuales.

$$0 = \int_0^{L_0 + \Delta L} (b(x) + \Delta b(x)) dx \quad 2.28$$

$$0 = \int_0^{L_0} b(x) dx + \int_0^{L_0} \Delta b(x) dx + \int_{L_0}^{L_0 + \Delta L} b(x) dx + \int_{L_0}^{L_0 + \Delta L} \Delta b(x) dx \quad 2.29$$

El primer término es cero debido a la ec.2.27. El segundo término es la integral del cambio del balance de masa $\Delta b(x)$ en la longitud original del glaciar, también se puede escribir como.

$$\Delta \bar{b} = \frac{1}{L_0} \int_0^{L_0} \Delta b(x) dx \quad 2.30$$

El tercer término es la integral de la distribución de la masa original de equilibrio en la nueva longitud del glaciar. Aquí nos permitiremos utilizar la definición del balance promedio neto en la lengua.

$$\bar{b}_t = \frac{1}{\Delta L_0} \int_{L_0}^{L_0 + \Delta L} b(x) dx \quad 2.31$$

Entonces este término es $\bar{b}_t \Delta L$. El cuarto término es un producto del cambio de longitud y el cambio del balance neto integrado por ΔL . Este término es de segundo orden y por lo general insignificante en comparación con el segundo y tercer término de la ec. 2.32, con estas simplificaciones tenemos.

$$\bar{b}_t \Delta L + \Delta L_0 \Delta \bar{b} \cong 0 \quad 2.32$$

Esta ecuación muestra que un cambio en la entrada tiene que ser compensado por un cambio en la salida.

Por otro lado, a partir de la observación y los resultados de los estudios de modelización numérica muestran que un glaciar que avanza en la geometría de la zona de acumulación se mantiene casi el mismo, el aumento de elevación de la superficie en el área de acumulación es muy pequeño en comparación con los cambios en la zona de ablación. También, la forma de una lengua glaciar se mantiene. Ahora imaginemos que toda la lengua se desplaza hacia abajo por la pendiente, la distancia adicional ΔL es agregada a la posición anterior, ver Figura 8. La brecha que se forma en la parte más gruesa del glaciar da una buena estimación de la diferencia de volumen.

$$\Delta V = H_{max} \Delta L \quad 2.33$$

Para saber cuánto tiempo tarda un glaciar templado, alcanzar un nuevo estado de equilibrio, después de que haya sido perturbado por un cambio en el balance neto, a éste tiempo se llama escala de tiempo del volumen t_v y está relacionado con el cambio de volumen y el cambio de influjo de masa, expresamos.

$$t_v = \frac{\Delta V}{\Delta q} = \frac{\Delta V}{\int_0^{L_0} \Delta b(x) dx} \quad 2.34$$

con la aproximación correspondiente tenemos.

$$t_v \cong \frac{H_{max} \Delta L}{L_0 \Delta \bar{b}} \cong \frac{H_{max} \Delta L}{-\Delta L \bar{b}_t} \cong -\frac{H_{max}}{\bar{b}_t} \quad 2.35$$

Esta escala de tiempo de volumen, depende solo de dos cantidades relativas que son fácilmente determinables, HAMBREY y ALEAN (2004). El promedio de balance neto en la lengua del glaciar \bar{b}_t es siempre negativa, por lo que la escala de tiempo de volumen es positiva, la escala de tiempo de volumen es el tiempo mínimo que el glaciar tiene que ajustarse a un nuevo clima. Sin embargo para la mayoría de los glaciares la relación $t_R = t_v$ es válida.

2.4.1 Sensitividad Climática

Por lo general, la respuesta de los glaciares a los cambios climáticos dependen de la geometría y el espesor en ese contexto una característica importante es la sensitividad del glaciar al clima, cuando hay un incremento de temperatura es solo una cuestión de escala de tiempo. Para dar respuesta inmediata, de la reacción del glaciar y una serie de características acompaña al cambio glaciar teniendo como resultado la disminución significativa de volumen, HOOKE (2005).

En altitudes bajas con un clima más cálido aumentan dramáticamente la tasa de derretimiento esto conduce a un adelgazamiento de los glaciares, a la inversa una disminución de las tasas de fusión, debido a las bajas temperaturas se traducirá en un aumento de la elevación de la superficie. Al aumentar la altura la temperatura disminuye lo que a su vez causan menos derretimiento de la nieve. Aunque la principal fuente de energía para el deshielo de los glaciares es la radiación solar, experimentos meteorológicos han demostrado que fluctuación interanual en el balance de masa glaciar se debe principalmente a cambios de temperatura y precipitación, HOOKE (2005). Sin embargo la sensitividad del balance de masa es frecuentemente definida con respecto a un cambio uniforme en el promedio anual de la temperatura del aire C_T y el cambio anual de precipitación C_P .

$$C_T = \frac{d\bar{B}}{dT} \quad 2.36$$

$$C_P = \frac{d\bar{B}}{dP} \quad 2.37$$

La variación de uno de estos parámetros hace variar el comportamiento glaciar y por tanto estas cantidades son básicas para caracterizar un glaciar.

2.5 Temperatura en los Glaciares

Los glaciares se dividen en tres categorías, dependiendo de su estructura térmica.

- Glaciares Fríos, temperatura del hielo está por debajo de la temperatura de fusión a lo largo del glaciar, a excepción quizá de una delgada capa superficial.
- Glaciares térmicos, todo el glaciar está a la temperatura de fusión, a excepción del congelamiento estacional de la capa superficial.

- Glaciares politérmicos, Algunas partes de los glaciares son frías, algunas templadas. Por lo general, en la mayor área de acumulación, así como la parte superior de una columna de hielo es frío, mientras que la superficie y la base están a la temperatura de fusión.

A su vez, es preciso señalar que un perfil de temperatura de un glaciar frío contiene información sobre el clima del pasado y la deformación del hielo es fuertemente dependiente de la temperatura (dependencia de la temperatura del factor A en la ley de flujo de Glen, Anexo B, Tabla B2).

La distribución de la temperatura en un glaciar depende de muchos factores. Las fuentes de calor están en la superficie del glaciar, en la base del glaciar y en el cuerpo del hielo. El calor es transportado a través de un glaciar por conducción (difusión), se transporta con el movimiento hielo y es por convección con el agua o el aire que fluye a través de grietas y canales, las fuentes de calor dentro del cuerpo de hielo podemos citar.

- Debido a la producción de calor disipativas (fricción interna) debido a la deformación del hielo.
- Calentamiento por fricción en la base del glaciar (el movimiento basal).
- Calentamiento por fricción del flujo de agua en las paredes del canal englacial.
- Liberación o consumo de calor (latente) debido a la congelación y descongelación.

2.5.1 Balance de la Energía en la Superficie

Las variaciones en el balance de masa glaciar están estrechamente relacionadas con los cambios en la temperatura y la precipitación. En una escala global, la temperatura del aire sólo es considerado como el nuevo factor más importante del retroceso glaciar. Esta relación no es necesariamente de carácter directo, sino que incluye efectos indirectos como la influencia de la temperatura del aire, en la precipitación total de la lluvia y nieve. A escala local, la temperatura del aire cerca de la superficie, no es la causa principal de la ablación, pero por lo menos en parte del resultado en los procesos del intercambio de energía en la superficie de un glaciar Figura 9. Estos a su vez depende de una compleja interacción entre otras condiciones de la superficie del glaciar, los factores externos meteorológicas y la topografía de la superficie glaciar así como las superficies circundante, PATTERSON y HOOKE (1995). Asumiendo una capa superficial de espesor infinitesimal

con capacidad de calor cero, la suma de todos los procesos de intercambio resultante de energía en la superficie, es igual a cero. Para una cubierta de nieve o sin nieve la superficie glaciara se puede expresar en términos de sus diferentes componentes, HOOKE (2005).

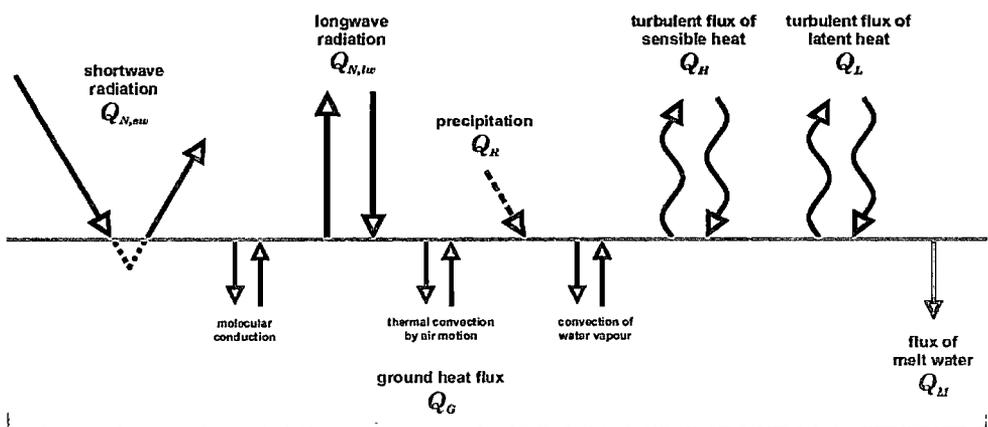


Figura 9. Esquema de los procesos más importantes para determinar el balance energético de la superficie glaciara, HOOKE (2005).

$$Q_N + Q_H + Q_L + Q_G + Q_R + Q_M = 0 \quad 2.38$$

Con valores positivos para la ganancia de energía.

Q_N : Radiación neta (W/m^2).

Q_H : Flujo turbulento de calor sensible (W/m^2).

Q_L : Flujo turbulento de calor latente (W/m^2).

Q_G : Flujo de calor terrestre (W/m^2).

Q_R : Flujo de calor suministrado por la lluvia (cuando la temperatura de precipitación difiere de la temperatura de superficie) (W/m^2).

Q_M : Energía consumida por el derretimiento de nieve o hielo (W/m^2).

El flujo de calor debido a la precipitación es pequeño, difícil de cuantificar y por lo tanto, se ignora en los modelos de balance de energía, HOOKE (2005).

Para los glaciares templados, el flujo de calor terrestre Q_G , puede considerarse insignificante, COGLEY y ADAMS (1998). Sólo para glaciares fríos o los glaciares con

una capa superficial perenne frío, el flujo de calor en el hielo puede ser un sumidero de energía considerable, HOOKE (2005). En general, los flujos en el interior del glaciar son mucho más pequeñas que puede existir entre la atmósfera y la superficie del glaciar, a excepción del flujo de agua del deshielo, que a través de una capa de nieve, representa un flujo de calor latente, HAMBREY y ALEAN (2004). Los flujos turbulentos de calor Q_H y Q_L son impulsados por la temperatura cerca de la superficie y los gradientes de humedad, así como por la turbulencia. La clave de la condición superficial es la rugosidad de la superficie, es mayor para el hielo que la nieve, HOOKE (2005). En general se supone que la contribución relativa de los flujos turbulentos para el balance energético disminuye con la altitud, KASER y GEORGES (1999). Cuando la temperatura del aire está por encima del punto de congelación Q_H , es siempre positivo (flujo hacia la superficie). En estas condiciones Q_L , puede ir en ambas direcciones, dependiendo de la humedad del aire, HOOKE (2005).

Si la superficie se está derritiendo su temperatura se mantiene a 0°C y no puede elevarse más aún si la temperatura del aire lo hace. Por lo tanto, con un aumento de temperatura del aire por encima de 0°C, el gradiente de temperatura vertical se incrementará y también Q_H , PATERSON y HOOKE (1995). Al mismo tiempo, la influencia de enfriamiento de la superficie del hielo puede crear una capa estable en la atmósfera cerca de la superficie que elimina el intercambio vertical de energía por turbulencia. Sobre el hielo glaciar, Q_H y Q_L son generalmente pequeñas, en promedio en semanas o meses comparado con el flujo de la radiación neta. Este es el caso de glaciares en las condiciones subtropicales seco, por ejemplo, en el Sur de Bolivia y el Norte de Chile, KASER (2001). Sobre los glaciares tropicales, el flujo turbulento de calor latente Q_L , suele ser el segundo mayor flujo de energía en el balance de energía (después de la radiación neta de onda corta) y es negativo durante todo el año lo que resulta en la sublimación continua, PATERSON y HOOKE (1995). El flujo de radiación neta Q_N puede ser aún más dividido en componentes de onda corta (espectro solar) y de onda larga (espectro terrestre).

$$Q_N = G(1 - \alpha) + L_{in} + L_{out} \quad 2.39$$

$$Q_{N,sw} = G(1 - \alpha)$$

$$Q_{N,lw} = L_{in} + L_{out}$$

G : Radiación global (radiación de onda corta entrante), consistiendo de una parte directa y una parte difusiva (W/m^2).

α : reflectancia superficial integrada sobre el espectro solar (relación de reflexión a radiación incidente solar).

L_{in} : Radiación de onda larga entrante (W/m^2).

L_{out} : Radiación de onda larga saliente (emitida por la superficie) (W/m^2).

$Q_{N,sw}$: Balance de radiación de onda corta (W/m^2).

$Q_{N,lw}$: Balance de radiación de onda larga (W/m^2).

Los flujos de la energía de onda larga L_{in} y L_{out} normalmente se compensan entre sí en gran medida. El término G , es la radiación de onda corta entrante en una superficie del glaciar, a menudo se considera como la principal fuente de energía que contribuye al derretimiento de los glaciares, LUTHI y FUNK (2006), HOOKE (2005). En consecuencia, la reflectancia superficial α es un parámetro de control clave y determina en gran medida la variabilidad de la cantidad de energía de superficie en el tiempo y el espacio. En la mayoría de los glaciares, la radiación solar por lo general proporciona alrededor del 75% de la energía de fusión. La radiación global G en general, depende de la latitud de un sitio, estacional y de los factores atmosféricos (dispersión y absorción por las moléculas de aire, los aerosoles y las nubes). Por otra parte, en una escala local, la cantidad de radiación solar que llega con fuerza puede depender de factores geométricos, como la pendiente y el aspecto de la superficie del glaciar y la sombra de las montañas circundantes, LUTHI y FUNK (2006). La reflexión de las pendientes circundantes puede llevar a un aumento adicional en la cantidad de radiación solar que llega a una superficie glaciar, PETERSON (1994). Otros autores también hacen hincapié en la importancia de la radiación de onda larga atmosférica como una fuente de energía significativa para el derretimiento del hielo, HOOKE (2005).

En los glaciares de valle, también la radiación de onda larga emitida por la pendiente no glaciar circundante puede influenciar considerablemente el balance de radiación de la superficie SINGH y SINGH (2001).

2.5.2 Reflectancia en la Superficie

La radiación neta es el principal contribuyente de la energía de fusión, reflectancia es la clave de control de las tasas de derretimiento y por tanto para el excedente de la masa total de un glaciar.

La reflectancia de la superficie de un glaciar depende de una manera complicada en la estructura cristalina del hielo glaciar, teniendo en cuenta la morfología de la superficie, el polvo y las concentraciones de hollín, material de morrenas, la presencia de agua líquida encerrada y superficial, la elevación solar, nubosidad y la presencia de una capa de nieve en la superficie, OERLEMANS y REICHERT (2000). Como consecuencia, la variación espacial y temporal de la reflectancia es muy grande y un modelado preciso incluyendo todos los factores importantes es difícil RICHARDS y XIUPING (2006). Sin embargo, algunas dependencias básicas se pueden derivar de consideraciones teóricas y datos disponibles. Estas relaciones se pueden dividir en dos categorías básicas.

- La dependencia de la reflectancia superficial sobre las propiedades de la radiación incidente (por ejemplo, longitud de onda y ángulo de incidencia) y en los factores atmosféricos (por ejemplo, la presencia de nubes con su efecto sobre la composición espectral de la radiación incidente).
- La dependencia de la reflectancia superficial sobre las características de la capa superficial.

Un mayor control sobre la reflectancia superficial es la profundidad de la capa de nieve y su condición. En comparación con el hielo, la nieve tiene una reflectancia relativamente alta que puede alcanzar valores superiores a 0,95 para la nieve fresca caída. La reflectancia de la nieve depende del estado de la nieve, que a su vez está fuertemente ligada al tamaño de grano. Como se describe en la parte 2.1 de este Capítulo, el proceso de metamorfismo. Estos cambios estructurales y geométricos dentro de la capa de nieve conducen a un aumento en la densidad y también a un aumento de tamaño de grano, siendo esta última responsable una reducción en la reflectividad. La reflectancia de la nieve, generalmente disminuye durante el proceso de envejecimiento.

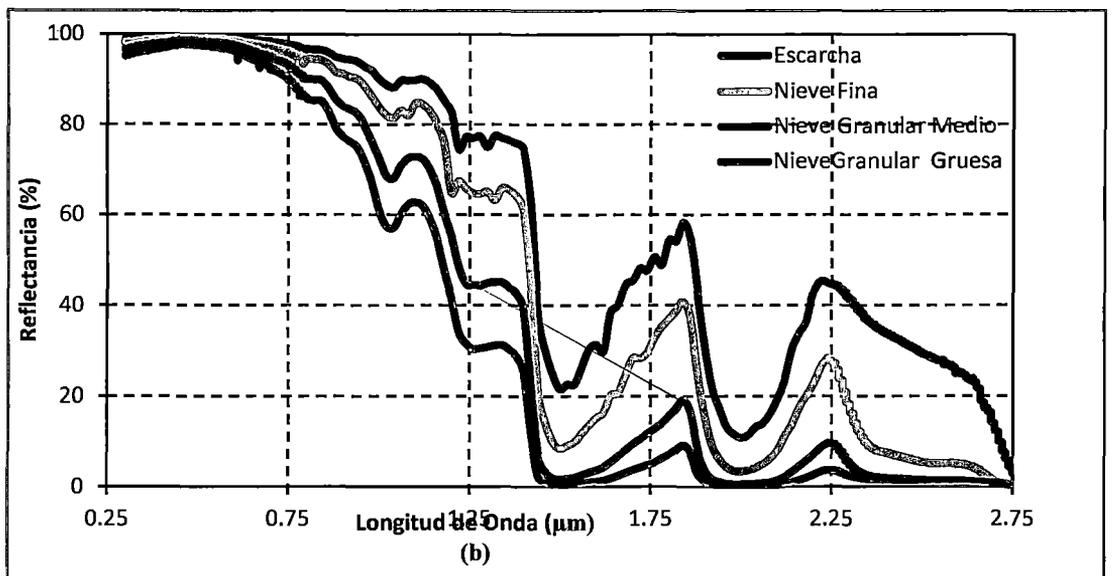
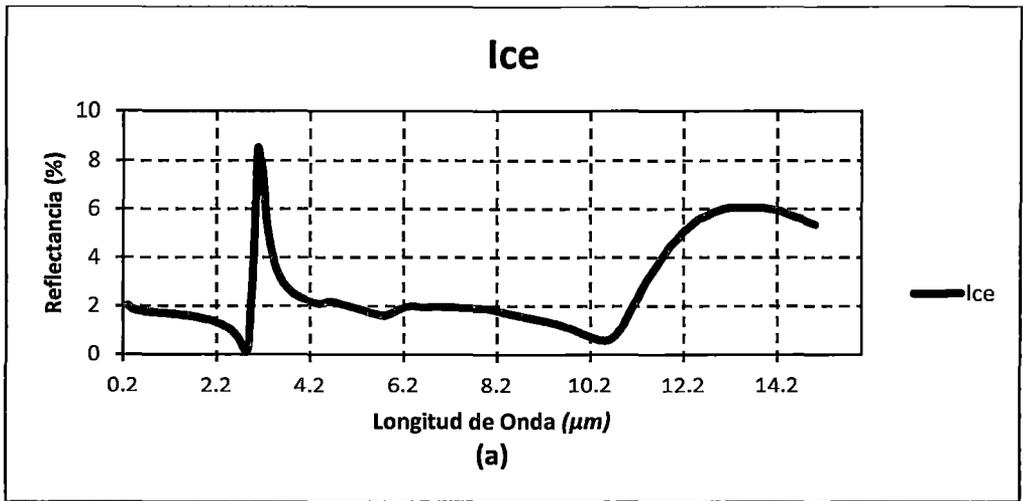


Figura 10: (a) y (b) Curvas espectrales de diferentes tipos de hielo y nieve. (Collected at John Hopkins University IR Spectroscopy Lab. Cortesía ASTER spectral)

La acumulación de impurezas en la superficie de la nieve aumenta aún más el efecto de envejecimiento. Del mismo modo la presencia de agua líquida en los intersticios entre los granos (fusión de bolsas de agua), aumenta el tamaño de grano efectiva a través de una reducción en la superficie de la nieve en contacto con el aire. Esto se traduce en una reducción de la difusión de refracción y una reducción en la reflectancia de la nieve

húmeda, SINGH y SINGH (2001). Por lo tanto, la fusión restante reduce la reflectancia de la superficie de la nieve de manera significativa y da lugar a valores relativamente altos del balance de la radiación Q_N , PATERSON (1994). Los valores típicos de reflectancia de la nieve y superficies diferentes de hielo ver Tabla 3B ANEXO B. Los valores más bajos se plantean en la presencia de polvo y escombros sobre la superficie del hielo. Debido a la gran diferencia en la reflectancia de la nieve fresca caída y el hielo glaciar, nos permite hacer uso de imágenes satelitales para su clasificación, en ese contexto las técnicas de teledetección juegan un rol muy importante para el estudio de los glaciares.

También la acumulación de polvo atmosférico y material de morrenas (escombros) en la superficie de un glaciar pueden significativamente disminuir la reflectancia, sobre todo en el espectro visible y por tanto acelerar la fusión, KAAB (2005). La tasa de ablación bajo una capa de escombros se rige por las características de la radiación, la temperatura del aire y características física de los desechos, tales como el grosor, la reflectancia y la conductividad térmica, tal como señala, PAUL (2004). La reflectancia de escombros cubiertas de hielo y el hielo con las impurezas incrustadas en el interior es más baja que la del hielo puro y la absorción de la radiación solar es mayor. Por otro lado, una capa de escombros dificulta el flujo de calor desde la superficie superior hacia la capa de superficie que está por debajo de las morrenas es decir actúa como un aislante, KAAB y FRAUENFELDER (2005). El efecto de los desechos en las tasas de derretimiento, depende en gran medida del grosor de la cubierta de escombros una cubierta de escombros delgada acelera deshielo mientras que una capa gruesa retrasa debido al efecto aislador. Un aumento máximo de tasas de derretimiento se ha observado en un espesor de alrededor de 1 a 2 cm, FUJITA y SAKAI (2000). Escombros cubiertos de glaciares a menudo muestran un comportamiento especial, debido a la tasa de fusión baja una cubierta de escombros de espesor considerable puede sobrevivir en bajas elevaciones que si estuviera libre la respuesta del glaciar es evidente al forzante climático. En todos los glaciares del mundo se encuentran glaciares cubiertos de escombros, en la Cordillera Blanca podemos encontrar muchos nevados cubiertos de escombros y juegan un papel importante porque estancan las condiciones del calentamiento global.



Figura 11: Escombros, en el Nevado Pisco 5752 msnm en la cordillera Blanca Ancash-Perú. (<http://www.flickr.com/photos/8282951@N06/sets/72157621741933701/>).

2.6 Estimación de Volumen Glaciar

La transferencia de masa a través del balance de masa de las superficies externas del glaciar y por el movimiento de las superficies internas actúan simultáneamente para controlar la geometría de un glaciar, PETERSON (1994). Como el ajuste de la geometría de los glaciares no es un proceso instantáneo, sino que es continúa por muchos años un glaciar puede avanzar o retroceder en respuesta a las condiciones climáticas. Con base en consideraciones teóricas por BARHT y MEIER (1997), sugiere que el volumen glaciar V es proporcional al producto del ancho W , longitud x y el promedio de la altura h . Una característica similar para el área S , en el estado de equilibrio se puede relacionar entre sí a través de una ley de potencia:

$$V \approx S^\gamma \quad 2.40$$

Con $\gamma = 1.375$, para los glaciares de valle y los casquetes polares $\gamma = 1.25$ para las capas de hielo. La ec. 2.39 no sólo son válidas para un estado de equilibrio teórico, pero pueden ser válidos para los glaciares con demasiado volumen y área, BARHT y MEIER (1997).

La ec. 2.40, podemos utilizar para nuestro propósito, de la siguiente manera.

$$V = c.S^\gamma \quad 2.41$$

Donde c es una constante calibrada, la correspondencia entre el área glaciar y la altura promedio \bar{h} es obtenida dividiendo ambos lados por el área S .

$$\bar{h} = c.S^{\gamma-1} \quad 2.42$$

Suponiendo que este modelo geométrico simple, puede ser utilizado para deducir la superficie de un glaciar como los cambios de volumen. Cabe señalar que, en un sentido estricto, no se puede esperar que γ , siga siendo el mismo bajo condiciones climáticas de constantes cambios BARHT y MEIER (1997).

CAPITULO III

3. FUNDAMENTOS FISICOS DE LA TELEDETECCION

3.1 Fundamentos de Radiación Térmica

La transferencia de calor por radiación y la radiación térmica se utiliza comúnmente para describir la transferencia de calor causado por las ondas electromagnéticas. Todos los materiales continuamente emiten y absorben las ondas electromagnéticas o fotones, mediante la reducción o aumento de sus niveles de energía molecular. La fuerza y las longitudes de onda de emisión dependen de la temperatura del material que emite.

En el caso de la conducción de energía de un sólido, se realiza a través de la red atómica de los electrones libres o por la interacción fotón-fotón (es decir, la excitación de la vibración los niveles de energía de enlaces interatómicos). En los gases y líquidos, la energía se transfiere de molécula a molécula a través de colisiones (es decir, la molécula más rápido pierde parte de su energía cinética con relación a una más lenta).

La transferencia de calor por convección es similar, pero muchas de las moléculas con elevada energía cinética, se dejan llevar por la corriente y se sustituyen por el fluido más frío, lo que resulta en un aumento de las tasas de transferencia de energía. Así, tanto la conducción y convección requieren de la presencia de un medio para la transferencia de energía. La radiación térmica, por el contrario se transmite por ondas electromagnéticas o fotones, que pueden viajar una larga distancia sin la interacción con un medio.

Para la gran mayoría de aplicaciones de conducción de calor tasas de transferencia están bien descritos por la ley de Fourier según:

$$Q = -k \frac{\partial T}{\partial x} \quad 3.1$$

Donde, Q es el flujo de calor en la dirección x , T es la temperatura y K es la conductividad térmica del medio. Del mismo modo, el flujo de calor por convección por lo general puede ser calculada a partir de una correlación.

$$q = h(T - T_{\infty}) \quad 3.2$$

Donde h , se conoce como la transferencia de calor por convección, y T_{∞} , es una temperatura de referencia. Mientras que h y K depende de la temperatura, esta dependencia no suele ser muy fuerte. Por lo tanto, para la mayoría de las aplicaciones, por conducción y convección las tasas de transferencia de calor son linealmente proporcionales a la diferencia de temperatura, MODEST (2003). Como vemos, las tasas de transferencia de calor radiante son generalmente proporcionales a las diferencias de temperatura a la cuarta potencia, es decir.

$$q \propto (T^4 - T_{\infty}^4) \quad 3.3$$

La transferencia de calor por radiación se vuelve más importante con los niveles de aumento de la temperatura y puede ser totalmente dominante en la conducción y convección a temperaturas muy altas.

La energía térmica radiante puede ser vista como un conjunto de ondas electromagnéticas o como un conjunto de paquetes de energía sin masa, llamados fotones como explica la mecánica cuántica. Ningún punto de vista describe por completo todo los fenómenos radiativos. Se acostumbra utilizar ambos conceptos indistintamente y las propiedades de radiación de líquidos y sólidos (incluyendo pequeñas partículas) y de las interfaces (superficies) son más fáciles de predecir utilizando la teoría de la onda electromagnética, mientras que las propiedades radiativas de los gases es conveniente a partir de la mecánica cuántica, MODEST (2003).

Todas las ondas electromagnéticas o fotones, se sabe que se propagan a través de cualquier medio con una velocidad muy grande. La luz, es una onda electromagnética y su velocidad depende del medio a través del cual viaja y puede ser relacionado con la velocidad de la luz en el vacío, c_0 por la fórmula

$$c = \frac{c_0}{n}, \text{ donde } c_0 = 2.998 \times 10^8 \text{ m/s} \quad 3.4$$

Donde n es el índice de refracción del medio. Para la mayoría de los gases del índice de refracción es muy cercana a la unidad, por ejemplo, el aire a temperatura ambiente tiene $n = 1.00029$, en el espectro visible. Por lo tanto, propagación de la luz a través de los gases es tan rápido como en el vacío.

Cada onda puede ser identificado por los parámetros de frecuencia (f), longitud de onda (λ), número de onda (η) y frecuencia angular (ω), todas estas cantidades están relacionadas por la siguiente fórmula.

$$f = \frac{\omega}{2\pi} = \frac{c}{\lambda} \quad 3.5$$

De acuerdo a la teoría cuántica se puede calcular la energía transportada por un fotón siempre que se conozca la frecuencia.

$$Q = hf, \text{ donde } h = 6.626 \times 10^{-34} \text{ J}\cdot\text{s} \quad 3.6$$

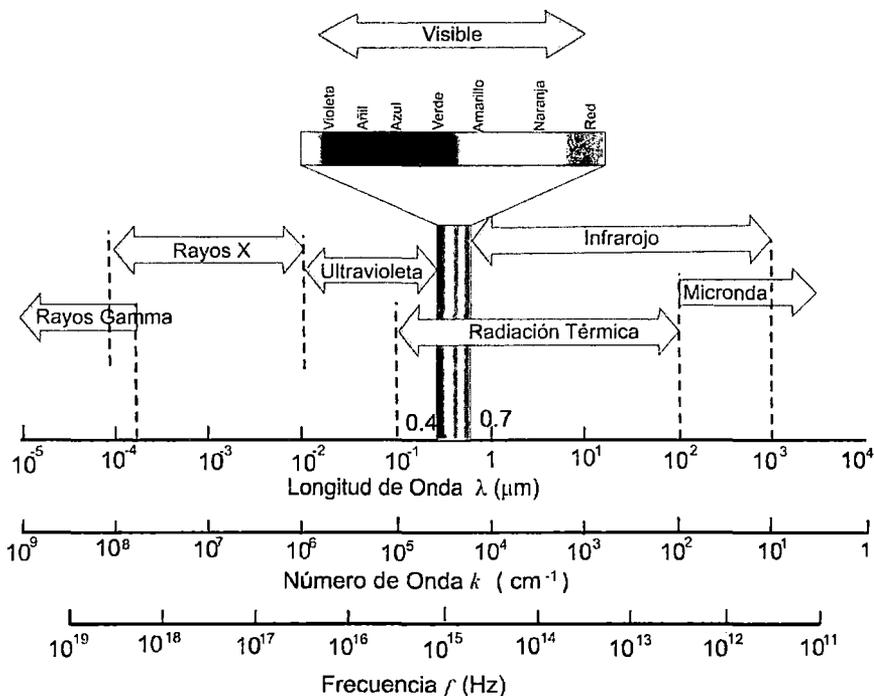


Figura 12: Espectro de ondas electromagnéticas en términos de su longitud de onda y su frecuencia, Adaptado MODEST (2003)

3.2 Ángulo Sólido

Cuando la energía radiante deja un medio y entra en otro, este flujo de energía por lo general tiene diferentes direcciones, como las ondas electromagnéticas o fotones, el flujo que pasa por cualquier punto dentro de un medio puede variar con la dirección. Se acostumbra a describir la dirección del vector en términos de un sistema de coordenadas polares. Consideremos un punto P de una superficie opaca dA que irradia en otro medio, como el aire, ver Figura 13. Es evidente que la superficie puede irradiar al infinito en

direcciones diferentes con cada rayo que penetra a través de un hemisferio en una unidad de radio como se indica en la Figura 13. La superficie total de este hemisferio, es 2π se conoce como el ángulo sólido sobre la superficie. Una dirección arbitraria de emisión de la superficie que es específica por el vector, \hat{s} que puede expresarse en términos del ángulo polar θ (medido desde la superficie de la normal \hat{n}). Y ángulo azimutal ϕ (medido entre un eje arbitrario y la proyección \hat{s} sobre la superficie). Podemos ver $0 << \theta << \pi/2$ y $0 << \phi \leq 2\pi$.

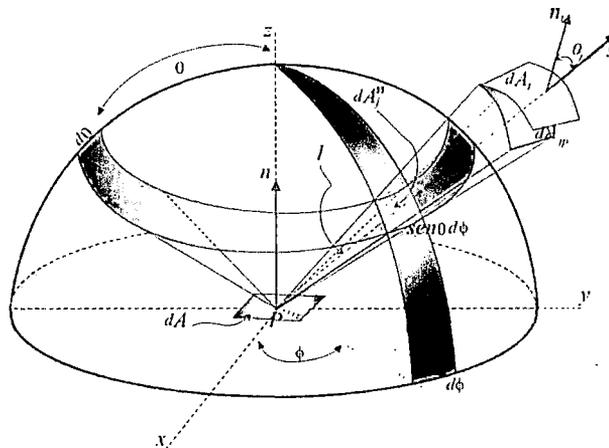


Figure 13: Ilustración de un elemento de ángulo sólido y su representación en coordenadas polares.

El ángulo sólido con una superficie infinitesimal dA_j desde el punto P es definido como la proyección de la superficie sobre el plano normal y el vector dirección dividido por el cuadrado de la distancia S entre dA_j y P , ver Figura 16, si la superficie se proyecta sobre la unidad del hemisferio por encima del punto, el ángulo sólido es igual a la proyección del área en sí.

$$d\Omega = \frac{dA_{jp}}{S^2} = \frac{\cos\theta_j dA_j}{S^2} = \frac{S \sin\theta d\phi S d\theta}{S^2} = \sin\theta d\theta d\phi \quad 3.7$$

Integrando en todo los posibles direcciones.

$$\int_0^{\pi/2} \sin\theta d\theta \int_0^{2\pi} d\phi = 2\pi \quad 3.8$$

Entonces, para el ángulo sólido total sobre la superficie, para una superficie finita A_j es visto desde un punto P , se sigue inmediatamente de la ec.3.8.

$$\Omega = \int_{A_{jp}} \frac{dA_{jp}}{s^2} = \int_A \frac{\cos\theta_j dA_j}{s^2} = \int_{A_j} dA_j'' = dA_j'' \quad 3.9$$

3.3 Poder Emisivo

Cada medio continuamente emite radiación electromagnética al azar en todas direcciones a una velocidad dependiendo de la temperatura local y las propiedades del material. El flujo de calor radiante emitida por una superficie se denomina poder emisivo y se distingue entre poder emisivo total y espectral (el flujo de calor emitido en todo el espectro o en un intervalo de frecuencia) tal que:

Poder emisiva espectral, E_ν (energía emitida / tiempo / superficie / frecuencia),
 Poder emisiva total, E (energía emitida / tiempo / superficie).

Se desprende de las definiciones que el poder emisivo espectral y el total están relacionados por.

$$E(T) = \int_0^\infty E_\nu(T, \nu) d\nu \quad 3.10$$

Los científicos han intentado durante muchos años predecir teóricamente el espectro de las emisiones solares, que conocemos hoy en día a comportarse casi como un cuerpo negro a unos 5777 °K. El espectro solar es el flujo de radiación que cae sobre la Tierra y esta radiación se atenúa significativamente a medida que penetra a través de la atmósfera dando lugar a diferentes interacciones.

En 1901 Max Plack, propuso un modelo según, el cual para cada uno de los osciladores elementales que componen la materia, su energía es proporcional a su frecuencia, donde n es un múltiplo entero de la cantidad $h\nu$. Basándose en esta consideración Planck obtuvo la fórmula que proporcionaba correctamente, que es conocido como la ley de distribución de Plack.

$$E_{b\nu}(T, \nu) = \frac{2\pi h\nu^3 n^2}{c_0^2 [e^{h\nu/kT} - 1]} \quad 3.11$$

Donde $k = 1,3807 \times 10^{-23} \text{ J/}^\circ\text{K}$, se conoce como la constante Boltzman, T la temperatura absoluta del cuerpo negro, ν frecuencia, n es índice de refracción del medio, $h = 6.626 \times 10^{-34} \text{ J.s}$.

La expresión anterior puede ser fácilmente expresada en términos de longitud de onda y número de onda a través de las relaciones

$$d\nu = -\frac{c_0}{n\lambda^2} \left[1 + \frac{\lambda}{n} \frac{dn}{d\lambda} \right] d\lambda = \frac{c_0}{n} \left[1 - \frac{\eta}{n} \frac{dn}{d\eta} \right] d\eta \quad 3.12$$

Teniendo en consideración la siguiente expresión.

$$\nu = \frac{c_0}{n\lambda} = \frac{c_0}{n} \eta$$

$$E_b(T) = \int_0^\infty E_{b\nu} d\nu = \int_0^\infty E_{b\lambda} d\lambda = \int_0^\infty E_{b\eta} d\eta \quad 3.13$$

$$E_{b\nu} d\nu = -E_{b\lambda} d\lambda = E_{b\eta} d\eta \quad 3.14$$

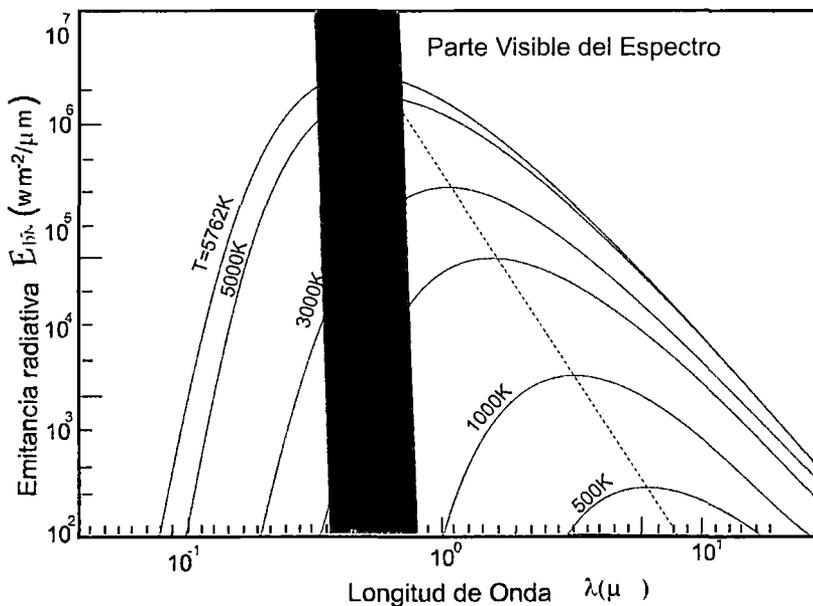


Figura 14: Es una representación gráfica de la ec. 3.15 para una serie de temperaturas del cuerpo negro. Adaptado MODEST (2003).

Teniendo en consideración que λ es longitud de onda, η es el número de onda y siendo n el índice de refracción del medio. Además sabiendo que la longitud de onda $\lambda_0 = n\lambda$ y $\eta_0 = \eta/n$, es el número de onda de la misma onda viajera en el vacío.

La ec.3.12 y ec.3.11 nos muestran que es conveniente relacionar $E_{b\lambda}$ y $E_{b\eta}$ sólo si el índice de refracción es independiente de la frecuencia (o longitud de onda, o número de onda). Este es cierto en el caso del vacío ($n = 1$) y los gases ordinarios $n \approx 1$ y puede ser de una precisión aceptable para algunos medios semitransparente sobre una gran parte del espectro (por ejemplo, para el cuarzo $1.52 < n < 1.68$ entre las longitudes de onda de 0.2 y $2.8 \mu m$). Para índice de refracción constante, tenemos.

$$E_{b\lambda}(T, \lambda) = \frac{2\pi hc_0^2}{\lambda^5 n^2 \left(e^{\frac{hc_0}{n\lambda kT}} - 1 \right)}, (n = const) \quad 3.15$$

$$E_{b\eta}(T, \eta) = \frac{2\pi hc_0^2 \eta^3}{\lambda^5 n^2 \left(e^{\frac{hc_0 \eta}{n k T}} - 1 \right)}, (n = const) \quad 3.16$$

Es usual introducir las abreviaturas, tal como se muestra.

$$c_1 = 2\pi hc_0^2 = 3.7418 \times 10^{-16} W m^2$$

$$c_2 = \frac{hc_0}{k} = 14,3883 \mu m K = 1.4388 cm K$$

La ec.3.15 puede ser expresada, tal como sigue.

$$\frac{E_{b\lambda}}{n^3 T^5} = \frac{c_1}{(n\lambda T)^5 [e^{c_2/n\lambda T} - 1]}, n = const \quad 3.17$$

La ec. 3.17, es visto como una función solo $n\lambda T$. Por lo tanto, es posible trazar el poder emisivo normalizado como una sola línea, con relación al producto de la longitud de onda en el vacío ($n\lambda$) y temperatura (T), ver Figura 15.

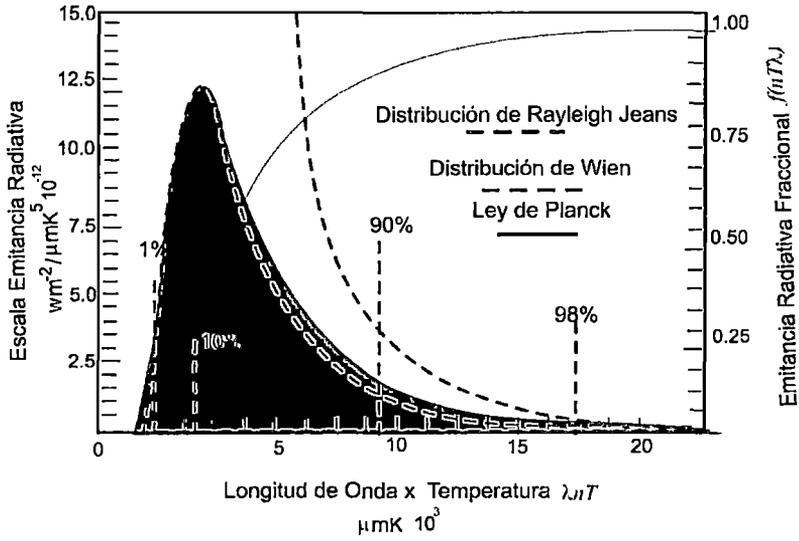


Figura 15: Poder emisor espectral del cuerpo negro. Adaptado MODEST (2003).

Al diferenciar la función de Planck con respecto a la longitud de onda, y estableciendo el resultado igual a cero, es decir.

$$\frac{d}{d(n\lambda T)} \left(\frac{E_{b\lambda}}{n^3 T^5} \right) = 0 \quad 3.18$$

Esta ecuación puede ser resuelta numéricamente

$$(n\lambda T)_{max} = c_3 = 2898 \mu m K \quad 3.19$$

La ec. 3.19, es conocido como los estados del desplazamiento de ley Wien, donde nos muestra que la longitud de onda de la intensidad máxima de radiación de un cuerpo negro es inversamente proporcional a la temperatura.

El poder emisor total de la radiación de un cuerpo negro, haciendo uso ec.3.13 y 3.15 se puede derivar por la integración de la función de Planck sobre el dominio de toda la longitud de onda de 0 a ∞ . Por lo tanto,

$$E_b(T) = \int_0^\infty E_{b\lambda}(T, \lambda) d\lambda = c_1 n^2 T^4 \int_0^\infty \frac{d(n\lambda T)}{(n\lambda T)^5 [e^{c_2/(n\lambda T)} - 1]} \quad 3.20$$

$$E_b(T) = n^2 T^4 \left[\frac{c_1}{c_2^4} \int_0^\infty \frac{x^3 dx}{[e^x - 1]} \right] n = const \quad 3.21$$

La integral de esta expresión puede ser evaluada por la integración compleja y de las tablas de integrales podemos encontrar la ley de Stefan Boltzman.

$$E_b(T) = n^2 \sigma T^4 \quad 3.22$$

Donde: $\sigma = \frac{\pi^4 c_1}{15c_2^4} = 5.670 \times 10^{-8} W/m^2 K^4$

Donde, σ es conocido como la constante de Stefan-Boltzman. Si la distribución de Wien es utilizada entonces es -1 , está ausente en el denominador de la ec.3.22 y una corrección de la constante de Stefan Boltzman.

$$\sigma_w = \frac{6c_1}{c_2^4} = 5.239 \times 10^{-8} W/m^2 K^4$$

Lo que indica que la distribución de Wien descarta la fuerza emisiva total de alrededor de 7,5%.

3.4 Leyes de Radiación Térmica y Mecanismos de Interacción

Cuando una onda electromagnética viaja a través de un medio o vacío golpea la superficie de otro medio, la onda se refleje ya sea total o parcialmente y cualquier parte no reflejada penetrará en el medio. Al pasar por el medio la onda puede llegar a ser continuamente atenuada, LIOU (2002). Si la atenuación es completa es una superficie opaca que no refleja ninguna radiación y es llamado absorbente perfecto o un cuerpo negro, la definición superficie negro absorbe la máxima cantidad posible de energía radiante que nos sirve como estándar para la clasificación otras superficies, MODEST (2003).

Las leyes de la radiación de cuerpo negro son básicas para la comprensión de la absorción y procesos de emisión. Un cuerpo negro es un concepto básico en la física y puede ser visualizado considerando una cavidad con un orificio de entrada pequeña y la mayor parte del flujo radiante entrante en éste agujero, desde el exterior quedará atrapado dentro de la cavidad, independientemente de las características del material y la superficie de la pared, LIOU (2002).

En las últimas tres leyes fundamentales tiene que ver con la intensidad radiante emitida por un cuerpo negro que depende de la longitud de onda que emite y la temperatura del medio. Un medio puede absorber la radiación de longitud de onda particular, y en el mismo tiempo, también emiten radiación de alguna longitud de onda. La velocidad a la que las emisiones tiene lugar es una función de la longitud de onda y temperatura. Esta es la propiedad fundamental de un medio con la condición de equilibrio termodinámico, MODEST (2003).

La teoría del cuerpo negro puede adaptarse a un cuerpo real a través del uso de un factor ε , $0 < \varepsilon < 1$, llamado *emisividad* o *emitancia*. Tal es así, que la emisividad espectral ε_λ , depende de la longitud de onda, es decir se agrega a la ec.3.15, para observar cómo se modifican las gráficas de la Figura 16, en el caso que el emisor es cuerpo real.

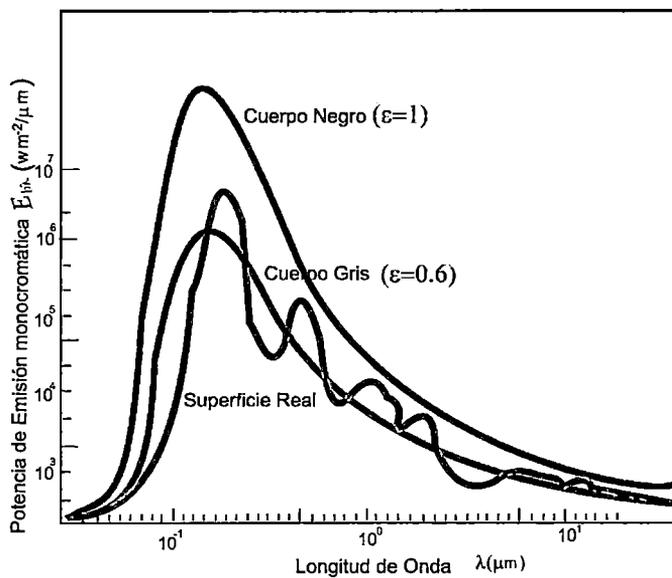


Figura 16: Comparación de emisión hemisférica monocromática de una superficie opaca, una gris y una real. Adaptado MODEST (2003).

En el caso de un cuerpo real se verifica la siguiente ecuación.

$$E_{b\lambda}(T, \lambda) = \varepsilon_\lambda E_{b\lambda}(T, \lambda) \tag{3.23}$$

La interacción de la radiación electromagnética con la materia, depende del rango del espectro electromagnético considerado, cuando el flujo de energía radiante total cuando

alcanza la superficie de cualquier material una parte de la radiación es reflejada y devuelto de donde procede, originando así un flujo reflejado y la otra parte es absorbido por el propio objeto finalmente la otra fracción será transmitido, en base a esta observación podemos definir tres propiedades fundamentales de la radiación, MODEST (2003).

Entonces toda la radiación reflejada ρ , absorbida α y transmitida τ , expresadas en unidades relativas tenemos.

$$\rho + \alpha + \tau = 1 \quad 3.24$$

Si el medio es lo suficientemente gruesa es decir opaco, se considera, que $\tau = 0$.

$$\rho + \alpha = 1 \quad 3.25$$

Observamos que estas propiedades son adimensionales y pueden variar en magnitud entre los valores 0 y 1. Un cuerpo negro absorbe toda la radiación entrante de donde se desprende que dicha superficie es $\alpha = 1$, $\tau = \rho = 0$.

CAPITULO IV

4. PRINCIPIOS FISICOS DE SATELITES ARTIFICIALES

La Mecánica celeste es la ciencia que estudia el movimiento de los objetos celestes, aunque se podría decir de un modo aproximado que trata de la dinámica originada por la Ley de gravitación universal, que si bien esto fue cierto en sus orígenes, dejó de serlo al descubrirse la influencia de otras fuerzas.

4.1 Movimiento Orbital de Satélites

Todos los satélites artificiales están asignados a una órbita espacial ya definida. Estas órbitas pueden ser de tipo circular o elíptica.

Por lo general estas órbitas se mueven en el mismo sentido que la Tierra. Si un satélite recorre su órbita en el sentido de la Tierra se le llamará satélite asíncrono y su velocidad angular tendrá que ser mayor a la velocidad angular de la Tierra. En cambio, si su velocidad angular es menor o si la trayectoria que recorre el satélite es en sentido contrario se le llamará al satélite retrógrada.

Otro parámetro importante que ayuda a definir las trayectorias satelitales es la inclinación en grados con respecto al ecuador, éstas pueden ser ecuatoriales, inclinadas o polares.

Existen tres órbitas satelitales distintas, las cuales se definen por su altura con respecto a la Tierra así como su trayectoria. Estas trayectorias no podrían haberse diseñado si no se entendiera las leyes del movimiento planetario, conocidas como las Leyes de Kepler. Kepler comprendió el movimiento planetario después de extensos estudios y observaciones del planeta Marte. Debido a que el funcionamiento de un satélite es igual al de la Tierra con respecto al Sol, las leyes de Kepler se aplican a las órbitas satelitales, RICHARDS y XIUPING (2006).

Actualmente se ha alcanzado la tecnología necesaria para poner en órbita diferentes satélites artificiales, los satélites espaciales es la herramienta más eficaz que dispone el hombre en la actualidad para conocer y comprender las características de los astros que

le rodean. Estos satélites van equipados con modernos sistemas que permiten enviar información a tierra y deben permanecer en el espacio durante un periodo de tiempo prolongado, recopilando información valioso para estudios de carácter científico.

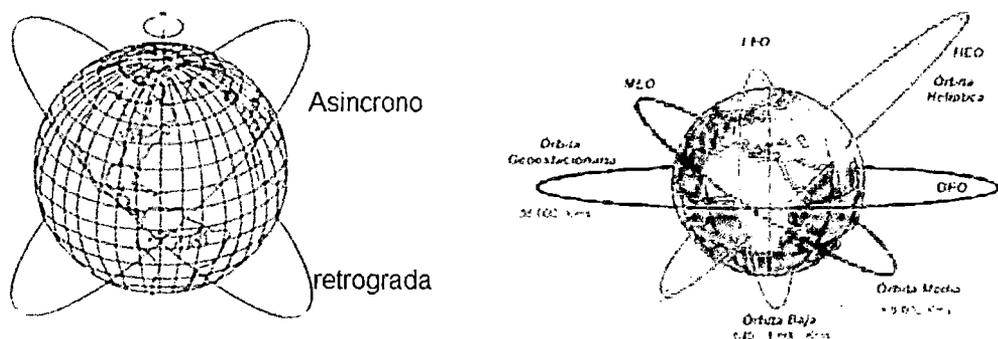


Figura 17: Diferentes tipos de órbitas de satélites artificiales. CHANDER y MARKHAM (2009)

4.3 Programas Espaciales

Se entiende por plataforma, los satélites (LANDSAT, SPOT) o aviones que transportan los sensores para captar, almacenar y transmitir imágenes a distancia. Un sensor es el aparato que reúne la tecnología necesaria para captar imágenes a distancia y que es transportado en una plataforma. Recoge información en diferentes regiones del espectro. Una primera clasificación de los sensores sería entre sensores activos (generan su propia radiación y reciben la señal que rebota) y los sensores pasivos (reciben radiación emitida o reflejada por la Tierra). Dentro de los sensores pasivos están los sensores fotográficos, óptico-electrónicos que combinan una óptica similar a la fotográfica y un sistema de detección electrónica (detectores de barrido y empuje), espectrómetros de imagen y de antena (radiómetros de microondas). En cuanto a los sensores activos, actualmente se dispone del radar y el lidar (basado en tecnología laser).

En un sistema óptico-electrónico la radiancia recibida por los componentes ópticos se descompone en varias longitudes de onda, cada una de ellas se envía a un conjunto de detectores sensibles según la región del espectro que la amplifican y la convierten en señal eléctrica y finalmente en un valor numérico conocido como Nivel Digital (ND). Estos valores numéricos pueden convertirse otra vez a valores de radiancia conociendo los coeficientes de calibrado.

4.3.1 El Programa LANDSAT

Los programas espaciales dedicados a la observación de la tierra tienen su inicio en el año de 1972 con el lanzamiento del satélite ERTS 1 Earth Resource Technology Satellite (Satélites de Tecnología de Recursos terrestres). Estos primeros satélites llevaban dos sistemas de sensores y un sistema de transmisión de datos. El primer satélite fue lanzado mediante un cohete Thor Delta desde la estación de la NASA en California. El peso total del satélite fue de 815 Kg. Inicialmente este satélite estuvo programado para operar por 1 año, sin embargo dejó de funcionar el 10 de enero de 1978, después de 5 años de operación continua.

Un segundo satélite llamado ERTS-B fue desarrollado en base al primer satélite lanzado. Cuando el ERTS-B entró en órbita el 22 de enero de 1975, fue llamado por la NASA como LANDSAT - 2, y el ERTS-1 fue nombrado LANDSAT 1. El programa satelitario fue llamado LANDSAT para distinguirlo de otros programas.

El LANDSAT es una plataforma que, a lo largo de sus diferentes misiones, ha contenido dos sensores LANDSAT-MSS con 4 bandas (Verde, Rojo y 2 en el Infrarrojo cercano) y LANDSAT-TM, con 7 bandas (Azul, Verde, Rojo, 3 en el Infrarrojo Cercano y 1 en el Infrarrojo Térmico).

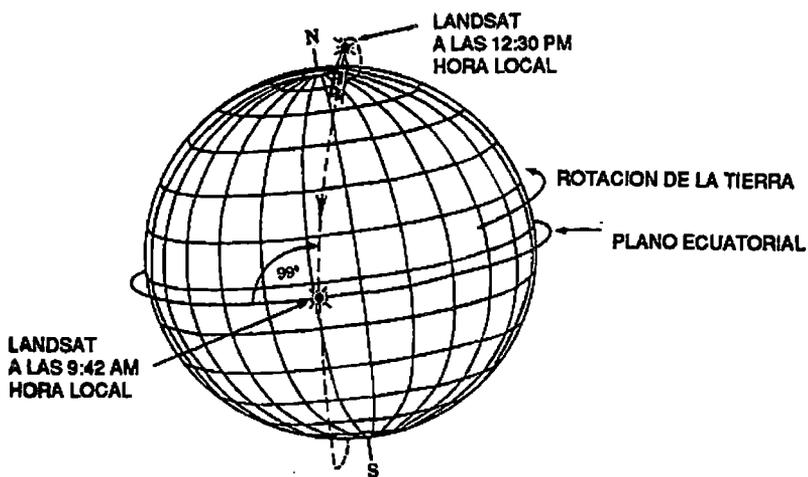


Figura 18: Órbita casi polar del satélite LANDSAT. User' Guide LANDSAT

4.3.1.1 Primera Generación LANDSAT MSS

Los LANDSAT-1, 2, y 3 fueron lanzados respectivamente en 1972, 1975 y 1978. LANDSAT-1 fue puesto fuera de servicio en 1978 después de un mal funcionamiento de un sensor y los LANDSAT-2 y 3 fueron puestos fuera de comunicación en 1983. Estos satélites tienen básicamente los mismos parámetros orbitales y transportan los mismos sensores. Ambos vehículos espaciales están en órbitas heliosincrónicas en polar cercano a ángulo de inclinación de cerca de 99° con períodos de 103 minutos. Los satélites realizan 14 revoluciones por día con distancias de 2875 Km. entre las rutas. Cada satélite proporciona cobertura de casi toda la tierra cada 18 días.

El satélite siempre pasa a la misma hora local, las rutas cambian hacia el oeste a 160 km a la altura del ecuador de tal manera que cada 18 días las rutas son repetidas, el LANDSAT 2 y 3 transportaban dos tipos de sensores de imágenes:

- El Barredor Multiespectral (MSS),
- La Cámara de Retorno de Rayos Vidicón (RBV).

El MSS es un dispositivo barredor de líneas tanto de aviones como de naves espaciales el cual produce un número específico de imágenes sincrónicas cada una, con una banda de onda diferente. La escena individual de una imagen de un MSS cubre aproximadamente 185×185 km y se sobrepone a su vecino aproximadamente un 10% a lo largo de la ruta terrestre del vehículo espacial. El MSS del LANDSAT-2 opera en cuatro diferentes bandas de onda. Las características del sensor son dadas en la Tabla 5B del Apendice B.

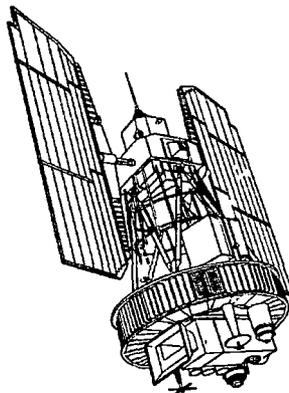


Figura 19: Plataforma de Landsat 1-3. User' Guide LANDSAT

4.3.1.2 Segunda Generación LANDSAT TM

El TM (Thematic Mapper) tiene tres bandas visibles, una infrarroja cercana y dos medianas con una resolución terrestre de 30 metros de tamaño de celda y una banda IR térmica con un tamaño de celda de 120 metros de resolución terrestre.

El TM proporciona una resolución global de 30 metros. Esta alta resolución es lograda por detectores sensitivos y por una cuantización de 8 bits en el proceso de conversión analógico a digital (256 niveles de gris). En contraste, la MSS tiene únicamente 6 bits de cuantización (64 niveles de gris). Esto significa que las escenas del TM contienen mayor número de pixeles con mayor rango radiométrico. Esto resulta también en una alta tasa de datos de bits de 84.9 megabits por segundo. El LANDSAT 6 se lanzó en 1993 pero por fallos de comunicación con la plataforma no se ubicó en la órbita precisa y se perdió.

4.3.1.3 Tercera Generación LANDSAT ETM+

El LANDSAT 7 ETM+, es el satélite operacional más reciente del programa LANDSAT, financiado por el gobierno de los Estados Unidos. El último satélite fue lanzado en abril de 1999 con un nuevo sensor denominado ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus). Su operación es administrada por la NASA (National Space and Space Administration) y la producción y comercialización de imágenes depende de la USGS (United States Geological Survey).

Una imagen LANDSAT 7 ETM+ está compuesta por 8 bandas espectrales; entre las principales mejoras técnicas respecto de su antecesor, el satélite LANDSAT 5 TM, se destaca la adición de una banda espectral (Banda Pancromática) con resolución de 15 metros ver Tabla 6B Anexo B. Las mejoras en las características geométricas y radiométricas y una mayor resolución espacial de la banda térmica de 60m. Estos avances tecnológicos permiten calificar al LANDSAT 7 ETM+ como el satélite más interesante para la generación de imágenes con aplicaciones directas hasta una escala de 1:25.000.

El LANDSAT 7 ETM+, puede adquirir imágenes en una área que se extiende desde los 81° de latitud Norte hasta los 81° de latitud Sur y obviamente, en todas las longitudes del globo terrestre. Una órbita del LANDSAT 7 ETM+, es realizada en aproximadamente 99 minutos, permitiendo al satélite dar 14 vueltas a la Tierra por día y cubrir la totalidad del planeta en 16 días. La órbita es descendente, o sea de norte a sur, el satélite cruza la línea del Ecuador entre las 10:00 y 10:15 (hora local) en cada pasaje. El LANDSAT 7 ETM+, está heliosincronizado, pasando por el mismo lugar a la misma hora local.

Un factor importante es que el período de revolución del LANDSAT 7 ETM+ es igual al LANDSAT 5 TM (16 días) y una imagen cubre igual área (185 x 185 km. por escena). La conservación de estos parámetros técnicos facilita que el proceso de captura de imágenes que permite una perfecta integración entre el procesamiento de las imágenes del LANDSAT 7 ETM+ con datos históricos del LANDSAT 5 TM, que existen desde 1984. Esto es especialmente útil cuando es necesario utilizar dos tipos de datos de un mismo lugar en forma simultánea, con estudios multitemporales.

4.3.2 El Programa ASTER

ASTER es un sensor transportado por el satélite TERRA, lanzado en diciembre de 1999. El sistema ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer). Ha sido desarrollado en el programa EOS de la NASA, la órbita de TERRA es casi polar, aquí mostramos algunas características orbitales.

(<http://asterweb.jpl.nasa.gov/>).

Tabla 1: características orbitales de TERRA

Parámetro	Valor
Altura de vuelo	700-737km (705km en el ecuador)
Relación base/altura	0.6
Inclinación de la órbita	98.2°
Período	98.9min.
Duración del ciclo	16 días

ASTER es un sensor de imágenes formado por 3 subsistemas que corresponden a diferentes zonas del espectro electromagnético: VNIR (visible e infrarrojo próximo), SWIR (Infrarrojo medio) y TIR (infrarrojo térmico). Los datos se toman en un total de 14 bandas espectrales cuya resolución espacial varía en función de la longitud de la onda. La estereoscopia es longitudinal y se toma en una banda de IR próximo (subsistema VNIR) con una resolución de 15m. En la Tabla 2. Se muestra las características de las imágenes.

4.3.2.1 Geometría de las Imágenes ASTER

El sistema VNIR de TERRA se compone de dos telescopios montados de tal forma que se minimice la distorsión de las imágenes. Uno es de vista vertical y otro de vista oblicua orientado hacia atrás en relación con la trayectoria orbital con un determinado ángulo.

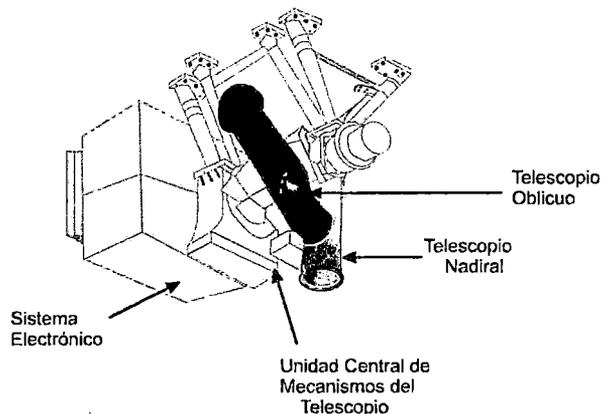


Figura 20: Configuración del sensor VNIR. Adaptado User' Guide ASTER

Los detectores de cada una de las bandas son 5000 elementos CCD pero solo 4000 de estos detectores se usan de forma continuada. Existe un retraso entre los datos de adquisición Nadir y los oblicuos, durante este periodo de tiempo la rotación de la tierra produce desplazamientos del centro de la imagen. El sistema VNIR extrae automáticamente la corrección de los 4000 pixeles basándose en la información de la posición de la órbita siniestrada por la plataforma EOS. La generación de un DEM a partir de los datos ASTER

se facilita por una banda extra en el visible con resolución espacial de 15 m , la cual está mirando unos 27.6° posteriores al Nadir Figura 21. El satélite Terra tiene un ciclo de repetición de 16 días, un promedio de ciclo del 8% y una cobertura de 60 km , las imágenes ASTER pueden obtener un par estereoscópico cada 44 días aproximadamente. Sin embargo, en casos urgentes, como desastres naturales, el periodo de repetición puede reducirse alrededor de 2 días, gracias a los $\pm 8.5^\circ$ de adquisición en paso cruzado del sensor, con una capacidad adicional de una vista a través del paso de $\pm 24^\circ$ solo en las bandas del VNIR, solo para el caso de desastres, KAAB (2003).

En la Figura 21, se muestra la configuración estereoscópica de estos dos telescopios. La relación base/altura y el ángulo α es: $base/altura = \tan \alpha$. El ángulo α es el ángulo entre las dos direcciones de las tomas. El ángulo α correspondiente a la relación es 0.6 es de 30.96° . Pero si se considera la curvatura terrestre el valor de este ángulo en el diseño de orientación de los telescopios debe ser de 27.60° .

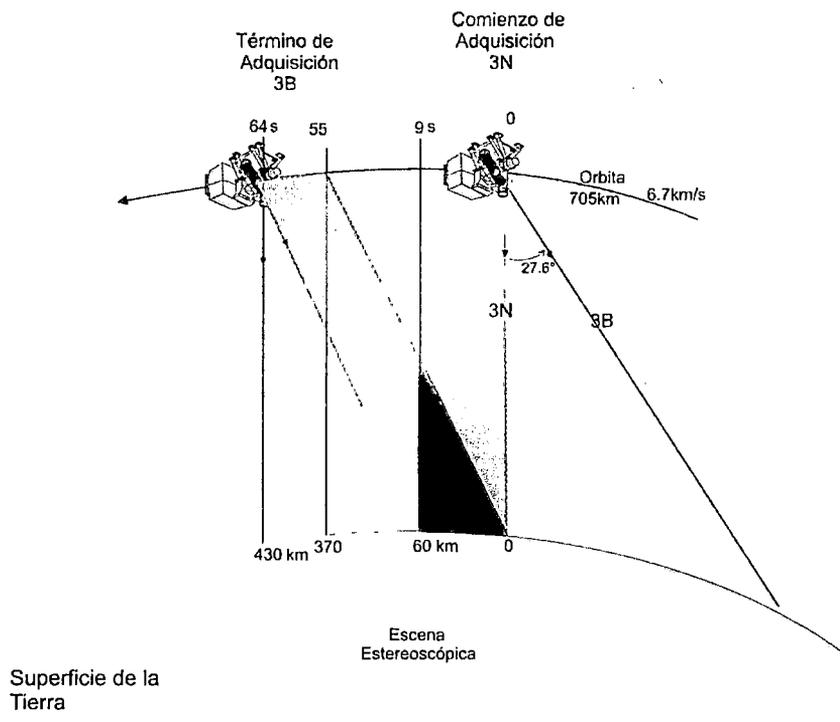


Figura 21. Geometría estereoscópica de ASTER y tiempo de adquisición a partir de la banda 3N y de la banda con vista del sensor trasera 3B. Adaptado KAAB (2005).

4.4 Modelos de Elevación Digital

Uno de los objetivos de la topografía, es la construcción de modelos de superficie terrestre y estos modelos pueden ser de forma analógica como los mapas topográficos impresos, maquetas, etc o digitales como un DEM que es la representación simplificada de una variable que se mide en una superficie ondulada de tres dimensiones. Dos de esas dimensiones se refieren a los ejes ortogonales x e y ; siendo la tercera que mide la altura z de la variable temática representada en cada punto del espacio.

Si de imágenes ópticas se trata, la utilización de pares estereoscópicos para la generación de un DEM se basa en la disparidad binocular o paralaje, definido como la “diferencia” de la imagen de un objeto proyectado en cada retina. El grado de disparidad entre las imágenes proyectadas de un objeto depende del ángulo de convergencia. La convergencia es la habilidad de enfocar el eje óptico en caso de los dos ojos en un solo objeto. La sensación de cantidad de tensión muscular en los ojos, resultante de diferentes ángulos de convergencia, facilita una estimación indirecta de la distancia a un punto, es decir calcular la elevación del terreno a partir de la medida del paralaje entre dos imágenes, TOUTIN (2001).

Hay diversos trabajos, siendo lo más importante para este informe trabajos relacionados con ASTER TOUTIN (2002), KAMP (2003), FUJISADA (2005), han reportado precisiones que varían entre los 7m y 15m, aunque en general pueden esperarse niveles de precisión entre 10 y 50m, LANG y WELCH (1999).

Aun no existen estándares sobre los métodos de análisis de la exactitud de los DEM generados a partir de datos espaciales. Generalmente en las investigaciones se analiza el error en el DEM con criterios muy diversos y con datos procedentes de distintas fuentes y por lo tanto la exactitud de los datos son heterogéneos. En el presente trabajo se pretende extraer un DEM a partir de una imagen ASTER (15m), analizar su calidad comparando con DEM del ASTER (30m) descargado de la página <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/>, SRTM (The Shuttle Radar Topography Mission) 90m, descargada de la página <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/> y derivar los parámetros, que permitan un posterior estudio y la aplicabilidad al estudio del Nevado Champará.

4.4.1 DEM Generado a Partir de Imágenes del Sensor ASTER

La capacidad de ASTER para construir DEM está basada en el principio geométrico de Pitágoras y en los principios fotogramétricos que han sido comprendidos y usados rutinariamente en imágenes aéreas durante más de 50 años.

Para extraer la elevación a partir de unos datos estereoscópicos de TERRA-ASTER se utilizan las bandas 3N y 3B de las 14 que forman la escena completa. Estas bandas toman datos en el IR próximo, lo cual es una novedad respecto a los métodos más tradicionales que usan imágenes pancromáticas en el espectro visible. La correspondencia entre puntos homólogos de la imagen se consigue con los métodos ya descritos en los apartados de correspondencia de imágenes.

A partir de un conjunto de coordenadas del punto correspondiente, la posición del satélite y los vectores de la línea visual (LOS, line of sight) de las bandas 3N y 3B se puede calcular por interpolación la malla de puntos que son incluidos en el Nivel 1A de los datos. Como la Figura 22, el punto de cruce de los dos vectores que las líneas de las vistas 3N y 3B, será el punto del terreno observado y por tanto medido. Este método topográfico de medición por intersección de las líneas visuales se conoce como método por haces.

Aunque el paralaje nominal (relación base/altura) es 0.6 este valor no es fijo, ya que depende hasta cierto punto de la posición del pixel y del ángulo de la toma oblicua. Por consiguiente, el método de haces se emplea para calcular la posición del punto del terreno, incluida su elevación, indiferente de la posición del pixel y del valor del ángulo transversal.

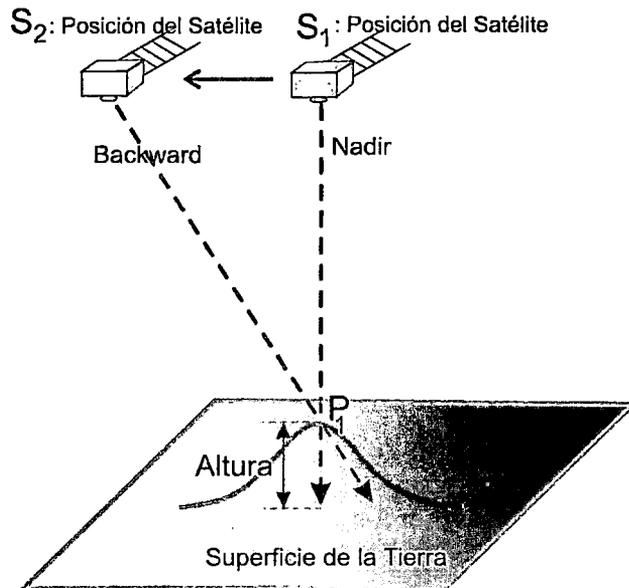


Figura 22. Medición de puntos terreno por el método de haces. J.tordocillo

4.4.2 Estudios Realizados con DEM de Imágenes ASTER

La bibliografía sobre la construcción de DEM con imágenes ASTER es muy escasa aunque existe consenso en que es posible obtener valores de ECM menores de 25m. Cuando las imágenes son óptimas, los valores ECM pueden reducirse hasta un mínimo de 10m tal como lo muestra TOUTIN y CHENG (2001).

KAAB (2002), realiza un trabajo con datos ASTER para la supervisión de deformaciones en zonas de alta montaña. El ECM obtenido fue de 60m. El error calculado con respecto a medidas fotogramétricas realizadas manualmente con otro DEM de 25m de tamaño de malla obtenido de cartografía 1:30 000. El valor de ECM de 60m fue resultado para toda la zona de trabajo, sin embargo en una zona topografía moderada, pero dentro de la zona de alta montaña el ECM bajó a 18m.

HIRANO y WELCH (2003), evalúa la exactitud de DEM generados desde datos ASTER en diversas zonas (Monte Fuji en Japón; Los Andes Chile y Bolivia, san Bernardino al Este de

los Ángeles y Huntsville al Norte de Alabama). Los resultados obtenidos para cada uno de los diferentes DEM se presentan en la Tabla 2.

Tabla 2. Resultados de los errores obtenidos en DEM generados desde datos ASTER en HIRANO y WELCH (2003).

Zona	ECM(m)	Núm.	Origen	Exactitud
Monte Fuji en Japón	26.3	51	Cartografía 1/25.000 de 10m de CI del GSI(Geographycal Survey Instituted of Japan)	$\pm 5m$
Los Andes	15.8	53	Cartografía 1/50.000 de 20m de CI del IGM(Instituto Geográfico Militar de Bolivia)	$\pm 10m$
San Bernardino	10.1	16	Cartografía 1/24.000 de 3 a 12m de CI del USGS (US Geological Survey)	$\pm 5m$
Huntsville	7.3 11.1 14.7	39 512 239776	DGPS DGPS (Cinemático) 1/24.000 de 3 a 6m de CI del USGS(US Geological Survey)) y DEM level 2 del USGS 7.5min.	$\pm 1.5m$
Zona: de trabajo ECM: Error Cuadrático Medio Núm.: Numero de Punto de Control, Origen: Procedencia del valor de elevación de los puntos del control, Exactitud: de los puntos de control según su origen				

4.4.3 SRTM

Los datos SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) es el resultado de un esfuerzo en conjunto de la National Aeronautics and Space Administration (NASA) y la National Geospatial-Intelligence Agency (NGA - anteriormente conocido como el National Imagery and Mapping Agency o NIMA), así como la participación de los agencias espaciales de Alemania e Italia, para generar un modelo digital de elevación casi global (DEM) de la Tierra utilizando interferometría de radar. Una descripción de la misión SRTM se pueden encontrar en FARR Y KOBRICK (2000).

SRTM (Jet Propulsion Laboratory, 2002a) a bordo del Transbordador espacial Endeavour fue lanzado el 11 de febrero de 2000, para adquirir los datos de elevación del terreno. El SRTM incluyó dos sistemas SAR (Synthetic Aperture Radar), que emplean a una banda C-SAR (5.6 cm de longitud de onda, 225 kilómetros de ancho en Tierra), la otra banda X-SAR (3.1 cm longitud de onda, 50 km de ancho en Tierra). La banda C del SRTM DEM está disponible en dos resoluciones espaciales: la SRTM1 con 1 arco segundo (aproximadamente 30 m) y la SRTM3 con 3 arco segundos (aproximadamente 90 m). Está diseñado para recolectar mediciones tridimensionales de la superficie de la Tierra.

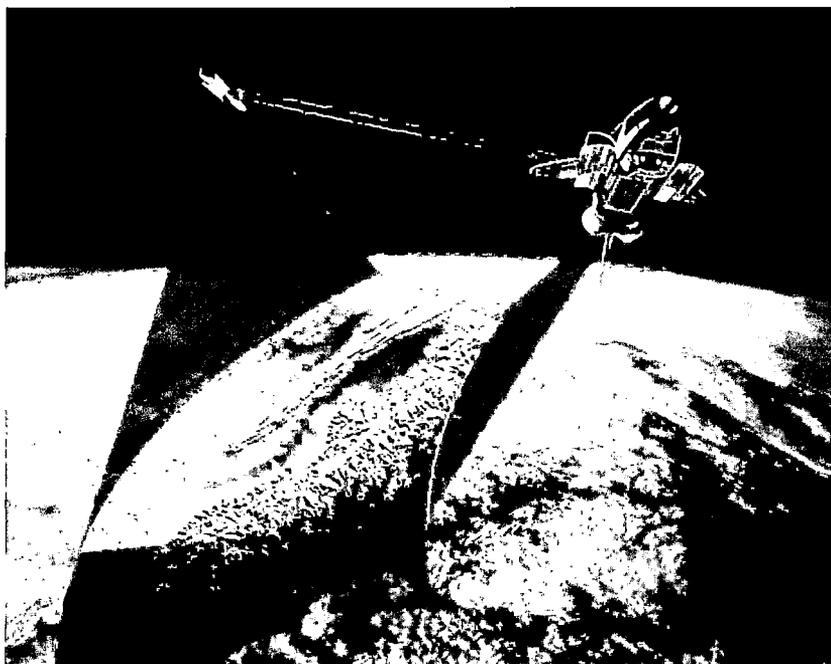


Figura 23. Adquisición de datos del SRTM, (www2.jpl.nasa.gov/srtm/)

CAPITULO V

5. PROCESAMIENTO DE IMAGEN MULTIESPECTRAL

Las nuevas tecnologías para la observación de la Tierra y la creación de mejores sistemas de detección, es posible obtener mejores resultados de los cambios ocurridos en la superficie terrestre vistas desde el espacio. Las altas montañas son sistemas naturales cuya superficie involucra cubiertas de hielo que hoy en día cambian a razones que anteriormente no se habían registrado. Por lo tanto, la búsqueda de nuevas y mejores técnicas de monitoreo y estudio de estas superficies de hielo nos ha llevado a nuevos retos en la explotación al máximo de la información obtenida a partir de los sensores remotos.

En teledetección la energía que emanada de la superficie de la Tierra se mide mediante un sensor montado en una plataforma de aeronaves y/o satélites. Esta medición se utiliza para construir una imagen del paisaje debajo de la plataforma, como se muestra en la Figura. 24. La energía se obtiene al reflejar la luz del sol y se registre la imagen, en muchos sentidos, es similar a la vista que se tiene de la superficie de la tierra desde un avión, aunque las longitudes de onda utilizadas en teledetección son muchas veces fuera del alcance de la visión humana, RICHARDS Y XIUPING (2006).

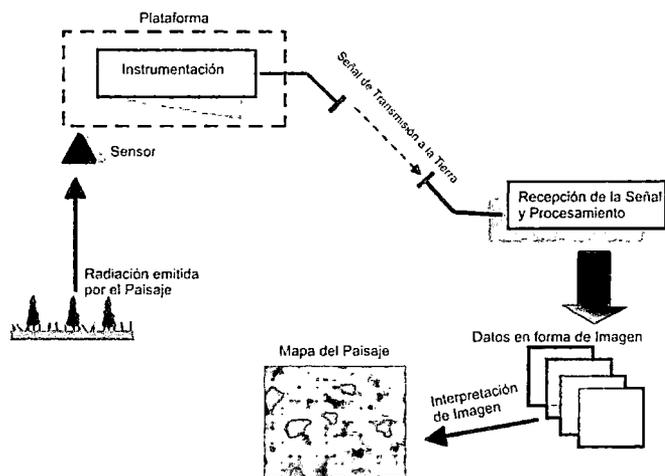


Figura 24. Esquema del proceso de la toma de datos en teledetección. Adaptado RICHARDS y XIUPING (2006).

Los sensores LANDSAT TM, ETM+ y TERRA-ASTER son dos diferentes tipos de sensores multiespectrales, que abarcan un rango espectral en algunos casos coincidentes como se muestra en la Figura 25, que permiten en la mayoría de los casos desarrollar estudios evolutivos y detallados de los cambios acontecidos en la superficie terrestre.

Se han venido desarrollándose en los glaciares y superficies de hielo ubicadas en la Cordillera de los Alpes. De forma tal, que gran parte de estas han permitido crear un nuevo sistema de monitoreo e inventario glaciológico de todos los glaciares en los Alpes Suizos. Este grupo de trabajo a partir del año 2000 ha recopilado los datos de satélite con el propósito de medir la eficiencia y funcionalidad de los mismos, aplicados a los estudios glaciológicos. Obteniendo como resultado que tanto los sensores ETM+ y ASTER proporcionan en gran detalle la evolución espacio-temporal de estos sistemas naturales.

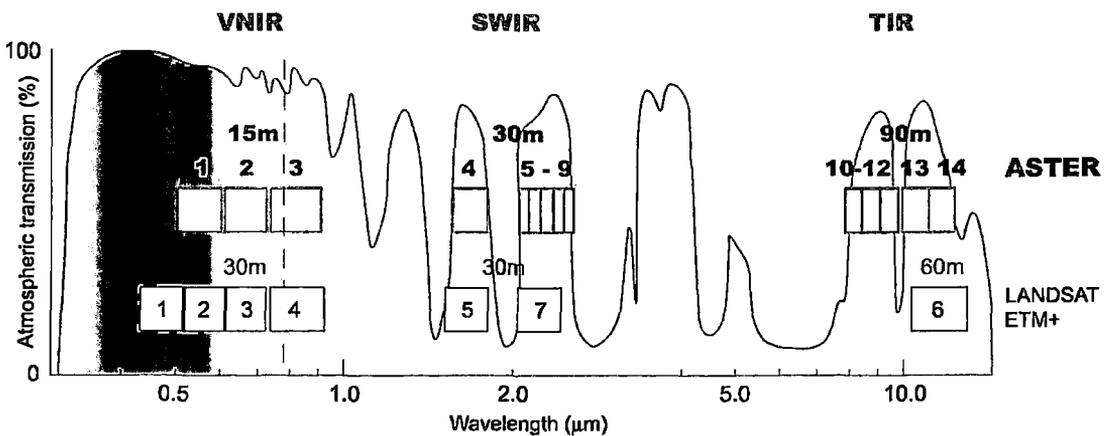


Figura 25: El sensor ASTER bandas espectrales en comparación con Landsat ETM +. KAAB (2003).

En la Figura 25: Las cajas rectangulares (rojo: ASTER, negro: Landsat ETM +) indican las bandas del sensor. La curva de color en el fondo representa la transmisión atmosférica en la dependencia de la longitud de onda. La línea vertical punteada marca el margen de aproximación de la luz visible. Las abreviaturas de las secciones del espectro de luz: VNIR (visible e infrarrojo cercano), SWIR (infrarrojos de onda corta) y TIR (infrarrojo térmico).

5.1 Disponibilidad y Adquisición de la Información Satelital

Las imágenes LANDSAT MSS, TM, ETM+ se han obtenido de forma gratuita y estas imágenes, tienen Path/Row de 8/66 y en formato GEOTIFF. Portal de descarga por internet: <http://glovis.usgs.gov/>

LANDSAT 2 MSS (LPGS)

Metadato	Fecha	hora	SUN AZIMUTH	SUN ELEVATION
M2008066_06619750804_MTL	1975-08-04	14:35:17	56.7702421	42.5652441
M2008066_06619760623_MTL	1976-06-23	14:29:16	50.2459794	38.8382457

LANDSAT 5 TM (LPGS)

Metadato	Fecha	hora	SUN AZIMUTH	SUN ELEVATION
L5008066_06619870531_MTL	1987-05-31	14:40:34	48.9550679	42.8886492
L5008066_06619891230_MTL	1989-12-30	14:39:20	116.2049310	50.7639784
L5008066_06619900421_MTL	1990-04-21	14:36:35	61.9012093	47.1271070
L5008066_06619960726_MTL	1996-07-26	14:31:19	55.0044327	40.8292476
L5008066_06619970830_MTL	1997-08-30	14:48:17	64.3968860	50.7024118
L5008066_06619980630_MTL	1998-06-30	14:54:24	46.0413085	43.5481542

LANDSAT 7 ETM+ (LPGS)

Metadato	Fecha	hora	SUN AZIMUTH	SUN ELEVATION
L71008066_06620000729_MTL	2000-07-29	15:07:31	49.0136399	48.3117128
L71008066_06620010614_MTL	2001-06-14	15:05:55	42.7623030	46.0249625
L71008066_06620020617_MTL	2002-06-17	15:04:50	43.6916419	45.3675752

Para modelo de elevación digital, se ha utilizado el SRTM el SRTM3 (Shuttle Radar Topography Mission) cada archivo es de 1 grado de latitud por 1 grado de longitud y tiene una resolución espacial de 90 metros, de forma gratuita. Portal de descarga por internet: <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>

ASTERGDEM, Modelo de elevación digital de resolución espacial 30 metros se ha adquirido de forma gratuita. Portal de descarga por internet:
<http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/>

Las imágenes ASTER 1A han sido adquiridas por el autor, y del proyecto de LABTEL (UNMSM) y estas imágenes, tienen Path/Row 8/66 y en formato HDF. Portal de descarga por internet: <http://glovis.usgs.gov/>

Metadato	Fecha	hora	SUN AZIMUTH	SUN ELEVATION
AST_L1A_00305262000154905 20110425111729_7334	2000-06-03	15:49:05	35.522577	54.568228
prdat01_9	2003-06-11	15:40:11	34.22150	51.11036
prdat016	2003-07-13	15:39:23	37.41076	51.09876
AST_L1A_00307212006153940 20110425111729_7337	2006-07-21	15:39:40	39.133349	52.303661
AST_L1A_00308252007154012 20110425111729_7332	2007-08-25	15:40:12	50.018105	59.723469
AST_L1A_00307292009154012 20110425111729_7314	2009-07-29	15:40:12	41.09912	53.527074
AST_L1A_00305292010154000 20110425111729_7305	2010-05-29	15:40:00	35.20053	52.610384

5.2 Corrección de Imágenes Satelitales

Desde un punto de vista físico, una imagen es una distribución de energía electromagnética, independientemente del sensor que se utilice para su detección, que sólo tiene existencia como tal imagen en tanto que está iluminada por una fuente radiante.

La teledetección se fundamenta en la recepción de la energía electromagnética, proveniente del sol, es reflejada o absorbida para después ser emitida por los objetos de la superficie terrestre SOBRINO (2000). Entran en juego en este proceso una serie de elementos que condicionan las características de los datos captados como son la energía solar, las particularidades de los elementos de la superficie, los componentes de la atmósfera atravesada por la energía (que provocan absorción y dispersión atmosférica) y las cualidades de los sensores (ganancias y desfases), LIOU (2002). La influencia de cada uno de ellos en la imagen resultante es evidente. Son los efectos atmosféricos y los posibles desajustes técnicos en el sensor los que pueden provocar anomalías o errores radiométricos,

lo que implica que los valores codificados por el sensor no se corresponderán con los valores reales de reflectancia, es decir, existirán discrepancias entre los valores digitales de intensidad de la imagen y los que debería presentar. Por lo tanto, los datos obtenidos sólo en pocas ocasiones pueden utilizarse en estado original y deberán someterse a un conjunto de tratamientos previos.

5.2.1 Corrección Geométrica y Radiométrica

Las correcciones geométricas, permiten eliminar los errores de carácter geométrico que acompañan al proceso de adquisición, así como dotar a la imagen de coordenadas, de tal forma que sea posible comparar con otra imagen o con información extraída de un mapa, intentando que la imagen resultante de estos procesos conserve, en la medida de lo posible, los valores radiométricos de la imagen inicial, RICHARDS y XIUPING (2006). Los errores geométricos que se presentan con más frecuencia en las imágenes son agrupados en dos tipos:

Sistemáticos: distorsión panorámica, distorsión por la curvatura terrestre, distorsión por movimiento de rotación terrestre y distorsión de oblicuidad debida al tiempo de barrido.

No sistemáticos: distorsión provocada por los movimientos de la plataforma y deformación debida al relieve.

Las correcciones geométricas hacen referencia a cualquier cambio en la posición que ocupan los píxeles en una imagen. Los cambios pueden explicarse a través de una transformación numérica, cuya expresión puede ser: $F(x, y) = G(f, c)$. Donde (x, y) hacen referencia a las coordenadas de la imagen corregida y (f, c) son las coordenadas de la imagen de entrada. Estas correcciones se pueden realizar:

(a) Por una modelización escena-sensor a partir de la información orbital disponible.

(b) De forma empírica, mediante un ajuste directo a partir de puntos de control cuyas coordenadas son conocidas tanto en la imagen de partida como en la imagen corregida. Este ha sido el modelo aplicado en la práctica totalidad de imágenes empleadas, transformando mediante un polinomio de grado 2 y con errores medios cuadráticos menores a 1 píxel.

Corrección radiométrica, son esas operaciones previas que modifican los datos de origen, generando alteraciones en las medias, desviaciones típicas, varianzas o en los histogramas, por ejemplo. Esto puede provocar cambios en los resultados de los análisis por lo que estas

correcciones, al igual que las geométricas, se deben aplicar en la fase previa al procesamiento de los datos.

Ruido aleatorio, el ruido al azar implica variabilidad local, es decir, píxel a píxel variación en el valor de gris que no está relacionado con cambios en la señal del objetivo. La variabilidad píxel a píxel sugiere que el ruido aleatorio es, por naturaleza, un fenómeno de alta frecuencia espacial. Por lo tanto, una operación que amortigua las frecuencias altas también amortigua el ruido aleatorio.

Ruido de impulso, Píxeles aislados anómalos oscuros o brillantes. Ruido de impulso puede surgir como resultado de una serie de problemas:

- Falla del detector en una matriz de proyección de una imagen de 2 dimensiones.
- Perdida de datos durante la transmisión, en compresión, descompresión.
- Con el ruido de impulso original no puede ser recuperado. En cambio, el valor de gris debe ser reemplazado por algo más razonable. Normalmente, el valor de gris del píxel defectuoso se sustituye por un valor medio gris derivado de un conjunto de vecinos más cercanos.

27	25	23	22	26	26	25
28	26	22	23	24	23	24
25	25	23	25	24	25	25
26	24	22	180	25	23	25
23	24	25	23	23	22	26
22	25	26	24	22	23	22
22	23	23	24	22	23	24

-	-	-	-	-	-	-
-	24.9	23.8	23.6	23.9	23.3	-
-	24.6	41.1	40.9	41.0	23.5	-
-	24.1	41.2	41.1	40.8	23.9	-
-	24.1	41.4	41.1	40.6	23.4	-
-	23.6	24.0	23.6	22.9	23.0	-
-	-	-	-	-	-	-

-	-	-	-	-	-	-
-	25	24	24	24	24	-
-	25	41	41	41	24	-
-	24	41	41	41	24	-
-	24	41	41	41	23	-
-	23	24	23	23	23	-
-	-	-	-	-	-	-

a) Ejemplo de ruido de impulso con redondeo

b) Filtrado medio

c) Filtrado medio

Figura 26. Ejemplo de Filtrado de Ruidos frecuentes. J.Tordocillo

Al definir una máscara o una ventana, que puede limitar el área de interés para un pequeño número de píxeles cercanos al píxel en cuestión. En el ejemplo anterior Figura 26, el píxel anómala (sombreado) en el centro de la ventana (frontera negrita) tiene un valor mucho más alto que cualquiera de los píxeles vecinos. Uno puede "corregir" un solo píxel, sustituyendo su valor de gris con la media de los 8 píxeles vecinos, es decir, $23 + 25 + 24 + 22 + 25 + 25 + 23 + 23 = 23,75$. Así, el sombreado de píxeles sería sustituido por un valor de gris de 24, que es más representativo de los píxeles locales.

5.2.2 Corrección Atmosférica

La atmósfera terrestre tiene una influencia decisiva en la radiación detectada por el sensor. El sol cruza la atmósfera y la mayor parte de la radiación solar sufre diversas dispersiones antes de que se registre en el sensor. Importantes parámetros atmosféricos que determinan la dispersión y la transmitancia de la atmósfera son la visibilidad, la presión de vapor de agua y el tipo de aerosol. En el caso de la dispersión la ley de Rayleigh (moléculas de dispersión de la atmósfera, su diámetro mucho más pequeño que la longitud de onda de la radiación) y las moléculas de dispersión de Mie.

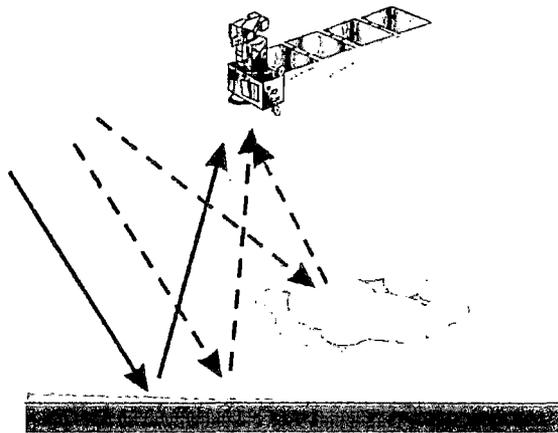


Figura 27. Esquema de la información captada por el sensor. J.Tordocillo

Hay diversas metodologías para la corrección atmosférica, algunas consideran sólo los datos de la imagen, otros parámetros más específicos como ubicación geográfica de la imagen, clima, visibilidad, posición del sol, etc. Y otras consideran información de campo, es decir puede entregarle la curva que debería tener un píxel, según los estudios de campo, en esta tesis haremos uso del modelo FLAASH.

Modelo FLAASH (Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes), toma como base la ecuación estándar para la radiancia espectral de un píxel en el sensor L , aplicado para el rango de longitud de onda solar (la emisión térmica es despreciada), en materiales Lambertianas o equivalentes, tomando la siguiente expresión, (User's Guide).

$$L = \left(\frac{A\rho}{1-\rho_e S} \right) + \left(\frac{B\rho_e}{1-\rho_e S} \right) + L_a \quad 5.1$$

Dónde:

ρ : es la reflectancia superficial del pixel

ρ_e : es la reflectancia superficial promedio del pixel y la región de entorno.

S : es el albedo esférico de la atmósfera.

L_a : es parte de la radiancia dispersada por la atmósfera

A y B : son coeficientes que dependen de las condiciones atmosféricas y geométricas pero no de la superficie

5.2.3 Corrección Topográfica

En los glaciares andinos los efectos de la topografía y el ángulo del sol, en el momento de paso del satélite, genera importantes efectos de sombra en los datos. El impacto de la iluminación, muestra un mismo objeto con diferentes valores de intensidad porque varía la posición del sol y la topografía, es decir un objeto que se encuentra en la sombra recibe y refleja menos radiación que el mismo objeto en el lado más soleado. Estos mismos objetos por lo tanto a pesar de su misma composición tienen intensidad diferente de acuerdo a la posición del sol, CANTY (2006).

Este hecho es un problema importante para la clasificación de imágenes de satélite. Para una detección precisa y eficiente de los objetos, la topografía influye en la iluminación y por tanto tiene que ser corregido.

El modelo topográfico se puede usar para la corrección de imágenes para los efectos locales de la iluminación solar. La iluminación local no solo depende de la posición solar (elevación y azimut) sino también del aspecto del terreno. Podemos asumir que la irradiancia que llega a una porción de la superficie terrestre es proporcional a la altura del sol por el $\cos\theta$. Esto sería así, si toda la imagen fuera llana, pero tanto la pendiente como la orientación modifican el ángulo de incidencia de los rayos solares sobre la superficie terrestre, Para tener en cuenta este efecto, se plantea la ec 5.3, la cantidad calculada es la incidencia solar local γ_i y se calcula por simple relación trigonométrica.

$$\cos\gamma_i = \cos\theta_p \cos\theta_z + \text{sen}\theta_p \text{sen}\theta_z \cos(\varphi_b - \varphi_0) \quad 5.2$$

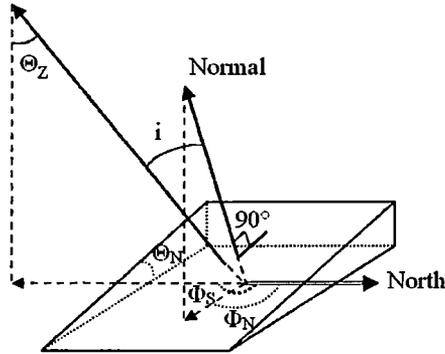


Figura 28: Representación esquemática del ángulo para el cálculo de la iluminación CANTY (2006).

Donde γ_i es el ángulo que forma la perpendicular a la superficie del pixel con los rayos solares, θ_z es el ángulo cenital solar, θ_p es la pendiente del terreno, φ_b es ángulo acimutal solar y φ_0 es la orientación del pixel.

En la figura puede verse como los pixeles llanos $\theta_i = \gamma_i$, en solana $\theta_i > \gamma_i$ y umbria $\theta_i < \gamma_i$. El método de C-corrección, es una función de corrección de iluminación del terreno, muchos trabajos de investigación muestra que C-corrección es la corrección de iluminación más eficaz para las imágenes LANDSAT, MCDONALD (2000). Por las recomendaciones de diversos autores seleccionamos para nuestro estudio el método C-corrección cuya fórmula básica utilizada es:

$$L_H = L_T \frac{\cos(s_z) + c}{\cos(i) + c} \quad 5.3$$

Donde L_H es la radiancia observada de la superficie horizontal (valor de la imagen corregida), L_T es la radiancia observada en terreno con pendiente (valor de la imagen no corregida), s_z es el ángulo del sol cenital y i es ángulo incidente del sol en relación a la dirección normal de la superficie según Figura 28, c es el coeficiente estimado de C corrección.

El coeficiente de corrección c , es derivada de función semiempírica, que se describe a continuación en la ec. 5.4, que trata de "parametrizar", la importante tendencia observada TEILLET (1982), usando parámetros b y m (b es el intercepto y m es la inclinación de la regresión) y c es considerado como el cociente de la regresión ($c = \frac{b}{m}$).

$$L_T = m \cos(i) + b \quad 5.4$$

La dirección del sol es la combinación del ángulo del zenit y ángulo del acimut, y estos parámetros son fácilmente calculables con las fecha de adquisición de imágenes.

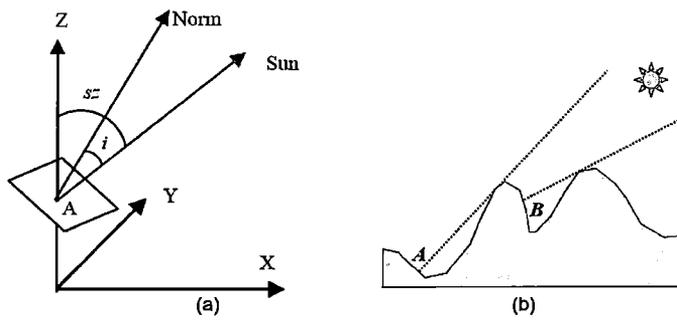


Figura 29: Conceptos de iluminación del terreno y el cálculo de la sombra. CANTY (2006).

En la Figura 29, (a) diagrama de iluminación del terreno; (b): El perfil, donde el sol no puede ser "visto" desde el punto A y pero si visto desde el punto B, cuando el sol está en una cierta elevación, por lo tanto la ubicación A es considerada como sombra.

5.6 Firmas Espectrales

El análisis e interpretación de las imágenes de satélite exige conocimientos interdisciplinarios. Una sólida base de física y en especial de radiometría lo cual es necesaria para poder entender y procesar las imágenes satelitales. Como ya describimos todos los objetos terrestres transforman de forma diferenciada la radiación electromagnética que reciben del Sol. Cada tipo de objeto presenta a un nivel de respuesta espectral en términos de la variación relativa de la energía reflejada o emitida en función de la longitud de onda, esta variación continua de la reflectancia de un cuerpo en función de la longitud de onda se la denomina firma espectral ver Figura 30.

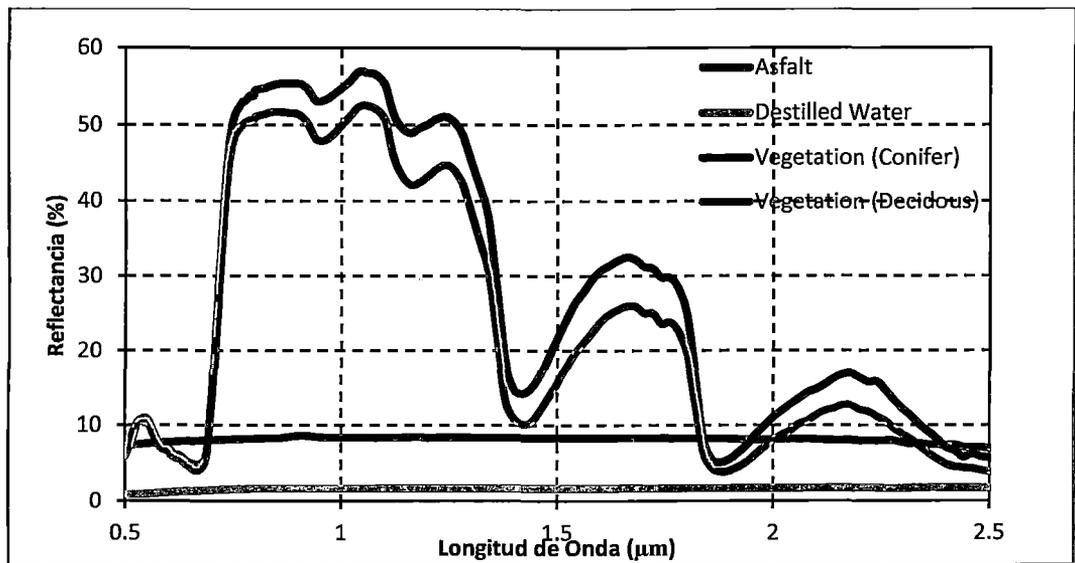


Figura 30: Espectro representativo de distintos materiales agua asfalto, bosque (JHU IR Spectroscopy Lab. Original filename FOAM,Cortesía ASTER Spectral).

La firma espectral es, la forma peculiar de reflejar o emitir energía de determinado cuerpo o cubierta. Está afectada por las características físicas y químicas del objeto que interacciona con la energía electromagnética y varía según las longitudes de onda. De acuerdo a las diferentes firmas espectrales, es posible tener una referencia en la imagen del tipo y clase de un objeto, tomando en cuenta sus características espectrales; aunque por lo general el trabajo de caracterizar a un tipo de cubierta no resulte nada fácil.

5.6.1 Características Espectrales de la Nieve y Hielo

Como se ha descrito en el Capítulo 2 las propiedades espectrales de la nieve y el hielo son de relevancia para clasificación de glaciares para imágenes multiespectrales, la nieve fresca, refleja más del 95% de la radiación entrante en el visible (VIS) y aproximadamente el 50.8% en el infrarrojo cercano (NIR); teniendo una reflectancia casi Lambertiana, esto es, reflexión isotrópica o lo que es lo mismo, 100% reflexión difusa KAAB (2005). En el espectro VIS, la reflectancia de la nieve disminuye conforme esta se contamina y aún más cuando el tamaño de los granos de nieve aumentan KAAB y HUGGEL (2002). En el NIR, la influencia de la contaminación por polvo hace que la reflectancia también disminuya y la influencia del tamaño de los granos de nieve aumenta

ver Figura 31. En el infrarrojo de onda corta, la reflectancia de la nieve es mucho más baja con una marcada dependencia del tamaño de los granos de nieve, pero tiene poca influencia con la contaminación BOLCH y MENOUNOS (2010). Este gran contraste en la firma espectral entre el VIS y el SWIR permite ser explotado para la clasificación de la nieve. La emisión en el TIR y la emisión de microondas pasivas de la nieve y el hielo está gobernada principalmente por el hecho de que la temperatura de la superficie está en el rango de 0°C o por debajo en el Nevado Champará.

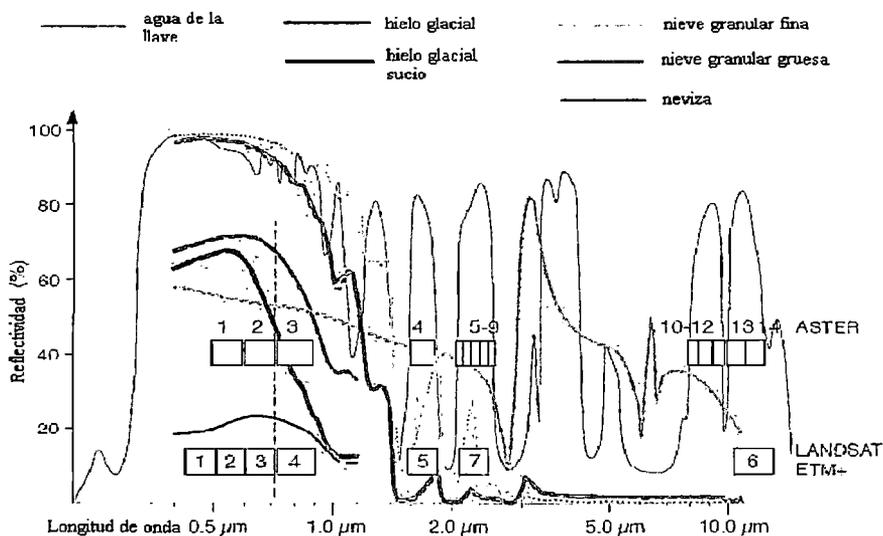


Figura 31: Transmisión atmosférica, secciones del espectro óptico y las microondas junto con los rangos espectrales de las bandas de ASTER y ETM+. Datos espectrales de librería espectral ASTER.

En el LANDSAT TM las bandas Banda1 - Banda4 (0,45 - 0,9) µm y las bandas ASTER Banda1 - Banda3 la reflectancia de la nieve son muy altas. El hielo es más oscuro en la parte visible del espectro y también en el infrarrojo cercano el hielo tiene una menor reflectancia. En la onda corta infrarroja, Banda5 y Banda7 y el ASTER Banda4- Banda5, la reflexión de la nieve es muy baja y depende en gran medida del tamaño de los granos de hielo que hace aún más baja la reflexión.

CAPÍTULO VI

6. CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El Perú, país montañoso por excelencia por encontrarse atravesado por la cordillera de los Andes (espina dorsal del continente sudamericano), tal como describe, AMES (1986). El glaciar Andino es caracterizado de poco espesor, abrupto, agrietado y escarpado, con profundas fisuras por donde penetra el agua de las lluvias y de la fusión superficial del hielo, lo que origina la formación de grandes bolsas de agua en el interior de las lenguas glaciares, las mismas que al producirse fenómenos como el que destruyó Ranrahirca, favorecen la formación de lavas torrenciales con dinámica especial, gran potencia para transportar materiales y singular fuerza destructiva.

Existen 20 macizos cubiertos de glaciares Figura 32. Sus elevaciones alcanzan altitudes superiores a 6000msnm. La presencia de la Cordillera de los Andes en el Perú (pese a encontrarse íntegramente dentro de la Región Tropical Sur), crea de esta manera, regiones climáticas muy diferenciadas entre sí. Desde el caluroso y falto de precipitaciones de la zona costera pasando por frías regiones de puna y Cordillera, hasta el caluroso y húmedo de la selva amazónica, AMES (1989).

Las condiciones climáticas preponderantemente frías, de las zonas altas han permitido la formación de grandes masas de hielo durante la era glacial, cuyas remanentes son los que quedan y uno de los exponentes más característicos y quizá el más conocido es la Cordillera Blanca, la más septentrional de todas a solo 9° latitud Sur, siendo la Cordillera Tropical más alta del mundo.

El gran interés de muchos investigadores en esta zona es el haber sido escenario durante los últimos 70 años de terribles catástrofes geodinámicas de origen glaciar, con miles de pérdidas en vidas humanas y daños incalculables en valles afectados.

A lo largo del siglo pasado se han realizado estudios en la Cordillera Blanca. Los métodos de monitoreo de los glaciares variaron a través del tiempo, por estacas, pinturas, fotografías actualmente por imágenes de satélite.

Pacífico tropical. El ENSO es el principal factor en la variabilidad interanual causando anomalías positivas de balance de masa durante La Niña y anomalías negativas durante los eventos de El Niño. Así como también KASER y GEORGES (1999), hace un estudio del balance de masa en latitudes bajas, para Cordillera Blanca, con datos in situ y donde concluye que la densidad varía muy poco en glaciares como Artesonraju, HUGGEL y KAAB, (2003), según modelos basados en la teledetección ha mostrado que la única forma viable, para la valoración del peligro, en los lagos de los glaciares de difícil acceso es; a través de un algoritmo, basado en datos ETM+ y el DEM generado a partir del ASTER, donde pudo encontrar un lago glaciar potencialmente peligroso, ubicado en la Cordillera Carabaya.

6.1 Ubicación

El área de estudio es el Nevado de Champará, que se encuentra ubicado entre las coordenadas de latitud ($8^{\circ}37'$ - $8^{\circ}43'$) Sur y entre las longitudes ($77^{\circ}45'$ - $77^{\circ}49'$) Oeste, tiene una altitud de 5735msnm, ubicado en la Cordillera Blanca, entre los distritos de La Pampa y Cusca que pertenecen a la Provincia de Corongo y el distrito de Yuracmarca que pertenece a la provincia de Huaylas, Departamento Ancash en Perú, siendo el río más importante que se origina el Río Corongullo, que es afluente del Río Santa, en su recorrido cuenta con varios túneles y contribuyendo con sus aguas a la Central Hidroeléctrica del Cañón del Pato, una de las más importantes fuentes generadoras de energía eléctrica del país. A su vez el Nevado Champará no pertenece al Parque Huascarán que es una Reserva Nacional que fue creado desde 1975 y en 1985, fue declarado Patrimonio Natural de la Humanidad y Reserva de la Biosfera por la UNESCO.

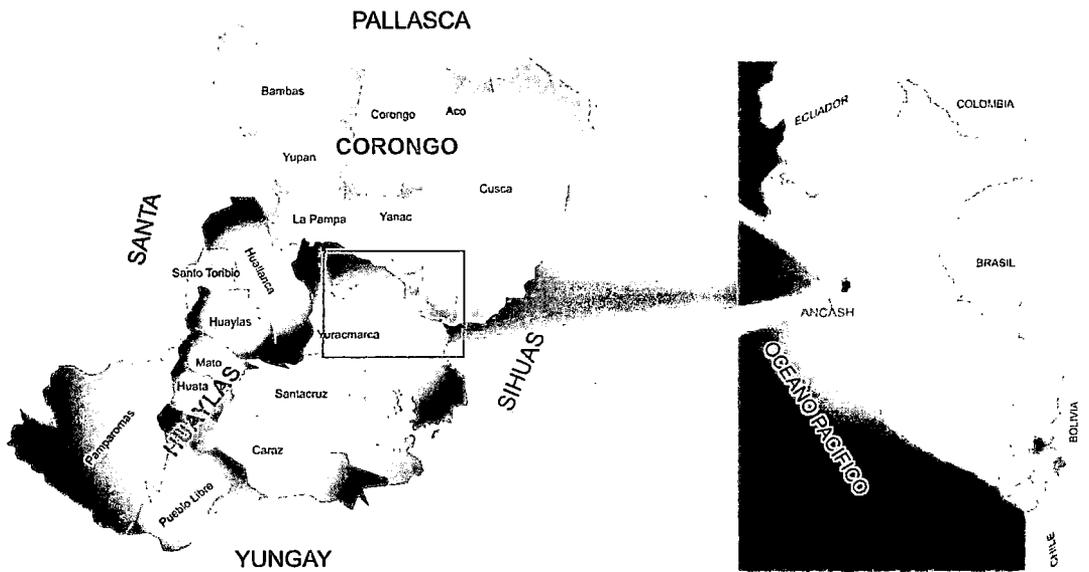


Figura 33. Ubicación del Nevado Champará en la región Ancash-Perú. J.Tordocillo

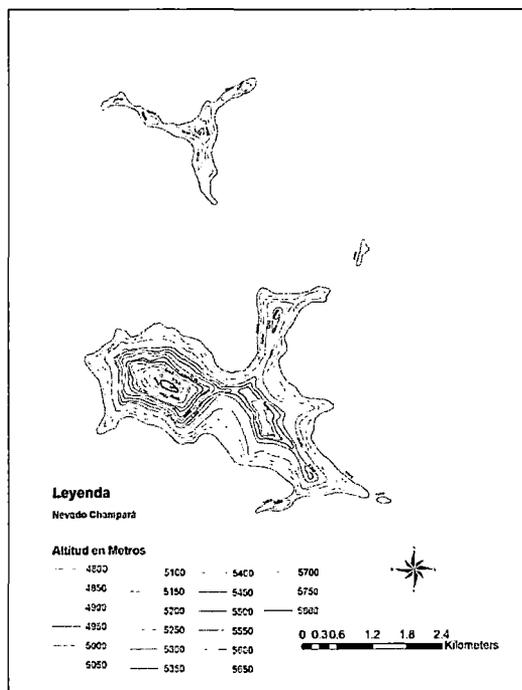


Figura 34. Curvas de Nivel del Nevado Champará en la Región Ancash-Perú, (Fuente IGN)

6.2 Contexto Climático

El clima del área en estudio, correspondiente al Nevado Champará, corresponde a dos estaciones muy marcadas: seca entre los meses de Mayo a Septiembre y lluvioso de Octubre a Abril. Por tanto la mayor incidencia de precipitaciones ocurre durante los meses del verano austral, que coincide con el incremento de la temperatura en la región. En general las precipitaciones sólidas superan a las lluvias en altitudes superiores a 4000 metros, pero la nieve que cubre las laderas por debajo de la línea de nieve, tiene una duración efímera, debido al alto grado de insolación. Así mismo la cobertura de nubes es intermitente, aun así durante la temporada de lluvia.

Este comportamiento muy peculiar del clima, con elevadas temperaturas durante el día y descenso brusco en la noche hasta por debajo del punto de congelamiento, dan origen a fenómenos muy particulares propios de glaciares de estas altitudes, como la fina estratificación de la nieve en capas muy delgadas, formación de estalactitas de gran tamaño y amplias cornisas inclinadas hacia el oeste (por la ponderación de vientos del noreste).

En consecuencia, la ablación o fenómenos de derretimiento de la nieve y el hielo sobre los glaciares, ocurren durante todo el año, aparentemente con una mayor incidencia durante la estación lluviosa en que se observa el incremento de temperatura.

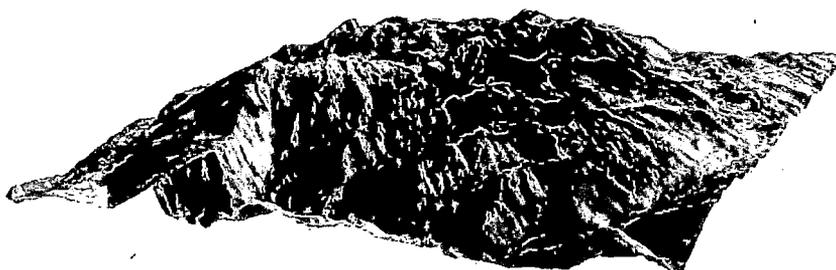


Figura 35. El Nevado Champará, en una vista tridimensional, elaborado con un DEM del GDEM ASTER. J.Tordocillo

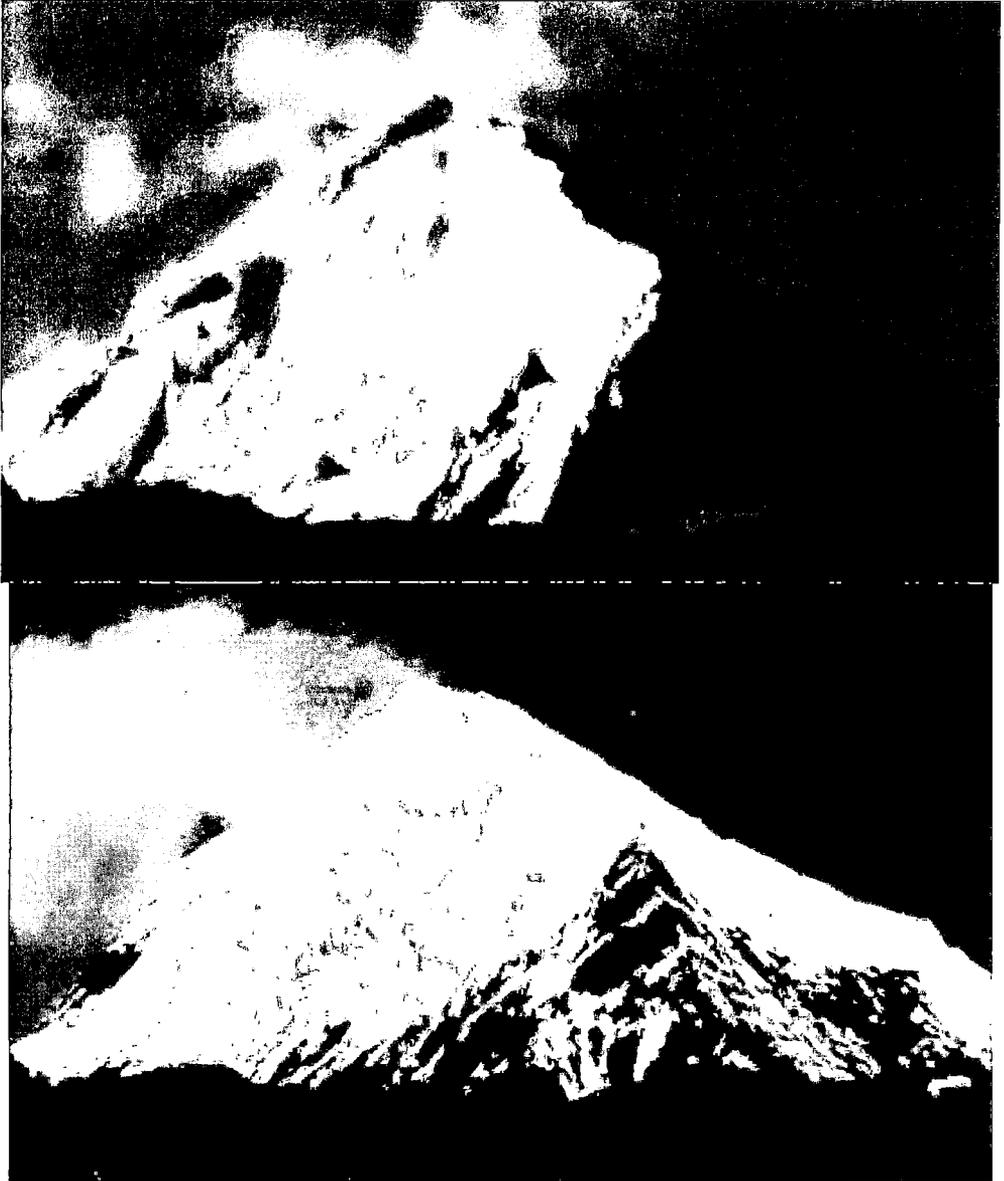


Figura 36: Fotografía del Nevado Champará del 25/11/1965 y 21/05/1987. George G. Hawxhurst ©

CAPÍTULO VII

7. METODOLOGÍA

En el esquema ver Figura 37, se resume el proceso de tratamiento que se aplica a las imágenes de satélite para obtener los parámetros físicos.

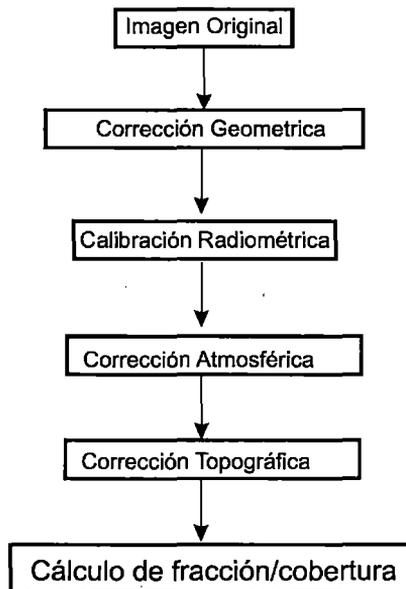


Figura 37: Esquema general del tratamiento de imágenes de satélite realizado para la obtención de cobertura del glaciar

Los datos de radiación están almacenados en formato 8-bit, es decir, un número natural entre 0 y 255. A dicho número se le llama número digital (ND). Para estudios multitemporales como es el caso de esta tesis, es necesario comparar varias imágenes entre sí, el número digital no es una buena medida de los cambios que se producen a nivel de superficie con el tiempo. El ND depende no sólo de las condiciones del suelo, vegetación, glaciar, sino también de la calibración del sensor, el ángulo de elevación solar, el ángulo de visión del sensor, la distancia Tierra-Sol, y las condiciones atmosféricas en el momento de adquisición de la imagen. Por tanto, para analizar la evolución del glaciar del Nevado Champará es necesario convertir el ND en un valor que tenga en cuenta la calibración del sensor y sea independiente de las condiciones de insolación y atmosféricas. Ese valor es la reflectividad de la superficie.

La reflectividad es la relación entre la radiación reflejada y la radiación incidente sobre la superficie en un intervalo del espectro, tal como se describió en Cap. IV. Los siguientes apartados de este capítulo se tratan sobre los pasos seguidos en el tratamiento de las imágenes, con el software ENVI 4.5 y el lenguaje de programación IDL.

7.1 Corrección Geométrica y Radiométrica

Para la corrección geométrica de las imágenes LANDSAT, MSS, TM y ETM+ y ASTER se generó un modelo de elevación digital DEM (Digital Elevation Model) en base a las curvas de nivel de la Carta Nacional escala 1:100,000. Con un conjunto de puntos de control y un modelo de elevación digital para poder ortorectificar.

Localización geográfica y la orthorectificación para el análisis de imágenes de satélite en las aplicaciones SIG, los datos deben estar en el mismo mapa de proyección. El proceso de geolocalización se utilizó para transformar LANDSAT MSS, TM, ETM+ de filas y columnas en coordenadas de proyección de la tierra basado en el mapa. La elevación también hay que corregir por ser una región montañosa. El DEM utilizado para las elevaciones del terreno se tuvo como parámetro un DEM generado a partir de las curvas de nivel de las cartas de 1/100 000 del IGN, estas curvas de nivel datan de los años 1999 y 2000. El método de corrección aplicado es el denominado Imagen a Imagen el cual utiliza como base una imagen de referencia, un conjunto de puntos de control (GCP) es necesario en el proceso de la orthorectificación. La primera etapa del orthorectificación de imágenes de los sensores fue la extracción de los metadatos. Al ASTER se le extrajo HDF para estas lecturas de imágenes se ha elaborado un código en IDL.

7.1.1 Procesamiento Digital de Imágenes LANDSAT

Para las imágenes LANDSAT MSS, TM y ETM+, estas imágenes ya orthorectificadas, se hizo la conversión de ND a valores de radiancia para tal fin se hizo la comparación de los valores del metadato con los valores propuestos para la calibración LANDSAT, de CHANDER y MARKHAM (2009), viendo las coincidencias se procedió a implementar y ejecutar en el lenguaje de programación IDL el proceso de conversión a valores de radiancia haciendo uso de la siguiente fórmula.

$$L_{\lambda} = \left(\frac{L_{max} - L_{min}}{Q_{calmax} - Q_{calmin}} \right) (ND - Q_{calmin}) + L_{min} \quad 7.1$$

Donde

L_{λ} : La radiancia espectral en $W/(m^2 sr \mu m)$

Q_{calmax} : Máximo valor del valor del pixel calibrado a ND, $W/(m^2 sr \mu m)$

Q_{calmin} : Mínimo valor del valor del pixel calibrado a ND, $W/(m^2 sr \mu m)$

Q_{cal} : Valor del pixel calibrado ND

L_{min} : Radiación espectral del sensor es escalado a Q_{calmin} , $W/(m^2 sr \mu m)$

L_{max} : Radiación espectral del sensor es escalado a Q_{calmax} , $W/(m^2 sr \mu m)$

CHANDER y MARKHAM (2009), señalan que cuando se comparan imágenes de distintas fechas es ventajoso transformar los valores de radiancia en reflectancia porque se remueve el efecto producido por el ángulo solar y se compensan las diferencias en los valores de la irradiancia solar extra-atmosférica. La reflectancia combinada de la superficie y atmósfera se llamará reflectancia planetaria se calcula mediante la expresión:

$$\rho_p = \frac{\pi \cdot L \cdot d^2}{ESUN_{\lambda} \cdot \cos \theta} \quad 7.2$$

donde:

ρ_p es la reflectancia planetaria adimensional

L : es la radiancia espectral en la apertura del sensor

$ESUN_{\lambda}$: es la irradiancia exoatmosférica solar promedio de cada banda

θ : Es el ángulo cenit solar

d : es la distancia Tierra- Sol

Para el cálculo de la distancia tierra sol, se emplea la siguiente expresión.

$$d = (1 - 0.01672 \cdot \cos(\text{RADIAN}(0.9856 \cdot (DJ - 4)))) \quad 7.3$$

7.1.2 Procesamiento Digital de Imágenes ASTER

Para la conversión del ND a valores de radiancia, teniendo en cuenta el manual del usuario, la conversión utilizada es la siguiente.

$$L_{VNIR,SWIR} = \left(\frac{A}{G}\right) ND + D \quad 7.4$$

$$L_{TIR} = A(ND) + C(ND)^2 + D \quad 7.5$$

dónde:

$L_{VNIR,SWIR}$ y L_{TIR} : Radiancia espectral ($w/m^2 \cdot sr \cdot \mu m$)

A : Coeficiente de corrección lineal

C : Coeficiente de corrección no lineal

G : Gain

D : Offset

ND : Número Digital para cada pixel de la imagen

Para el procesamiento de calibración de imágenes ASTER, se hará uso de las ec. 7.2 y ec.7.3, la medidas de $ESUN_{\lambda}$ que dependen de la banda, que a diferencia de la documentación para la TM y ETM+, no son incluidas dentro de la guía de usuarios ASTER. Los valores de $ESUN_{\lambda}$, fueron calculadas usando la siguiente ecuación.

$$ESUN_{\lambda} = \frac{\Sigma(R_{FN(\lambda)} \cdot Irradiancia\ solar) \cdot \Delta\lambda_{\lambda}}{\Sigma(R_{FN(\lambda)}) \cdot \Delta\lambda_{\lambda}} \quad 7.6$$

Donde, $R_{FN(\lambda)}$, son las funciones de respuesta espectral de las bandas VIS-NIR y $\Delta\lambda_{\lambda}$ es el intervalo de muestreo de cada banda. Las funciones de respuesta espectral de las bandas VIS-NIR tienen intervalos de muestreo variable, con las bandas 1 y 3N que tienen $\Delta\lambda_{\lambda} = 0.004\mu m$ y la banda 2 que tiene $\Delta\lambda_{\lambda} = 0.003\mu m$. Esta metodología puede también ser aplicado no solo a las bandas del sensor SWIR, sino también a otros sensores donde son conocidas las funciones de respuesta espectral.

Las correcciones atmosféricas de las imágenes se realizaron mediante los algoritmos de corrección atmosférica del programa ENVI 4.5. Este programa emplea algunas sub-rutinas previamente validadas como es; el caso del DISORT, la cual calcula las condiciones

atmosféricas (visibilidad, nubosidad, gradientes de temperatura y humedad, vapor de agua y CO₂) y la función de transferencia con base en los parámetros ópticos en cada fecha. El algoritmo que realiza el cálculo de la dispersión atmosférica de la radiación con base en la función de transferencia, es el llamado MODTRAN; el cual elige los diferentes tipos de atmósferas y condiciones dadas por el DISORT en función de la posición geográfica y de las estaciones del año. Todo el proceso de corrección atmosférica se realiza mediante la rutina FLAASH del programa ENVI 4.5. Esta rutina lo que hace es calcular la radiancia absoluta en cada pixel del sensor como función de la radiancia reflejada por la superficie la cual llega directamente al sensor más la radiancia desde la superficie que es dispersada por la atmósfera hacia el sensor. Es por ello, que la rutina FLAASH requiere de sub-rutinas como MODTRAN las cuales eligen el modelo atmosférico adecuado, la columna de vapor de agua, el tipo de aerosoles y el rango de visibilidad.

Antes de aplicar la subrutina FLAASH a las imágenes LANDSAT TM, ETM+ y ASTER, se consideró que debido a la latitud en la que se ubica, el modelo de atmósfera que maneja FLAASH el cual representa de mejor forma las condiciones climáticas y radiativas en el lugar, es de una atmósfera subártica summer. Por otro lado, dada la lejanía de este Nevado de las ciudades, implica que el modelo de aerosoles que se debía emplear en la subrutina FLAASH es el de las zonas rurales. Otros parámetros que la subrutina FLAASH emplea, como la posición geográfica del centro de la imagen, el tipo de sensor, la altitud del sensor, la elevación, el tamaño del pixel, así como la fecha y hora de la imagen; fueron obtenidos del metadato del ASTER.

Un paso importante al momento de aplicar la corrección atmosférica, es determinar primeramente la irradiancia de la superficie ec.7.1, transformando directamente los números digitales de la imagen (DN) en valores de irradiancia. Posteriormente, es necesario dividir por un factor de escala de 10 de tal forma que se obtengan de dicha transformación en unidades ($mW/cm^2\mu msr$) coincidan con las unidades que manejan los procesos de la subrutina FLAASH ($\mu W/cm^2nmsr$).

7.1.3 Corrección Topográfica

La topografía del terreno causa una fuerte variación en la respuesta espectral de tipos de cubiertas similares, zonas sombreadas muestran una reflectividad menor de la esperada, mientras que en zonas soleadas el efecto es el contrario. Por tanto, el proceso de normalización topográfica es crítico en áreas de terreno abrupto o montañoso como es el caso del Nevado Champará. La mayor dificultad en la aplicación de correcciones topográficas es la ausencia de modelos generalmente aceptados. En la literatura científica se pueden encontrar una amplia variedad de métodos sin que haya un consenso sobre uno que sea aplicable universalmente. Actualmente existe un amplio rango de algoritmos para la corrección topográfica, entre los cuales, se optado por el método Corrección-C.

7.2 Composición de Falso Color

A partir de la información multi-espectral que generan los sensores espaciales, pueden obtenerse distintas composiciones de color. Solo basta aplicar cada uno de los tres colores primarios (rojo, verde y azul) a una banda distinta de la imagen, seleccionada bajo un cierto criterio y en el orden que se considere más óptimo. Se generan a menudo imágenes en falso color porque incrementan la percepción de determinados detalles de la superficie.

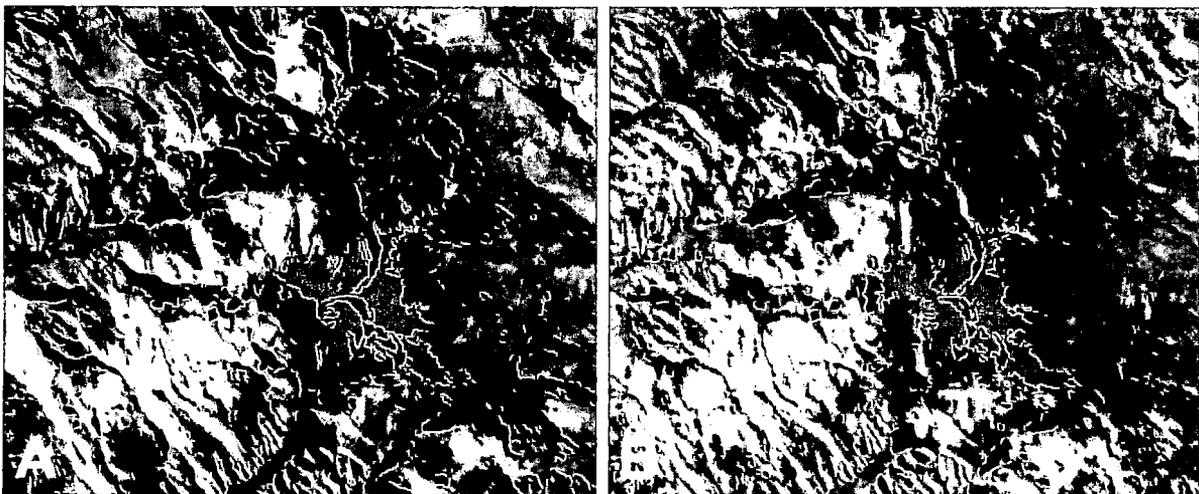


Figura. 38 Imagen LANDSAT TM 18/07/1987 composición en falso color543 sin (a) sin corrección (b) con corrección topográfica

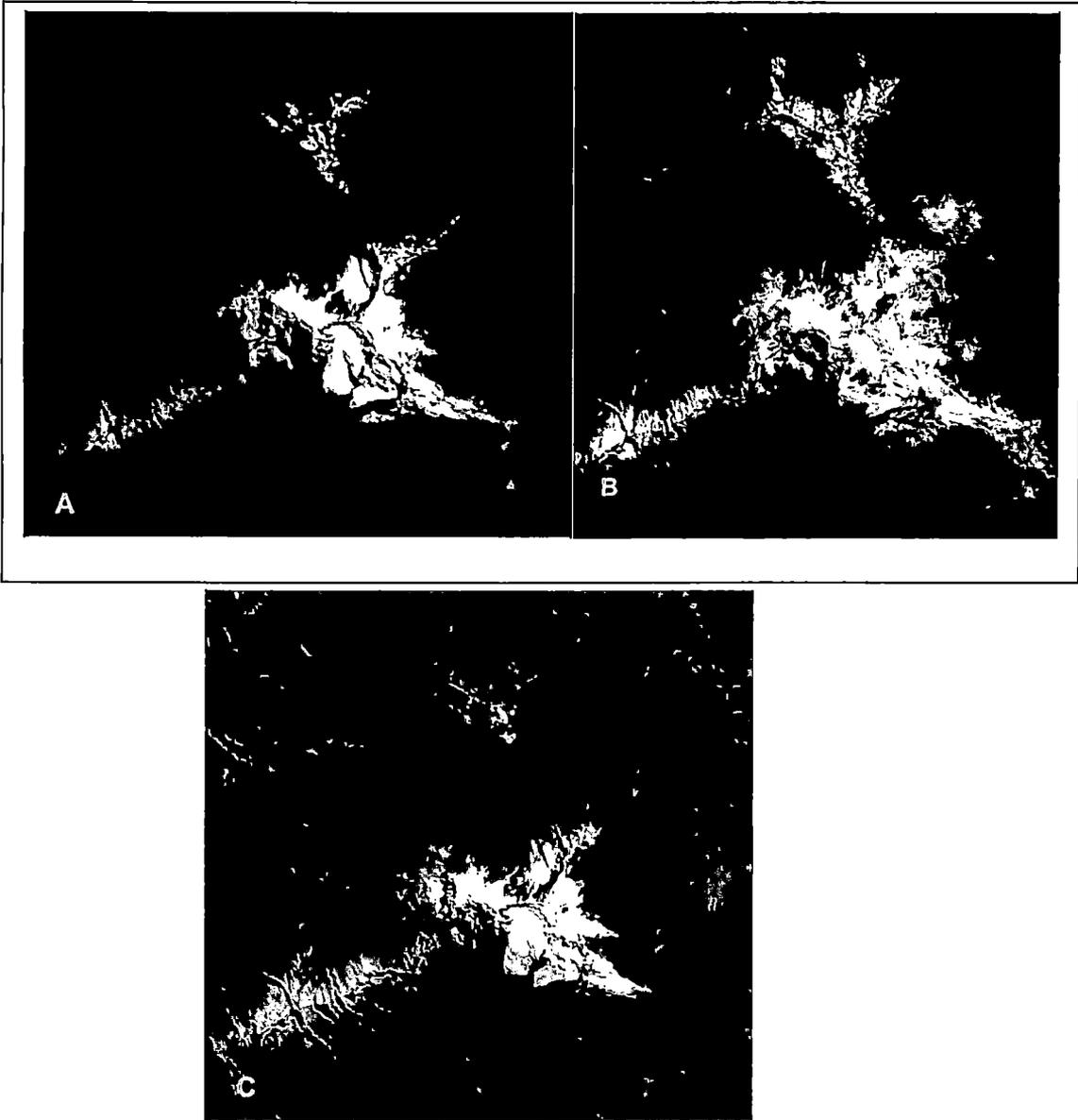


Figura.39 (a) Imagen LANDSAT ETM+ composición 321 del 29 Julio del 2000, (b) Imagen ASTER composición 321 del 03 de Junio del 2000, (c) Imagen ASTER composición 321 del 29 de mayo del 2010.

7.3 Método del Mapeo y Delimitación Glaciar

LANDSAT MSS requiere del trazado manual de los bordes del glaciar debido a la falta de onda corta en la banda del infrarrojo.

Luego de la delimitación manual se exporto en formato de vector, para hallar el área en un software GIS. Para los límites del glaciar las imágenes del ASTER y Landsat TM, ETM+ , del Nevado Champará se asignaron de forma automática con la edición vectorial de Density Slice y Contour Lines, del software ENVI.4.5 definiendo previamente los umbrales.

Una vez, definido el vector se exportó en un Software Gis, para su edición y el cálculo de área, tal como se muestra Figura 40.

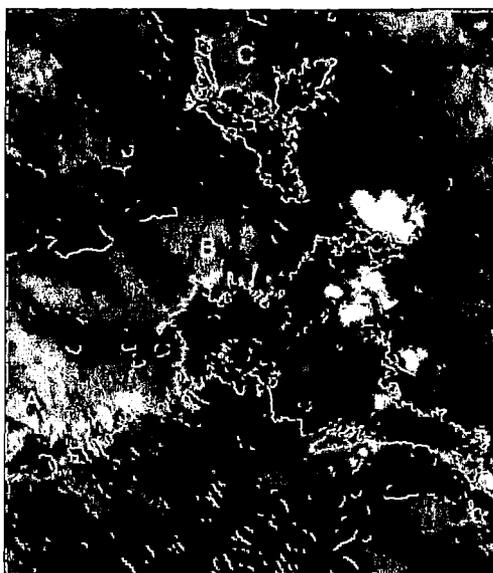


Figura.40: Imagen ASTER del 03 de Junio del 2000, con enhance Square Root, donde se ha limitado el área del glaciar, y se ha identificado las área A,B,C.

En la imagen ASTER del 03 de Junio del 2000, todos los glaciares, son visibles excepto la parte este del nevado está cubierto por sombra, y la parte oeste esta enmascarado por nubes y las sombras de las nubes, tal como se muestra en Figura 40 con combinación de las bandas 432, con realce (Square Root).

Para las imágenes del 2009 y 2010 del ASTER solo es posible trabajar en el visible de las bandas del sensor ASTER y las otras bandas están sin data. La dificultad automática de la limitación de los glaciares es resultado de la sombra en algunas partes del glaciar y de cubiertas como debris, escarcha estacional y la sombra al lado izquierdo del Nevado.

Aunque la ventaja de la delimitación manual de los glaciares es la posibilidad para tener en cuenta variaciones en la iluminación solar y la reflectancia de la superficie en contraste con la forma automático de los glaciares, aunque en este trabajo se adoptó por la automática. Especialmente en las imágenes ASTER, correspondientes al año del 2009 y 2010, se dificultó, por contener solo el visible.

7.4 Cálculo por Razón de Bandas

La nieve y el hielo tienen una alta reflectancia en el espectro VNIR mientras que para $\lambda > 1.5\mu m$ tiene muy baja reflexión. Así que la imagen que relaciona dos bandas espectrales con diferentes reflectancias de la nieve y el hielo de los glaciares y permite la segmentación de acuerdo a las propiedades espectrales. La relación de Landsat 5 TM Band4/Band5 revela buenos resultados para la segmentación de los glaciares. Para las imágenes ASTER la relación Band3/ band4.

Los resultados de los dos satélites son muy similares, ambos índices mejoran las propiedades espectrales de la nieve y el hielo, pero se han dificultado con las sombras que cubrieron una partes de los glaciares. Los glaciares y la nieve tienen en la razón de imágenes un alto DN, el suelo, tiene en la razón muy bajo DN. Otra dificultad se debe que lagos oscuros que podrían ser clasificados como glaciares en el Landsat 5 TM, de la banda 5 y en la banda 4 del ASTER.

Partes de los restos cubiertos y la diferencia en la resolución entre los dos satélites son evidentes. También se muestra el problema con las sombras en la imagen Landsat 5 TM por ejemplo, en la parte Izquierdo del Nevado.

Para, generar la máscara se hizo que la razón de banda sea mayor de uno siguiendo las recomendaciones, KAAB (2003).

7.5 Cálculo NDSI

Clasificación de Nieve por NDSI, se puede utilizar para separar áreas glaciares cubierto de nieve y también para detectar la nieve y el hielo en un glaciar, fue implementada en IDL.

Se calcula para los sensores TM y ETM+ según.

$$NDSI = \frac{B2 - B5}{B2 + B5}$$

Para controlar lagos pro glaciares, se utiliza el Índice de Diferencia Normalizada del Agua (NDWI). Para las imágenes del sensor TM Y ETM+, se utilizan la Band1 y Band4, como se muestra en la siguiente expresión.

$$NDWI = \frac{B1 - B4}{B1 + B4}$$

Para la imagen ASTER se calcula utilizando la expresión.

$$NDWI = \frac{B2 - B3}{B2 + B3}$$

Luego, al NDSI, se le ha restado el NDWI para obtener la máscara del glaciar. Otra opción que se tuvo en cuenta es, calculado el NDVI y teniendo en consideración KAAB (2003), el $NDVI < 0.4$, solo nos representa agua, entonces ésta cantidad se ha restado al NDSI para eliminar cuerpos de agua pro glaciar, que un primer momento se puede considerar como glaciar.



Figura 41. Imagen LANDSAT TM 1987, restando cuerpos de agua

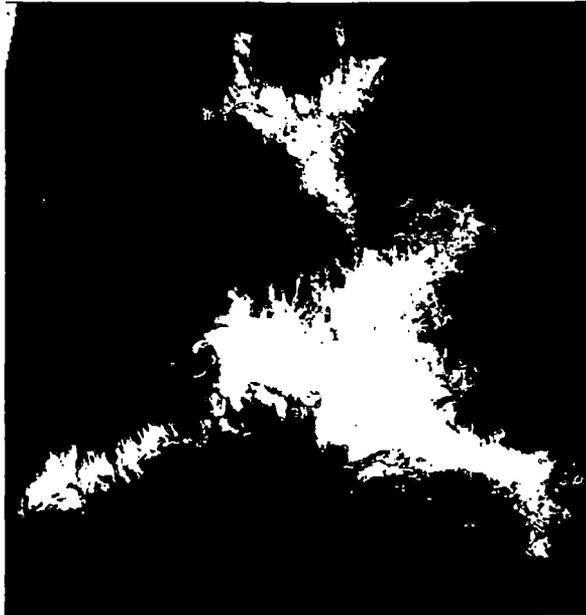


Figura 42. Imagen ASTER, restando cuerpos de agua

7.6 Clasificación Supervisada

Este proceso agrupa a los píxeles de acuerdo a la reflectividad que tienen en una clase determinada dando lugar a las clases espectrales. Luego de aplicar varios métodos de clasificación como Máxima Semejanza (MAXVER), Mínima Distancia (MINDIST) y Spectral Angle Mapper (SAM) entre otros se concluyó que el método de clasificación SAM ofrece los mejores resultados, ver Anexo C. Este método utiliza las firmas espectrales de las diferentes coberturas en diferentes puntos del área glaciar para luego crear una librería espectral con aproximadamente 10 firmas espectrales, la cual fue utilizada como entrada para la clasificación. Comparando las firmas espectrales, se pudo determinar patrones de respuesta espectral bien definidos dentro del área glaciar.



Figura 43: Imagen ASTER del año 2000, por clasificación supervisada, identificando el área glaciar blanco y marrón, roca compuesto principalmente granito y andesita.

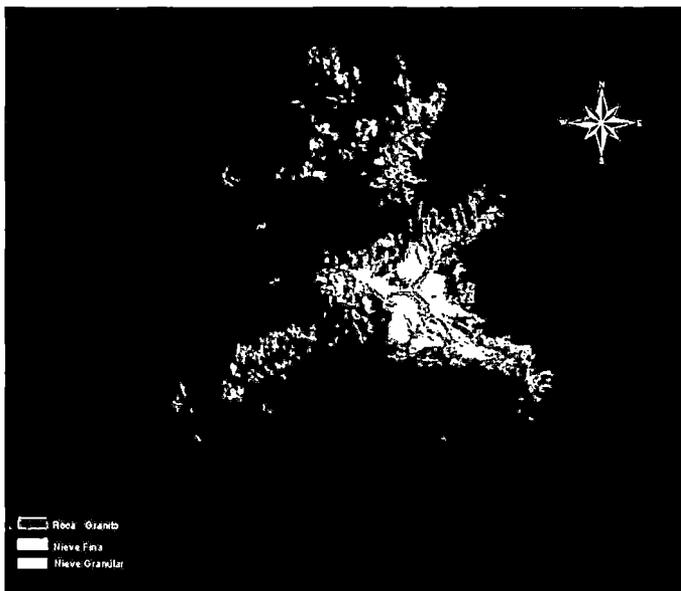


Figura 44: Imagen ASTER del año 2003, por clasificación supervisada, identificando Hielo granular blanco, Nieve fina rojo y marrón, roca compuesto principalmente granito y andesita.

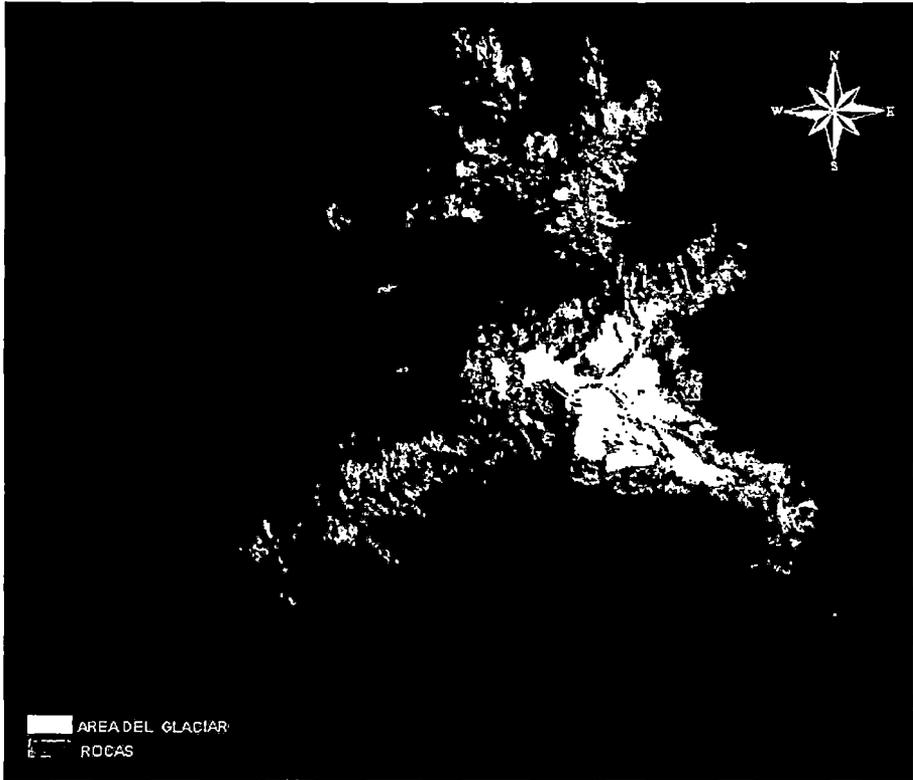


Figura 45: Imagen ASTER del año 2003, por clasificación supervisada, identificando área glaciar y marrón, roca compuesto principalmente granito y andesita

7.7 Algoritmo para Estimar Temperatura de Brillo

El Landsat Thematic Mapper (TM) y Thematic Mapper mejorada Plus (ETM +), permiten la adquisición de datos de temperatura y almacenar esta información como un número digital (DN) con un rango entre 0 y 255. Es posible convertir estos DNs a grados Kelvin utilizando bajo dos diferentes pasos en ENVI 4.5. El primer paso es convertir los DN a los valores de radiancia usando valores de bias y gain específica para cada banda de la escena y el segundo paso convertir datos de radiancia a grados Kelvin.

La USGS nos proporciona datos en GeoTIFF con datos de formato de metadatos con archivo _MTL.txt. Para crear archivo de datos de radiación, en el menú principal de ENVI, del metadato ingresar los valores máximos y mínimos de la banda 6, que es la banda térmica. El sensor ETM+ tiene dos bandas térmicas por lo que puede convertirse low –gain y high-gain a temperatura.

Una vez que el DN para las bandas térmicas han sido convertidos a valores de radiancia , es simplemente una cuestión de aplicar la inversa de la función de Planck para calcular los valores de temperatura. La fórmula para convertir la radiancia a temperatura sin corrección atmosférica es la radiancia emitida $L_{\lambda}^0(T)$ en una longitud de onda λ y a una temperatura T por una superficie elemental considerada como un cuerpo negro, puede ser calculada a partir de la ecuación (2.23).

$$L_{\lambda}^0(T) = \frac{2 h c^2 \lambda^{-5}}{(e^{hc/k\lambda T} - 1)} \quad 7.7$$

Donde

$$h = 6,626068 \cdot 10^{-34} \text{ J s}$$

$$k = 1,3806503 \cdot 10^{-23} \text{ J/K}$$

$$c = 2,997925 \cdot 10^8 \text{ m/s}$$

T = Temperatura (K)

Despejando la temperatura de la ec. 7.7 se obtiene:

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{\lambda}^0} + 1\right)} \quad 7.8$$

Donde

$K_1 = 2hc^2\lambda^{-5}$ y $K_2 = \frac{hc}{k\lambda}$, en la Tabla 3 se muestra los valores de K_1 y K_2 para el valor medio del rango espectral de la banda 6 del sensor TM y ETM+.

Tabla 3: Datos de la constante de la formula anterior

	Landsat TM	Landsat ETM+
K1	607.76	666.09
K2	1260.56	1282.71

Si se desprecia los efectos de la atmósfera, y la radiancia usada es la registrada por el sensor $L_\lambda^0 = L_{sen}$, la temperatura calculada por la ec. 7.8 se conoce como temperatura de brillo (T_B).

$$T_B = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{sen}} + 1\right)} \quad 7.9$$

La imagen fue remuestreada de 60m a 30m, los números digitales (ND) fueron convertidos a radiancia y usando la ec. 7.9, se calculó la temperatura de brillo. El proceso realizado se muestra en la Figura 46.

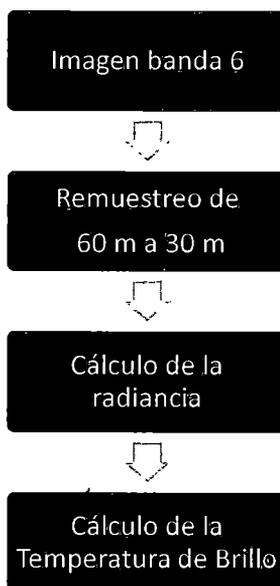


Figura 46. Proceso realizado para calcular la temperatura de brillo a partir de la banda 6.

La superficie terrestre no se comporta exactamente como un cuerpo negro y no obedece la función de Planck. Considerando la ec. 7.7, la radiancia emitida por la superficie terrestre (L_{sup}) a una temperatura T en función de la radiancia emitida por un cuerpo negro a la misma temperatura está dado por.

$$L_{sup} = \varepsilon L_{\lambda}^0(T) \quad 7.10$$

Dónde: ε , es la emisividad de la superficie terrestre.

Como la atmósfera es generalmente fría comparada con la superficie terrestre, la absorción domina sobre la emisión, y la radiación emitida por la superficie terrestre disminuye al llegar al sensor del satélite. Si este efecto no se corrige, la estimación de la temperatura puede ser menor que la real, SOBRINO (2000).

La radiancia medida por el sensor viene dada por la radiancia que proviene de la superficie y es atenuada por la atmósfera, más la propia emisión de la atmósfera.

$$L_{sen}(T) = \tau \varepsilon L_{\lambda}^0(T) + \tau(1 - \varepsilon)L^{atm\downarrow} + L^{atm\uparrow} \quad 7.11$$

Dónde:

$L_{sen}(T)$ = radiancia registrada por el sensor térmico del satélite.

$L_{\lambda}^0(T)$ = radiancia emitida por un cuerpo negro a la temperatura T .

τ = transmitancia de la atmósfera.

ε = emisividad de la superficie terrestre.

$L^{atm\uparrow}$ = radiancia emitida por la atmósfera ascendente hacia el sensor.

$L^{atm\downarrow}$ = radiancia emitida por la atmósfera descendente que incide sobre la superficie y se refleja al sensor.

EL “National Center of Enviromental Prediction” (NCEP) modela los perfiles atmosféricos globales, para un determinado lugar, hora y día, proporcionando los valores de los parámetros, τ , $L^{atm\uparrow}$ y $L^{atm\downarrow}$. El calculador de parámetros atmosféricos para los sensores TM

y ETM+ puede ser consultado en la página web http://landsat.gsfc.nasa.gov/atm_corr. BARSÍ (2003).

Conocido L_{sen} , la emisividad de la superficie ϵ y los parámetros atmosféricos τ , $L^{atm\uparrow}$ y $L^{atm\downarrow}$ se determina la radiancia emitida $L_{\lambda}^0(T)$, reemplazando en la ec. 7.11, se obtiene un estimado de la temperatura de la superficie terrestre.

ϵ : emisividad (valor típica 0.98), Utilizando datos de upwelling radiance 0.45 y downwelling radiance 0.77 y transmitancia 0.93.

7.3 Extracción de los DEMs a partir de Imágenes ASTER

Las imágenes ASTER utilizadas para este estudio son de Nivel 1A. El par estéreo cerca al infrarrojo cercano hacia atrás y el Nadir de imágenes (3N y 3B) se utilizó en la orientación del sensor y la generación de DEM Figura 47. Estas imágenes tienen un tamaño de 4200×4100 píxeles con un espacio Resolución de 15 metros y la escala de 1:1.500.000.

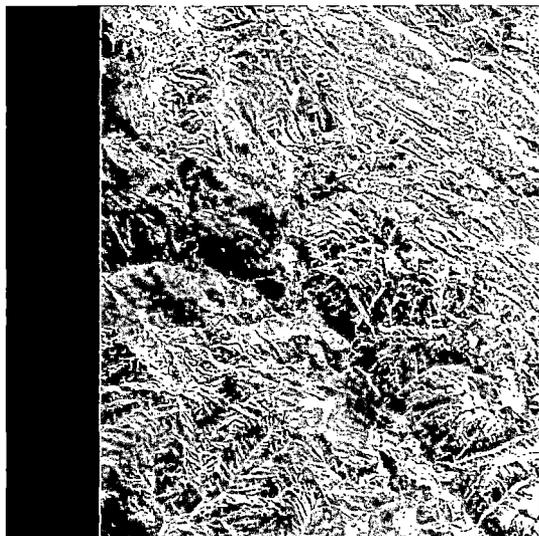


Figura 47. Banda 3B

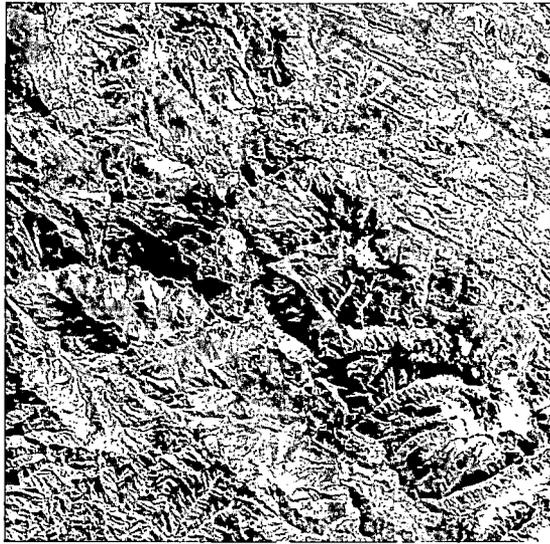


Figura 48. Banda 3N

Para su elaboración del DEM, en ENVI 4.5, se ha tomado 100 punto tie, con un error para todos los casos alrededor de 0.79, para comparación de la validez se hizo uso de un software especializado como es el Silcast teniendo resultados satisfactorios.

7.9 Análisis de Detección para Estimar el Flujo Glaciar

La técnica de correlación permite estimar el desplazamiento de un punto de una imagen respecto a otra imagen de referencia. Se delimita el entorno del píxel bajo estudio por medio de una ventana rectangular y a partir de un conocimiento aproximado del margen máximo de desplazamiento se delimita la región de búsqueda del píxel desplazado. Para identificar la nueva posición se hace la correlación de la ventana rectangular en la imagen de referencia con una ventana de la misma dimensión centrada en cada píxel de la región de búsqueda, la correlación tendrá un valor máximo en su nueva posición, BERTHIER (2005).

Para este análisis se utilizó un par de imágenes de ASTER del año 2003, las cuales tienen una diferencia de adquisición de casi un año. El objetivo de este análisis busca estimar la velocidad y dirección de descarga del flujo del Glaciar del Nevado Champará.

El programa utilizado para el análisis fue el COSI-CORR, el cual fue diseñado en un principio para la detección de deformaciones co-sísmica, LEPRINCE (2007, 2008). Esta aplicación fue diseñada en el lenguaje IDL e incorporada a la plataforma ENVI como una extensión.

Es importante resaltar que los ángulos de toma de las imágenes tienen que ser similares para poder obtener resultados satisfactorios.

La metodología para estimar velocidades a partir de imágenes conlleva a una serie de procesos que deben aplicarse antes de la correlación. Una serie de puntos de control en el terreno se genera de manera automática.

Estos puntos son creados a partir de una imagen cruda binaria (esclava), con respecto a una imagen previamente ortorectificada (maestra). El Modelo de Elevación Digital utilizado en el proceso de ortorectificación es generado a partir de las curvas de nivel del IGN de los años 1999 y 2000.

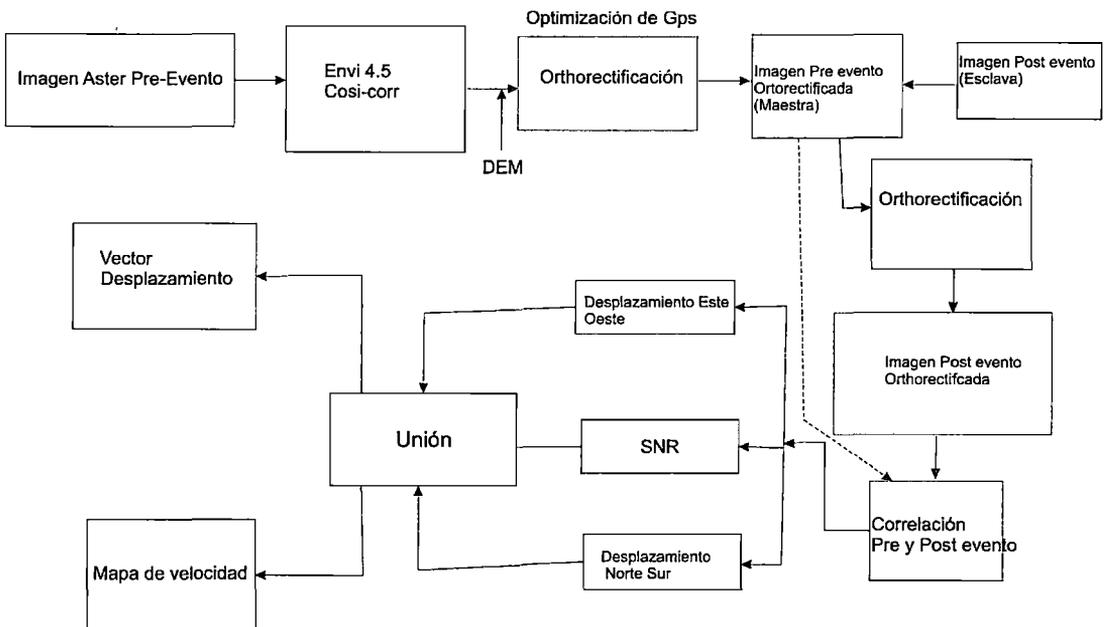


Figura 49. Metodología para estimar la velocidad de desplazamiento y descarga de flujo Nieve/hielo

Una vez que los procesos de corrección geométrica y de orto-corrección son aplicados, los desplazamientos horizontales del terreno son recuperados de la correlación a nivel de sub-

píxel de estas imágenes. Esta correlación se basa en un proceso que estima el plano de la fase en el dominio de Fourier. Este análisis genera dos imágenes de correlación, cada una de ellas representando la componente de desplazamiento horizontal del terreno (Este-Oeste y Norte-Sur) y una imagen asociada a la relación de señal – ruido (SNR por sus siglas en inglés: Signal-Noise Ratio) para cada medición.

A partir de las imágenes Norte-Sur y Este-Oeste se puede generar los vectores de desplazamiento, revelando de esta manera los patrones de flujo del hielo y la nieve en la parte superficial del glaciar. Además, es posible conocer el gradiente de la velocidad ya que conocemos la distancia “*D*”, obtenida a partir de la ecuación:

$$D = \sqrt{(Dx)^2 + (Dy)^2} \quad 7.12$$

Dónde: *Dx*: Desplazamiento Este-Oeste

Dy: Desplazamiento Norte-Sur

CAPITULO VIII

8. RESULTADOS

8.1 Reflectancia de la Superficie Terrestre

Para presentar los valores de reflectancia para las superficies particulares como glaciar, agua, suelo y vegetación se ha considerado. En primer lugar la elevada reflectividad de la nieve y las nubes en el espectro visible del canal 2 (0.52 – 0.6 μm), que supone un incremento de reflectividad respecto a la serie. En segundo lugar el descenso de la reflectividad de las nubes en el infrarrojo cercano en el canal 5 (1.55 – 1.75 μm), siendo menor que la reflectividad de la nieve. Estas características permitieron crear un umbral para la exclusión de nubes y sombras de acuerdo a la geometría de iluminación.

Con el fin de eliminar pequeños cuerpos de agua se estableció un umbral sobre la reflectividad del canal 4 (0.75 - 0.9) μm , ya que sobre ella existe un gran contraste de absorción respecto a las otras cubiertas. Se ha considerado 4 imágenes ASTER de los años 2000, 2003, 2006 y 2007.

Tabla 4: Reflectancia para los nueve primeros canales de las imágenes ASTER.

Canal	Longitud de Onda $\lambda(\mu\text{m})$	Reflectancia (%)			
		Glaciar	Agua	Suelo	Vegetación
1	0.556	84.6	26.4	15.1	10.6
2	0.661	79.4	13.0	14.4	10.0
3	0.840	72.5	10..5	19.2	29.4
4	1.656	12.1	9.6	30.4	23.2
5	2.167	10.0	10.8	24.7	13.9
6	2.209	10.6	9.4	26.3	14.0
7	2.262	12.6	9.9	27.0	14.5
8	2.336	7.8	6.8	24.5	11.6
9	2.400	6.6	7.1	22.9	10.7

En el Software ENVI 4.5, se apertura la banda correspondiente y se identifica los intervalos mínimos y máximos de la longitud onda, tomándose el valor central de dicho intervalo, ese valor central se muestra en la Tabla 4, además se tomó para la reflectancia el valor del pixel más alto para cuatro tipos de superficie más relevantes: glaciar, agua, suelo y vegetación de forma manual banda por banda, para las nueve bandas de la imagen ASTER.

Como se puede observar en la Figura 50, el comportamiento espectral obtenido a partir de la imagen ASTER sigue la tendencia espectral descrita en otros trabajos con otras imágenes y metodologías y por tanto la calibración ha sido satisfactoria usando el lenguaje de programación IDL 7.0. Podemos también identificar que la nieve presenta una mayor reflectividad en el canal 2, alcanzando el 100%, KLEIN (1998), por otro lado, en el mismo canal el glaciar (nieve envejecida) está alrededor del 80%. De esta manera comprobamos que la reflectancia es óptima para continuar con el trabajo.

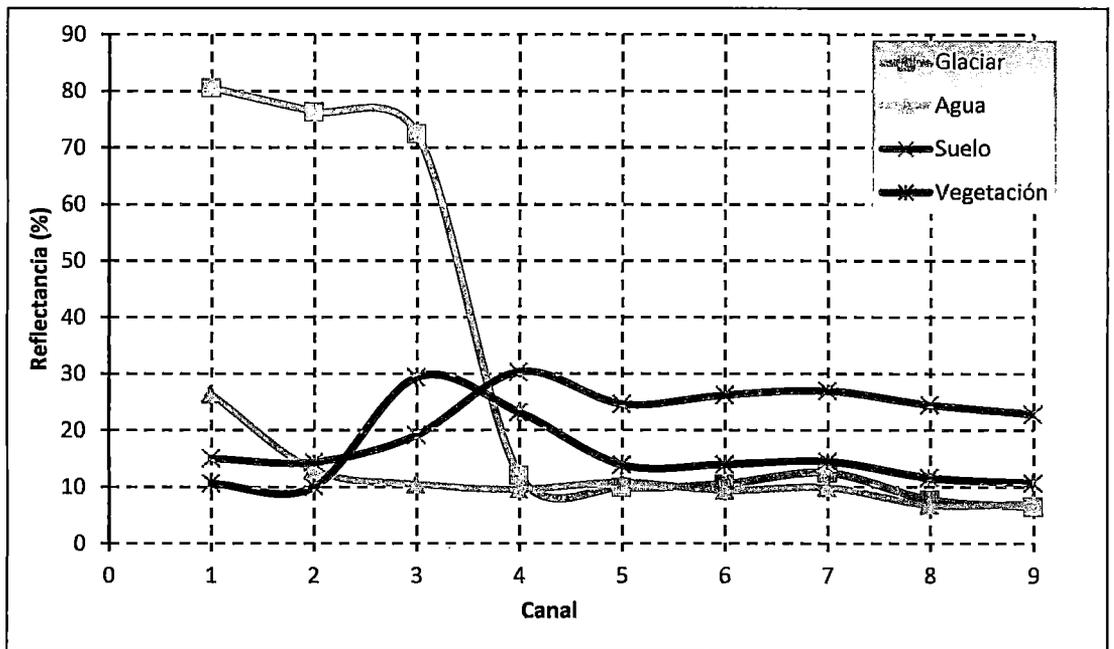


Figura 50: Reflectancia espectral de 4 tipos de superficie a partir de imágenes ASTER, similar al obtenido por KLEIN(1998) a partir de imágenes Landsat TM.

8.2 Cuantificación del Área y Volumen Glaciar

El uso de las imágenes de la familia LANDSAT y ASTER en combinación con los Modelos de Elevación Digital, generados de las curvas de nivel del IGN, permitieron obtener los cambios en el área glaciar del Nevado Champará, además de los cambios en la cobertura y extensión del glaciar a través del tiempo.

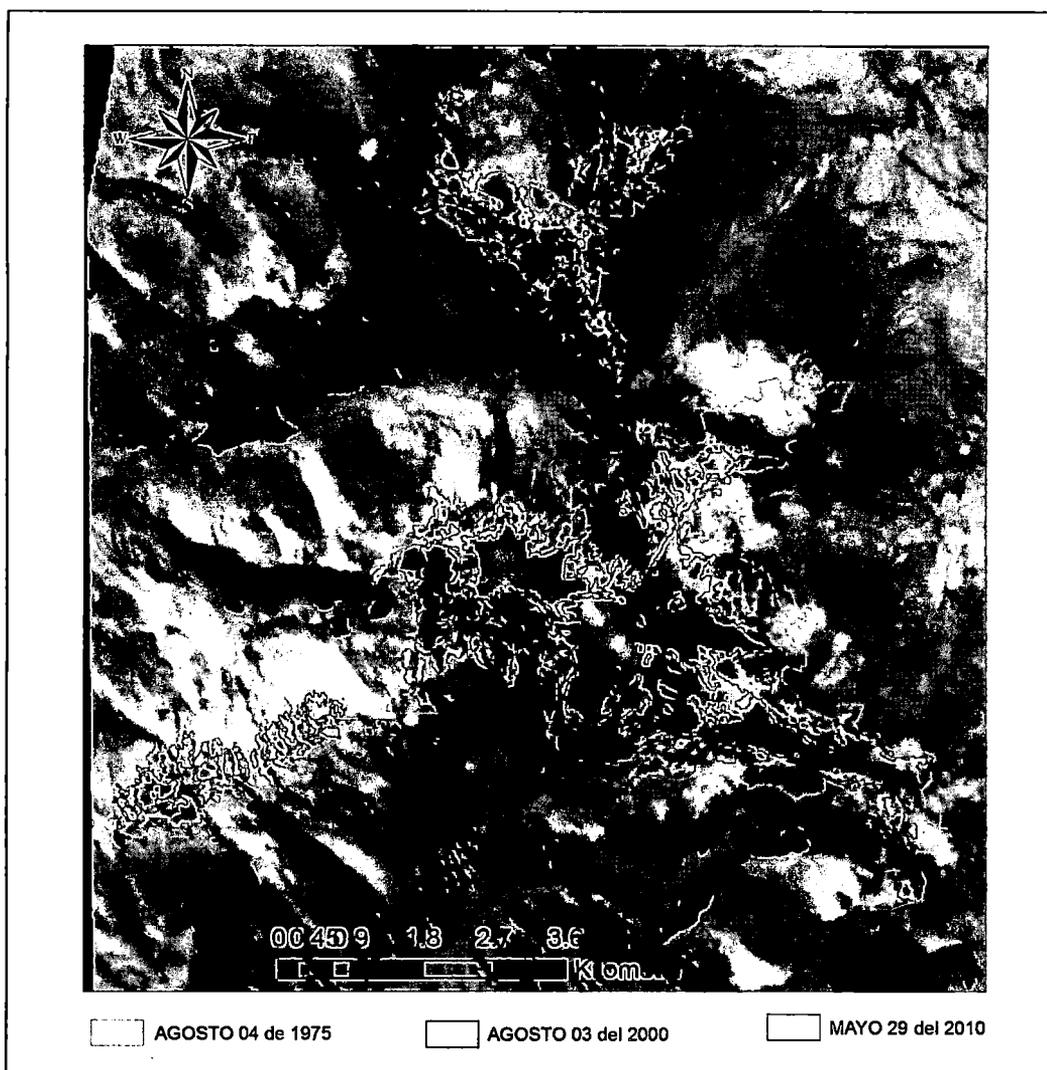


Figura 51: Imagen ASTER 03/06/2000, combinación de bandas RGB 432 de fondo y delimitación automática de vectores.

En la Figura 51, Las áreas del Nevado Champará a partir de imágenes ASTER y Landsat 5 TM, ETM+, podemos visualizar Su porcentaje de cambio entre 1975, 2000 y 2010. Donde se observa claramente una reducción considerable en el área glaciara, a su vez notamos los bordes glaciares que se encuentran a menor altitud, son afectados en mayor proporción. Como se observa en los vectores de la Figura 52.

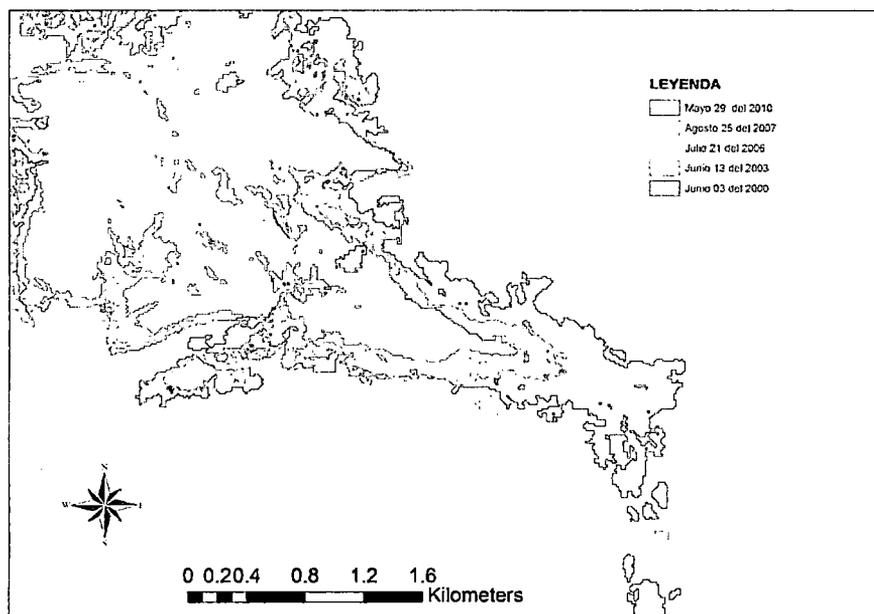


Figura 52: Extremo del glaciar, que disminuye con mayor rapidez.

En la Tabla 5, podemos visualizar, el comportamiento del área, volumen y el promedio de la temperatura superficial de la tierra, del glaciar donde se muestra una diferencia del 14 de Junio del 2000 correspondiente al sensor ETM+ (30 metros) y del 03 de Junio del 2000 que corresponde al sensor ASTER (15 metros). Esta diferencia se explica, que ambos sensores tienen una diferencia de resolución espacial de 15m, debido a la pendiente muy elevada que son características de los Nevados Andinos, las sombras han jugado papel importante a la hora de efectuar la delimitación automática. En ese contexto se ha optado por separar en dos gráficos, una que corresponde a la familia LANDSAT Figura 53 y otra que corresponde al ASTER, Figura 54.

Tabla 5. Parámetros Físicos como Área, Volumen y la Temperatura Superficial de la Tierra (TST) obtenida de las imágenes del Nevado Champará.

N°	Fecha	Área glaciar (Km ²)	Volumen (Km ³)	TST, Promedio (°C)
01	1975-08-09 MSS	23.5044	2.9089	---
02	1976-06-23 MSS	22.8402	2.8025	---
03	1987-05-31 TM	10.6756	1.0426	1.230
04	1989-12-30 TM	12.8391	1.3253	-0.630
05	1990-04-21 TM	14.1071	1.4979	-2.464
06	1996-07-26 TM	12.8581	1.3279	0.499
07	1997-08-30 TM	12.5245	1.2833	0.552
08	2000-06-14 ETM+	14.6465	1.5728	-5.722
09	2000-06-03 ASTER	17.268	1.9483	-4.998
10	2001-06-14 ETM+	14.524	1.5557	-3.756
11	2003-06-11 ASTER	12.0917	1.2259	-3.756
12	2006-07-21 ASTER	10.598	1.0328	-3.434
13	2007-08-25 ASTER	8.8413	0.8160	-3.162
14	2009-07-29 ASTER	8.7625	0.8065	---
15	2010-05-29 ASTER	8.5644	0.7829	---

Para los valores de la Tabla 5, una vez calculada el Índice Diferencia Normalizada de la Nieve (NDSI), con el código elaborado en IDL, ver Apéndice D, y luego se resta el Índice de Diferencia Normalizada del Agua (NDWI), una vez resaltada el área glaciar, con la opción Density Slice del Software ENVI 4.5, se genera un contorno del área glaciar, este vector es exportado a un Software GIS, para determinar el área en forma automática en km².

Para la estimación del volumen glaciar se ha utilizado una relación empírica propuesta por BAHR y MEIER (1997), que dicha fórmula empírica es válida para 160 glaciares de los Alpes. Como se mencionó en la fundamentación teórica, se considera el volumen de un glaciar proporcional a la longitud, ancho y el promedio de su espesor ($V = cS^{\gamma}$), c es un parámetro lineal ($c=0.048$) el rango de valores para γ varía entre 1.25 para glaciares polares y 1.35, para glaciares de valles como los Alpes Suizos para zona en que nos encontramos

tenemos una combinación de casquetes glaciares y otro sector de valle por tanto se optó por tomar el promedio de 1.30.

Para los valores de la TST de la Tabla 5, se obtuvo con el código IDL para determinar la temperatura de brillo a partir de la banda 6 en el LANDSAT y el promedio de bandas 13 y 14 en el ASTER, a partir de estos valores, la superficie terrestre no se comporta exactamente como un cuerpo negro y no obedece la función de Planck, debido la emisividad puede cambiar de acuerdo a la estación del año, para determinar la TST, se ha utilizado la ecuación 7.11, con una emisividad 0.98.

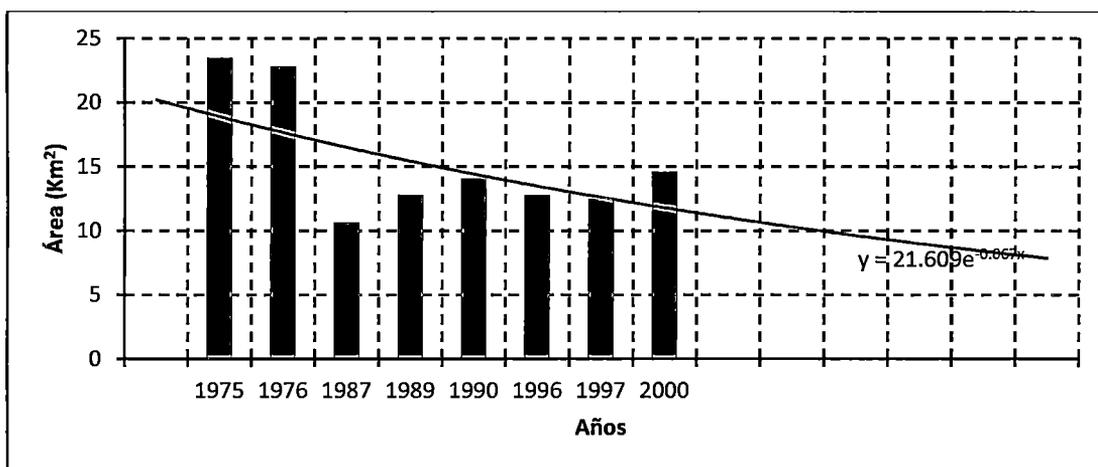


Figura 53: La tendencia temporal de la reducción del área, a partir de la familia de sensores MSS, TM y ETM+.

En la Figura 53, podemos notar que el comportamiento de la reducción del área desde 1975, siendo afectado considerablemente para 1987 y una recuperación en 1989, donde probablemente eventos como el niño de 1987 y 1988, han tenido un papel importante en la reducción glaciaria, para los años de 1990, 1996 y 1997 el comportamiento es exponencial y en el año 2000 hay un incremento en el área glaciaria, para este comportamiento eventos como la niña tuvieron una influencia importante, pero el ajuste de la tendencia es exponencial porque presenta una mayor correlación frente a otros ajustes.

Por otro lado con respecto al procesamiento de las imágenes ASTER para el periodo 2000-2010, se observa una disminución paulatina del área del Nevado, el cual muestra una reducción considerable de su superficie, una reducción aproximada del 50% desde el año 2000. Esto se explica que en el lapso de estos últimos 10 años, la reducción del área glaciaria es

muy acelerado, esto se explica por la tendencia del incremento de temperatura en la región, al igual que en el gráfico anterior la línea de tendencia que sigue en la reducción de su área del Nevado Champará es exponencial, por considerarse una alta correlación frente a otros ajustes, por lo que podemos estimar que el Nevado se reducirá en un 95% del estado actual en aproximadamente 40 años, teniendo en cuenta el factor climatológico la reducción será en aproximadamente en 30 años .

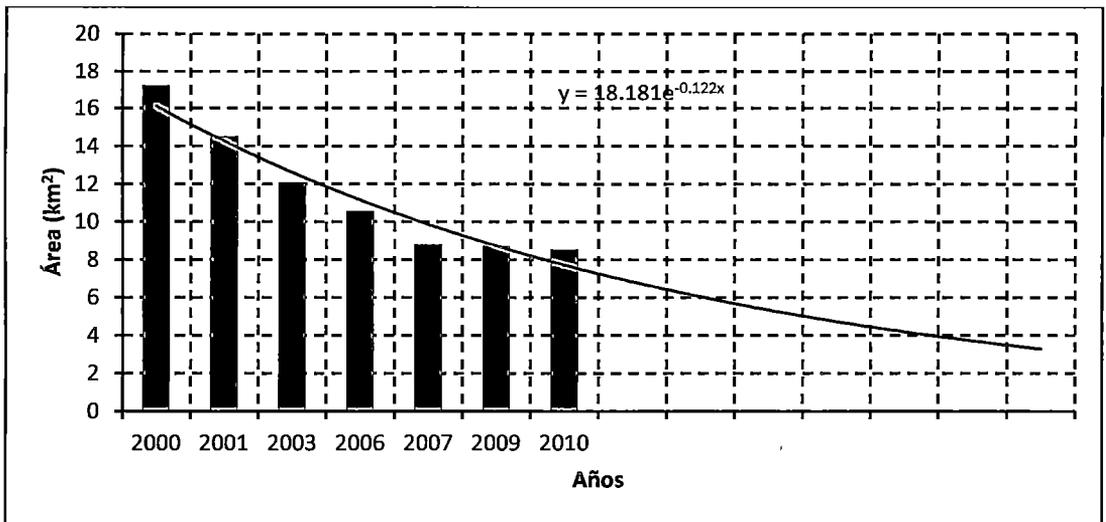


Figura 54: La tendencia temporal de la reducción del área, a partir del sensor ASTER.

Para el periodo 2000-2010, hay mayor confiabilidad, que los datos históricos por tener una resolución espacial de 15m, por tanto para dicho periodo se ha elaborado la Tabla 6, para encontrar el número de días de la Tabla 6, se tomó como parámetro de referencia la fecha del 03 de Junio del 2000, a partir de esta referencia se contabiliza el número de días hasta la siguiente fecha que corresponde 14 de Junio del 2001, obteniendo 379 días, así sucesivamente se contabiliza el número de días para las otras imágenes, con fechas posteriores. Para encontrar la diferencia de área es a través de una resta simple entre la fecha de referencia y las fechas sucesivas, en cuanto para la tasa de cambio se dividió la diferencia de área y el número de días y luego se expresó en porcentaje, el cambio de área respecto a la fecha de referencia, de igual manera el porcentaje respecto al año anterior se utilizó la misma operación matemática.

Tabla 6: Registro del área glaciar del Nevado Champará.

Nº	Fecha	Área glaciar (Km ²)	Nº de Días	Diferencia de Área (km ²)	Tasa de Cambio (km ² /año)	% Respecto al año 2000	% Respecto al año anterior
01	2000-06-03 ASTER	17.268	--	--	--	--	--
02	2001-06-14 ETM+	14.524	379	-2.744	2.6426	84.1	84.1
03	2003-06-11 ASTER	12.0917	727	-2.4323	1.2211	70.0	83.2
04	2006-07-21 ASTER	10.598	1136	-1.4937	0.4799	61.3	87.6
05	2007-08-25 ASTER	8.8413	400	-1.7567	1.6029	51.2	83.4
06	2009-07-29 ASTER	8.7625	704	-0.0788	0.0408	50.7	99.1
07	2010-05-29 ASTER	8.5644	304	-0.1981	0.2378	49.5	97.7

En la Tabla 6, Teniendo como parámetro de referencia la imagen del año 2000, podemos observar la tasa de cambio de reducción del área glaciar por año y el porcentaje respecto al año anterior, nos indica la fracción de área glaciar restante respecto a la medición anterior; de tal forma que se puede observar que tanto cambia el glaciar entre un año y otro, según los resultados podemos notar, que el área glaciar en el 2001 experimentó una reducción del 16% (2.744 km²) respecto al área calculada para el año 2000, mientras que para el año 2003 ésta disminuyó en un 30% (2.4323 km²), como se muestra en la Figura 55. Para el año 2006, el área cubierta por el glaciar resulta ser sólo un 39% del área y entre los años 2007, 2009 y 2010 se observa una reducción aproximada de un 50%. En promedio para el periodo 2000-2010 la razón de cambio es de 1.03km²/año.

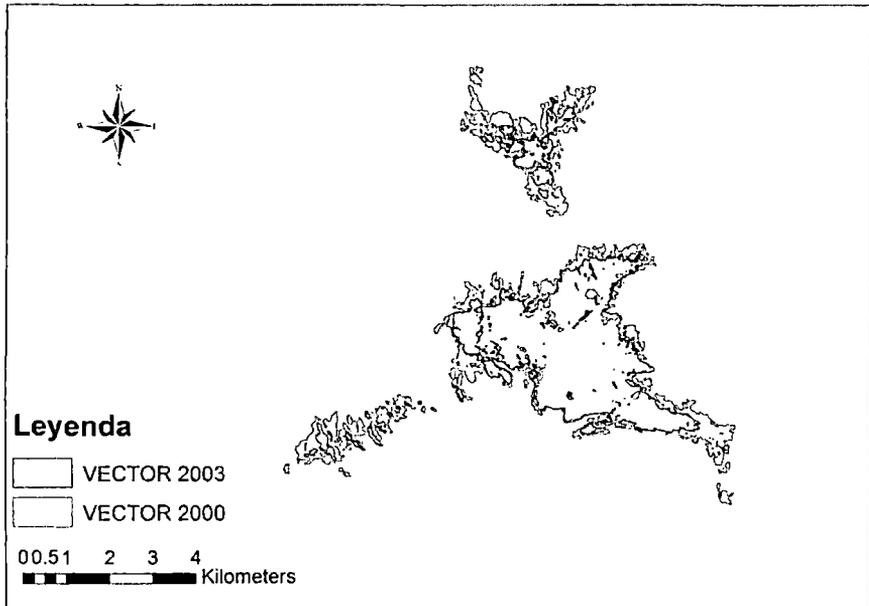


Figura 55: Delimitación de área de los años 2000 y 2003

8.3 Cambios de Elevación del Glaciar

La pérdida de masa de un glaciar, cuando está fuera de equilibrio, se ve reflejada en los cambios de área y volumen. Estos cambios en la superficie son más evidentes en el frente del glaciar una vez que comienza a adelgazarse y posteriormente un retroceso continuo, sin posibilidad a recuperarse.

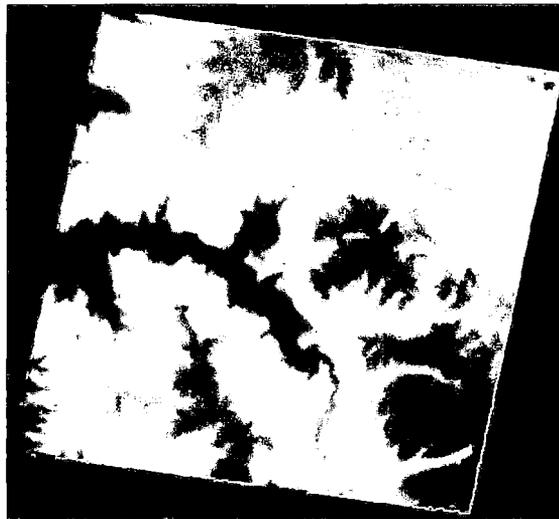


Figura 56: DEM generado de las bandas 3N y 3B de la imagen ASTER

Para los cambios de altitud del Nevado Champará, se ha generado un DEM con una resolución espacial de 15 metros, con el software ENVI 4.5, y se utilizó un DEM del GDEM ASTER, un DEM generado de las curvas nivel del IGN con una resolución 30m y el SRTM de 90 metros, reescalando a su tercera parte para su comparación.

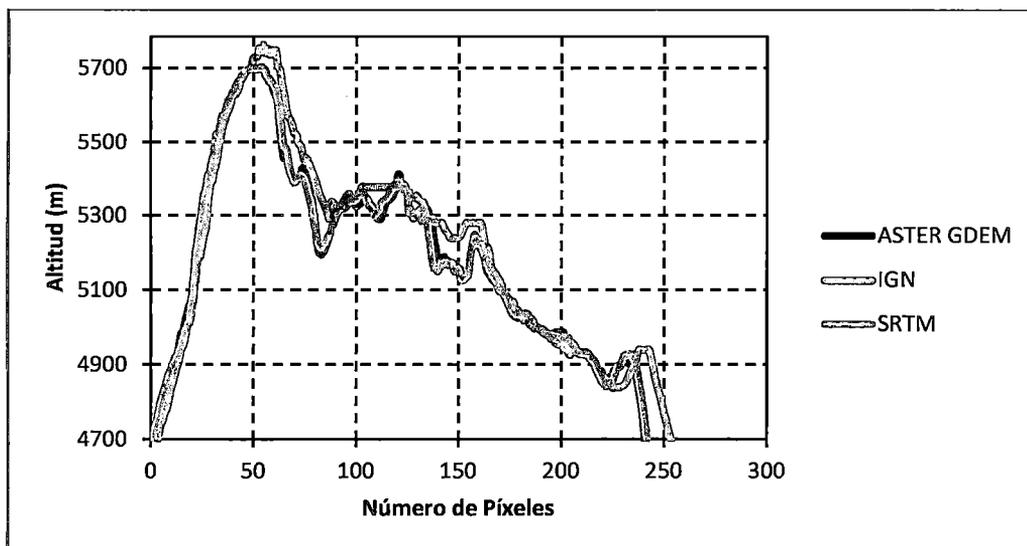


Figura 57: Transecta por puntos máximos del Nevado Champará.

Para la generación de Modelos de Elevación Digital a partir de las imágenes ASTER, con software ENVI 4.5. Aquí mostramos los resultados.

Los datos de la Tabla 7, como la altitud máxima, altitud mínima, promedio y desviación standart, se obtuvieron a partir de la opción estadística del Software ENVI 4.5. Los Modelos de Elevación Digital generados a partir de las bandas 3B y 3N, han sido obtenidos con un error en el momento de la selección de los puntos de control de imagen a imagen, éste error debe ser multiplicado por la resolución espacial de 15m, así obteniéndose un error en metros en el terreno.

Tabla 7: DEM de 15 metros de resolución de la banda 3B y 3N

Altitud (m)	IGN Reescalado a 15m	ENVI 4.5 2000	ENVI 4.5 2003	ENVI 4.5 2006	ENVI 4.5 2007	ENVI 4.5 2009	ENVI 4.5 2010
Altitud Máximo	5776	6178	5776	5769	5776	5779	5781
Altitud Mínimo	2995	3653	3040	3045	3032	3036	3040
Promedio	4474.3220	4620.9829	4453.4288	4463.8017	4449.9310	4473.7371	4463.180
Desviación Standart	345.6814	327.0083	347.4128	347.7734	350.6823	355.275	353.4551
Error		+/-11.7m	+/-11.8m	+/-12m	+/-12m	+/-12m	+/-11.1m



Figura 58: Transectas de la imagen ASTER 03/06/ 2000 combinación de banda RGB 543, se observa las nubes en el glaciar altera la altitud estimada.

Como muestra la Figura 58, se ha trazado 5 transectas, que atraviesa el glaciar de tal forma podemos visualizar, el comportamiento en la altitud del Nevado Champará.

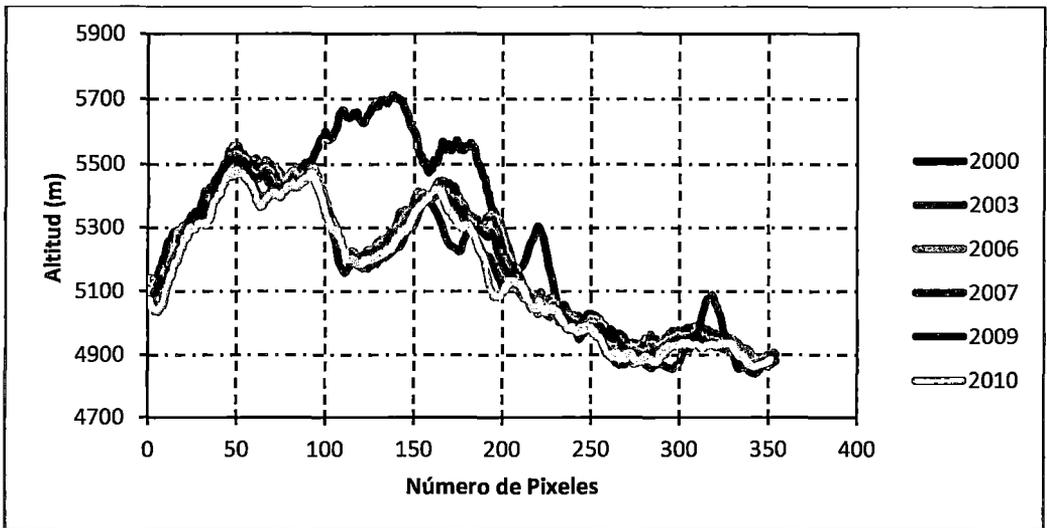


Figura 58: Transecta 1 donde se muestra el comportamiento de cambios de altitud de los DEM generados con imágenes ASTER de diferentes años.

Tal, como se puede apreciar en la gráfica anterior, hay una reducción en la altitud del glaciar del año 2010 con respecto al año 2003, considerando que el DEM generado de la imagen del año 2000, está alterado por la presencia de nubes, tal como se puede apreciar en Figura 58, por tanto no es válido el DEM generado a partir de esta imagen. Las otras transectas restantes se encuentran en el apéndice C. En la Figura 59 podemos mostrar el comportamiento de la altitud generado de dos imágenes con una diferencia de un mes.

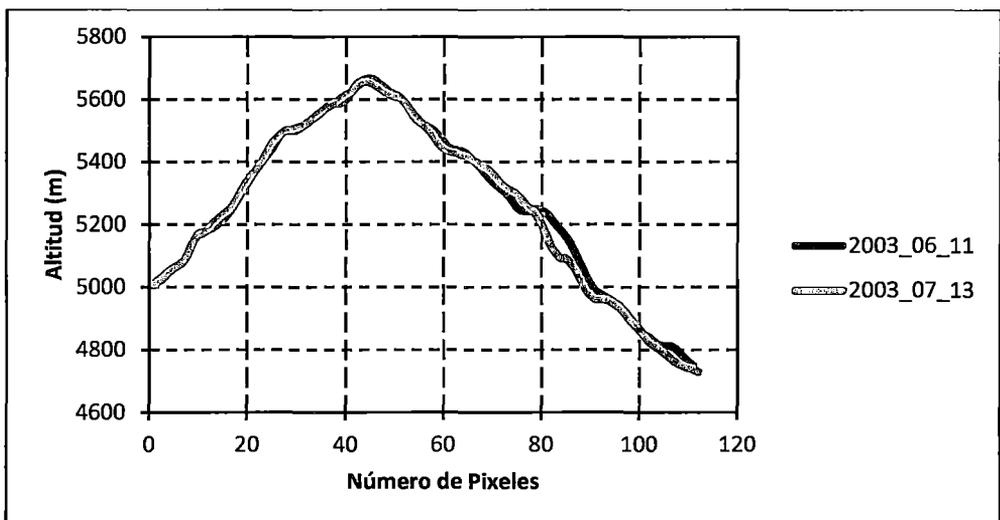


Figura 59: Transecta 2 Modelos de elevación generado de imágenes ASTER

8.2 Distribución de la Radiación Neta

Haciendo uso del procesamiento de la respuesta espectral de las imágenes LANDSAT de la banda térmica que corresponde a la banda 6 y el promedio de las bandas 13 y 14 del sensor ASTER. Para hacer el cálculo de la distribución de la radiación neta sobre la superficie del glaciar se diseñó un código en IDL, Ver Apéndice D. La Figura 60, de la imagen izquierda corresponde al 31 de Mayo de 1987 y la imagen derecha corresponde 26 de Julio de 1996, la banda 6 corresponde al intervalo de longitud de onda $(10.4 - 12.5)\mu\text{m}$ de la zona térmica ésta banda, expresado previamente en valores de números digitales es convertido a valores de radiancia y luego a valores de reflectancia y luego, éstos datos son reemplazados en las ec.7.7 y 7.8. Para determinar la distribución de radiación neta real, se hizo uso del valor de la emisividad 0.98, donde podemos ver, que la radiación neta, marca las zonas más sensibles a la ablación en el glaciar y cómo estas son consistentes con el modelo de balance de energía discutidas en el Capítulo 1, se presentan muestras de que, la radiación neta es el factor principal en el retroceso del régimen glaciar, en la Figura 60, tanto para la imagen izquierda y la imagen derecha, las zonas blancas son de menor temperatura y está asociado a la mayor densidad de masa glaciar, mientras que las zonas bajas presentan temperaturas próximas a la de fusión, por tanto deducimos que estas zonas bajas son vulnerables a la reducción sin posibilidad a recuperarse.

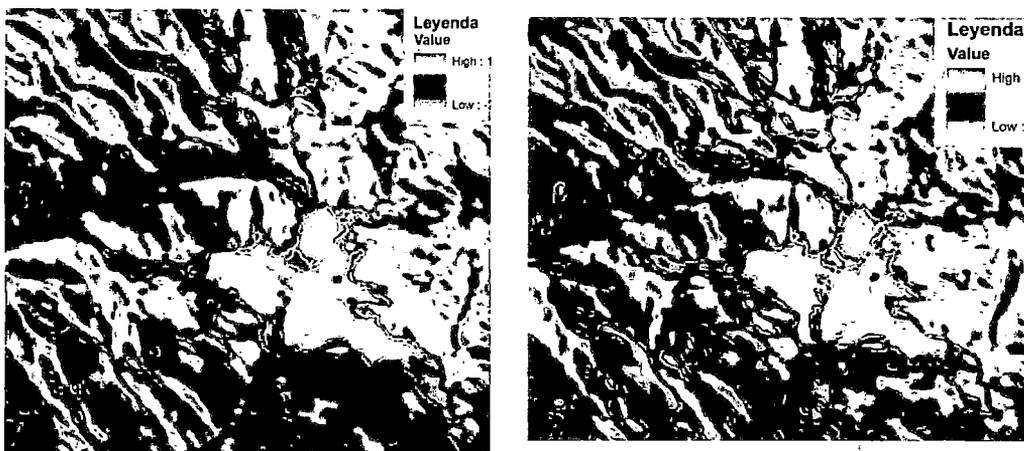


Figura 60: La distribución de la radiación neta en el Nevado Champará. LANDSAT TM: Izquierda imagen 31/05/1987 y derecha imagen 26/07/1996.

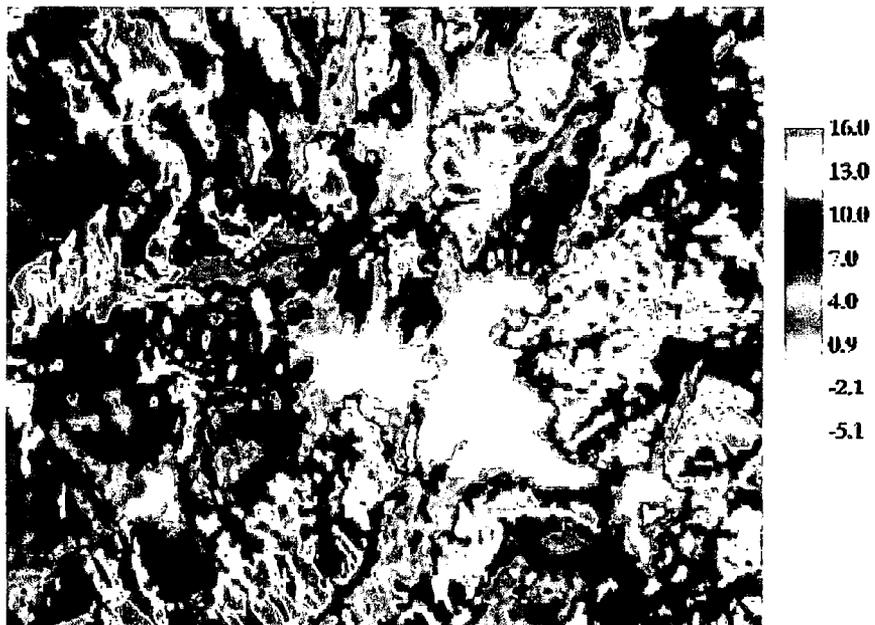


Figura 61: La distribución de la radiación neta en el Nevado Champará ASTER, 13/07/2003

En Figura 61, es el promedio de las bandas térmicas 13 y 14 del ASTER, la tendencia de incremento de temperatura, en las zonas donde los glaciares han desaparecido, es en aumento y provoca reflexión de la radiación hacia las zonas vecinas incrementado de forma dramática al retroceso glaciar.

Estas pérdidas denotan la sensibilidad del glaciar en las partes más expuestas a la radiación y donde las condiciones climáticas actuales no permiten la estabilidad de la nieve y el hielo en zonas más bajas. La evolución de la superficie glaciar en el Nevado Champará también marca un retroceso considerable en las zonas de poco espesor, donde la temperatura se eleva, es posible notar cómo el cambio en el área del Nevado, tiene como principal factor a las condiciones radiativas actuales a las que está expuesta, según los resultados.

8.3 Análisis de los Resultados de la Dinámica Glaciar

Dos imágenes ASTER L1A fueron adquiridos corresponden a 25 de Agosto de 2006 y la imagen del esclavo, con fecha 29 de Julio del 2007. Las dos imágenes tienen ángulos de incidencia similares esto nos permite reducir al mínimo los efectos estereoscópicos TAYLOR y LEPRINCE, (2008), BERTHIER y VADON, (2005). Los pasos del procesamiento incluyen ortorectificación, el co-registro, y la correlación de sub-píxeles. Después de la ortorectificación, los procesos de co-registro y de correlación, fue optimizada, como muestra la Figura 62, este proceso consiste en hacer una correlación basado en la Transformada Rápida de Fourier motor de correlación automatizada para la correspondencia de imagen a imagen de diferentes fechas, teniendo una imagen de referencia (maestra) previamente ortorectificada con un Modelo de Elevación Digital y la imagen cruda ortorectificada (esclava), este proceso se da dentro del Software Cosi-Corr, según la metodología descrita en el Capítulo anterior, el proceso tarda varios minutos. La correlación produjo un desplazamiento horizontal de la imagen compuesta de tres bandas: de Este a Oeste, Norte-Sur, y relación señal-ruido de las bandas de relación.

Teniendo en cuenta, User's guide COSI-CORR (2009) se filtró la imagen de desplazamiento con una área de búsqueda de 21 x21 píxeles y tamaño de las celdas de 5x5 píxeles, junto con la mediana de filtro de tamaño de la ventana 3x3.

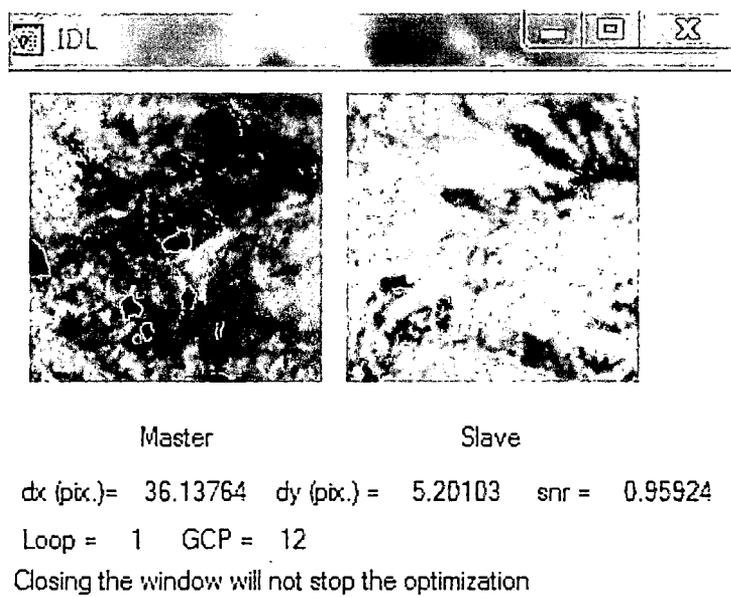


Figura 62: Proceso de optimización

En la Figura 62, podemos apreciar el proceso de optimización, para las imágenes, luego de este proceso encontramos el filtro del desplazamiento de la imagen, de Este a Oeste y los componentes Norte-Sur del campo de desplazamientos se utilizaron para producir los vectores de campo de desplazamientos y éste campo cuenta con flechas de vectores. La longitud de cada flecha indica la magnitud del desplazamiento mientras que la dirección de cada flecha indica la dirección del desplazamiento, En la Figura 63 se observa el resultado, del campo de desplazamiento del glaciar en el Nevado Champará, haciendo uso la ec. 7.12, como se puede apreciar el flujo de desplazamiento glaciar, está siempre a favor de la pendiente pronunciada.

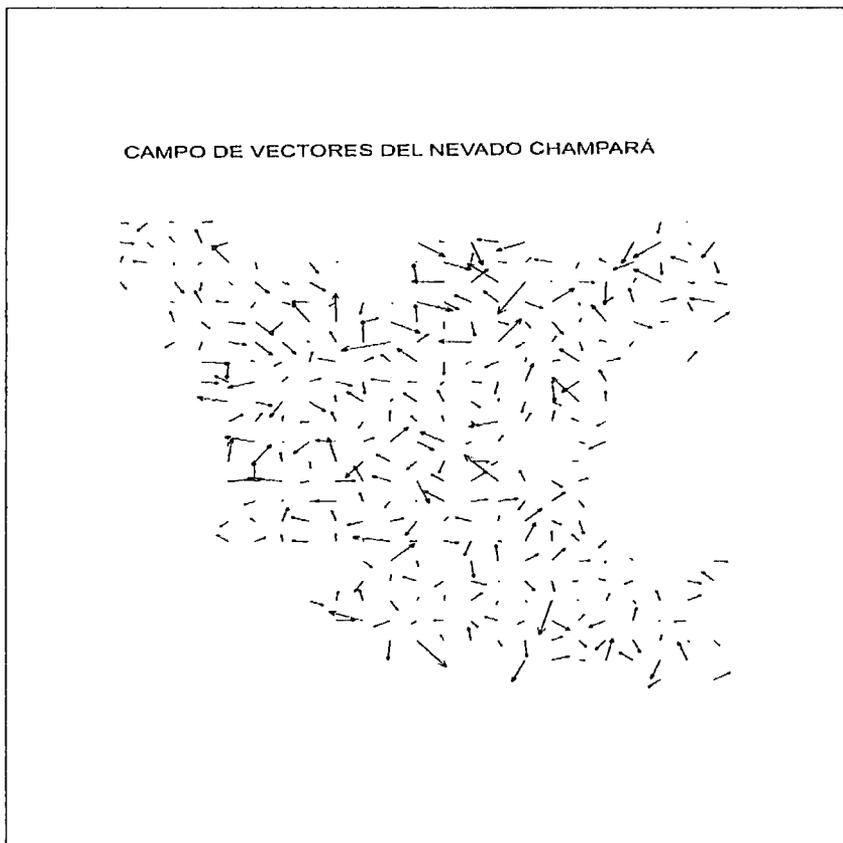


Figura 63: Campo de vectores del Nevado Champará

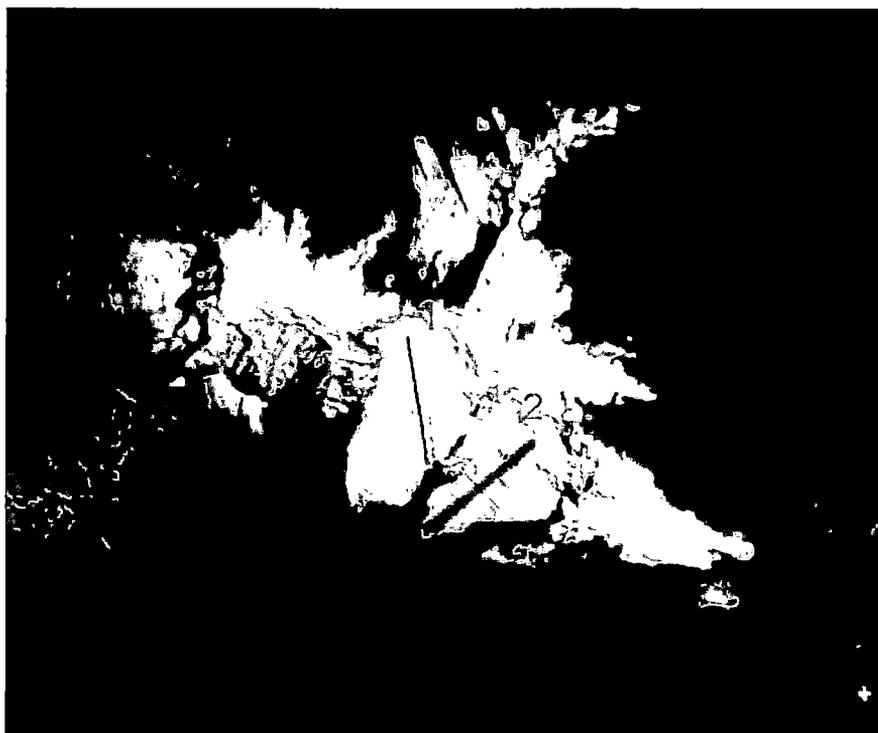


Figura 64: Transectas en la imagen LANDSAT ETM+ , 29/07/2000

De la Figura 64, se ha trazado dos vectores lineales para hacer el análisis de la velocidad del flujo glaciar, para las mismas posiciones del pixel en la imagen se ha generado dos transectas en la imagen del Modelo de Elevación Digital del IGN, cada uno de estos pixeles representan la altitud del glaciar, en estas mismas posiciones se ha generado las transectas para la imagen obtenida del proceso con el software Cosi-Corr, donde cada pixel es la medida de la velocidad del glaciar y esta normalizado en metros por día.

Estos datos tanto de la transecta 1 y la transecta 2, han sido exportados en formato txt, para su lectura en el Excel del Office 2010, previamente haciendo el cambio de unidades de metros por día en centímetros por día.

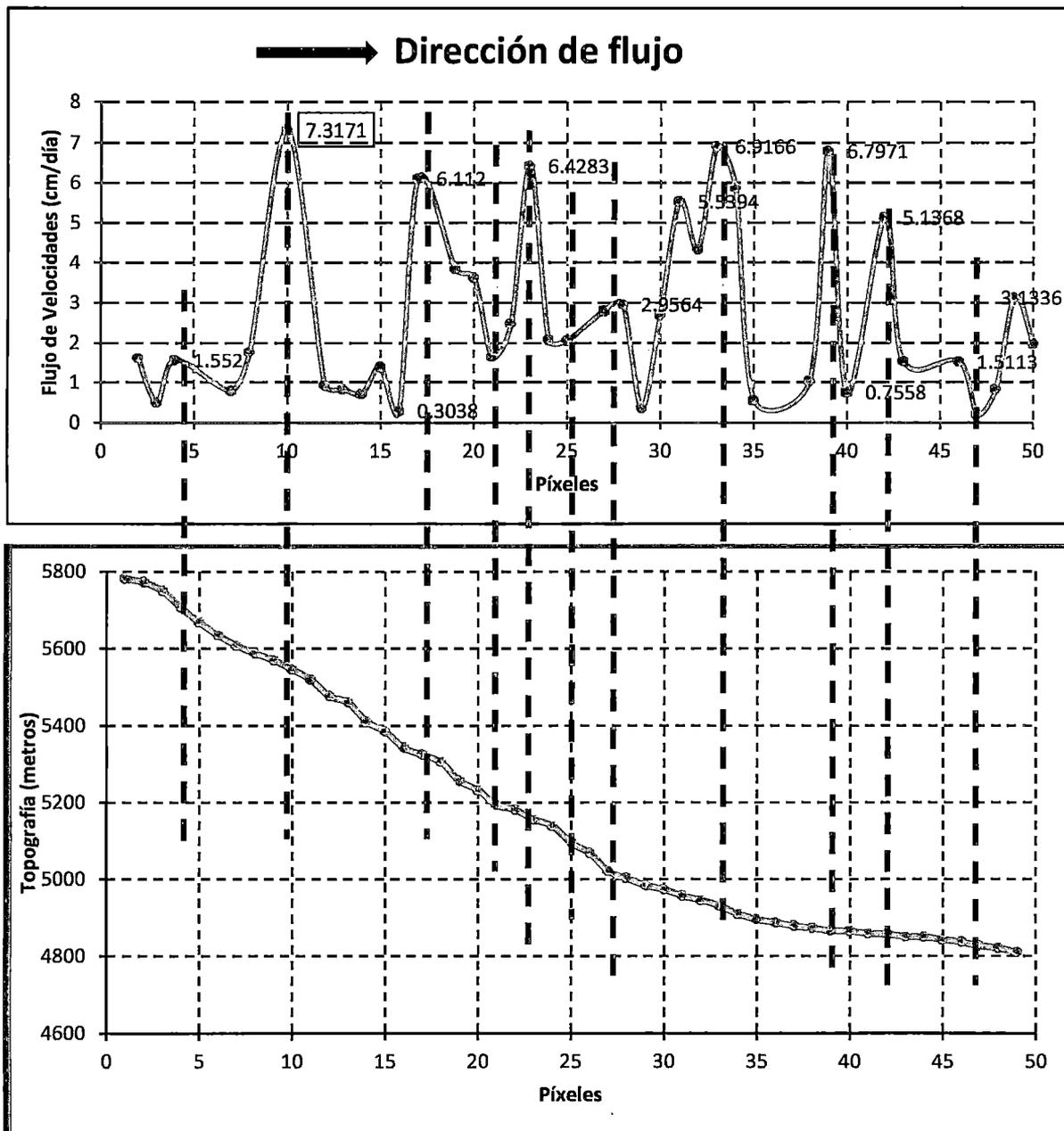


Figura 65: Comparación del modelo topográfico con el perfil de velocidad.

Para la primera evaluación, de la transecta 1, sobre la superficie del glaciar se generó un perfil sobre la imagen de velocidades y el perfil topográfico, ver Figura 65. Teniendo en cuenta que los resultados corresponden solamente a una sección representativa del área total de estudio.

Según la Figura 65, Los vectores de desplazamiento del flujo glaciar, presenta fluctuaciones de las velocidades, estableciéndose relación con los cambios de pendiente en el perfil topográfico. Donde se muestra que la dirección del flujo glaciar, esta con relación al aumento de velocidades con la presencia de pendientes pronunciadas en el perfil topográfico. Para la primera transecta, podemos observar que la velocidad mínima y máxima se ubica entre los rangos *0.3038 a 7.3171cm/día* respectivamente. En algunos segmentos se observan resultados no coherentes (pendiente ascendente con un aumento de velocidad), esto podría ser producto de un efecto inercial de la masa en movimiento o pequeñas depresiones, usuales en los glaciares Andinos. Sin embargo, en general los resultados indican una buena coherencia entre las velocidades obtenidas a partir de modelo de correlación, con el contorno del terreno modelado, a través del Modelo de Elevación Digital. La Tabla 8, corresponde a la segunda transecta donde podemos notar, altura (m) y el flujo de velocidades (cm/s), con velocidades máximas de 8.0224cm/día y mínimas de 0.3715cm/día.

Tabla 8: Flujo de velocidades del Nevado Champará para la transecta 2.

Altura(m)	Flujo de Velocidades (cm/s)	Altura (m)	Flujo de Velocidades (cm/s)
5110	4.3426	4897	5.8883
5137	4.1386	4888	7.5627
5177	3.6175	4881	6.7971
5201	1.0147	4871	0.7558
5233	0.8714	4862	3.1636
5245	0.7175	4853	4.3748
5240	5.5394	4843	1.4681
5225	4.5346	4839	4.8568
5206	6.9166	4830	5.4585
5181	5.8883	4821	2.0815
5160	1.0224	4813	4.8413
5139	2.7971	4804	0.3715
5117	0.5394	4799	2.8857
5111	4.3426	4786	5.4823
5092	6.9166	4772	4.9919
5069	5.8883	4759	2.2339
5045	0.5627	4752	3.1573
5038	8.0224	4738	3.9799
5007	6.7971	4722	3.7669
4987	0.7558	4707	3.0712
4971	5.1368	4690	0.9435
4954	1.521	4680	0.6143
4948	2.7175	4663	3.9387

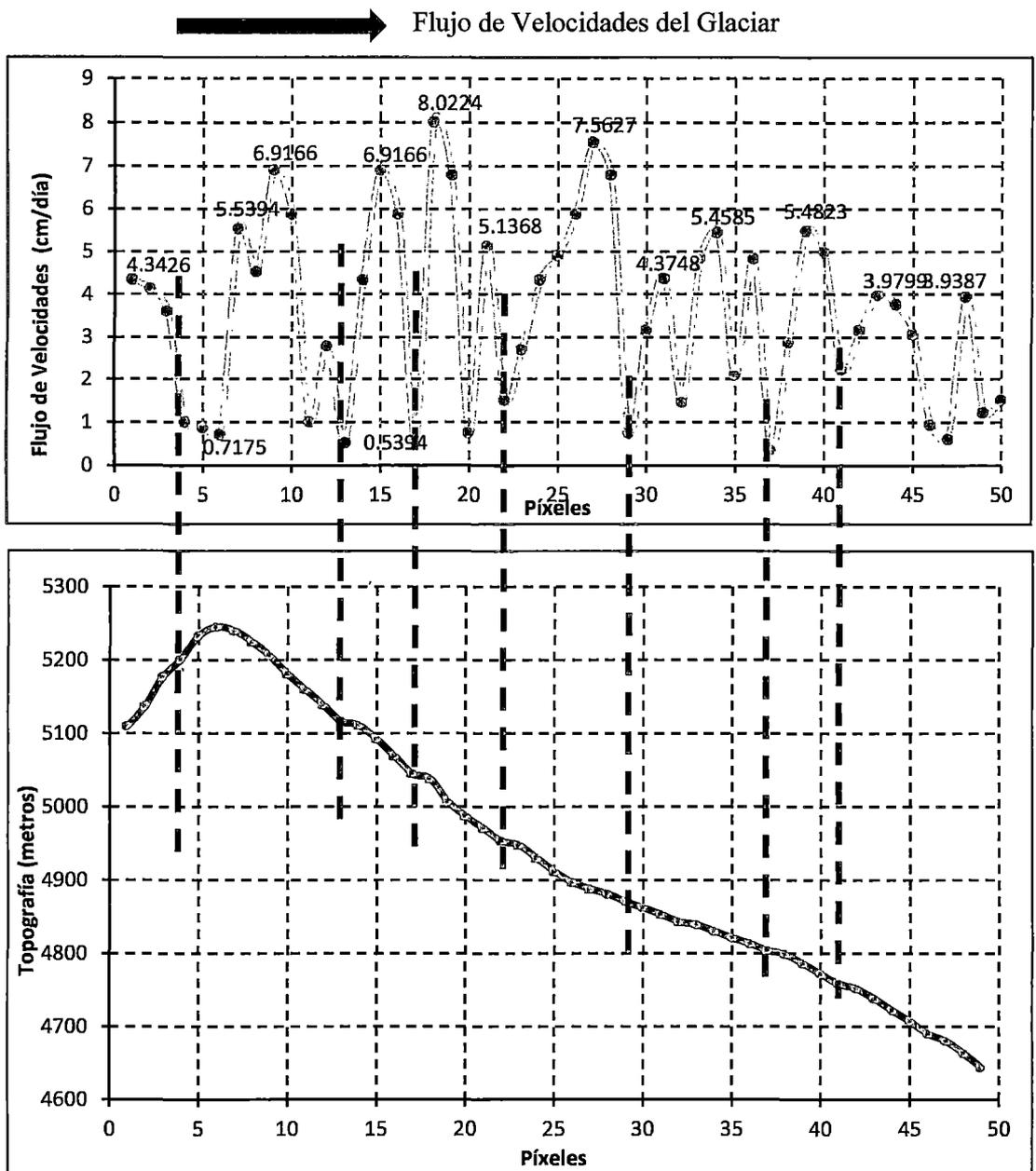


Figura 66. Perfil de velocidad Flujo del Nevado Champará para la transecta 2

De las dos transectas, podemos concluir que el comportamiento dinámico de las velocidades máximas y mínimas son muy similares, entonces podemos inferir que para el Nevado Champará la dinámica glaciar no es muy activa como otros glaciares por ejemplo el glaciar “Buenos aires” en la península antártica que tiene mayor dinámica alrededor de 2139cm/día.

8.6. Discusión

De todo el catálogo de imágenes ASTER publicadas por la NASA, solo las imágenes de los 03 de Junio del 2000, 11 de Junio del 2003, 13 de Julio del 2003, 21 de Junio del 2006, 25 de Setiembre del 2007, 29 de Agosto del 2009 y 29 de Mayo del 2010, que cubren la zona de estudio; presentan los índices de nubosidad más bajos y el error debido a las características visuales de la imagen es mínimo, por lo cual se considera insignificante en comparación con el error geométrico que presentaba la imagen antes de ser orto rectificada.

La Cordillera Blanca, es el escenario más grande de reserva de agua, es por ello que existen numerosos estudios realizados, el inventario de glaciares de la Cordillera Blanca, realizada por la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos de Huaraz, para el área que corresponde al Nevado de Champará utilizaron una imagen ASTER 1B del 2006, sin corrección topográfica y sin corrección atmosférica, y con valores de reflectancia aparente, con esta metodología para el Nevado Champará llegan a estimar un área de 9.77 km^2 , IGRH (2009), comparado con la metodología propuesta en esta tesis para la imagen ASTER 1A del mismo año es de 10.59 km^2 ver Tabla 5, esta discrepancia se debe que al hacer la corrección topográfica las zonas que antes eran sombra de glaciar han ressaltado y contabilizado como glaciar.

En el trabajo propuesto por KASER y GEORGES (1997), utilizan la técnica de teledetección con una imagen de alta resolución SPOT del año 1990, obteniéndose para el Nevado Champará un área de 14.0 km^2 , con la metodología utilizada en esta tesis para una imagen LANDSAT 5 TM de resolución espacial de 30 metros, se obtuvo un área glaciar de 14.10 km^2 . Esto implica que hay una buena aproximación con los datos propuestos por KASER y GEORGES.

En la Tabla 5, para el año de 1975 se tuvo un área de 23.5 km^2 y la propuesta por AMES (1989), para el año de 1970, es de 18.1 km^2 a partir de datos de campo, la discrepancia de 5 km^2 se debe porque los datos históricos del LANDSAT 2 y 3 MSS, son sensores que tienen solo bandas en el visible, lo cual no permite hacer un mapeo adecuado de las coberturas glaciares, pero para datos de referencia es muy valiosa la información.

Con respecto, a la tasa de cambio la pérdida de masa glaciar, que corresponde a la Cordillera Blanca y otras cordilleras del ámbito Peruano como Georges (2004) imagen SPOT XS para el año de 1987/1991 es $0.72\text{km}^2/\text{año}$, KASER y GEORGES (1997) imagen SPOT 5 para el año de 2003 es $0.680\text{ km}^2/\text{año}$, para el Nevado Champará la pérdida de masa glaciar es $1.03\text{ km}^2/\text{año}$.

Si bien, hay una discrepancia entre la tasa de retroceso del glaciar del Nevado Champará con los estudios citados en otras cordilleras, posiblemente se debe a las condiciones particulares como la contaminación minera, factores climatológicos y otros, lo cual no hay documentación que implique un análisis minucioso.

Con respecto a las consecuencias de la disminución del área glaciar tenemos muchos eventos ocurridos en región de Ancash. Entre 1970 y el año 2003 se tienen registrados 1.446 desastres en Ancash, evidenciándose un marcado incremento de los mismos en los últimos años, de acuerdo con la evaluación efectuada por el INDECI.

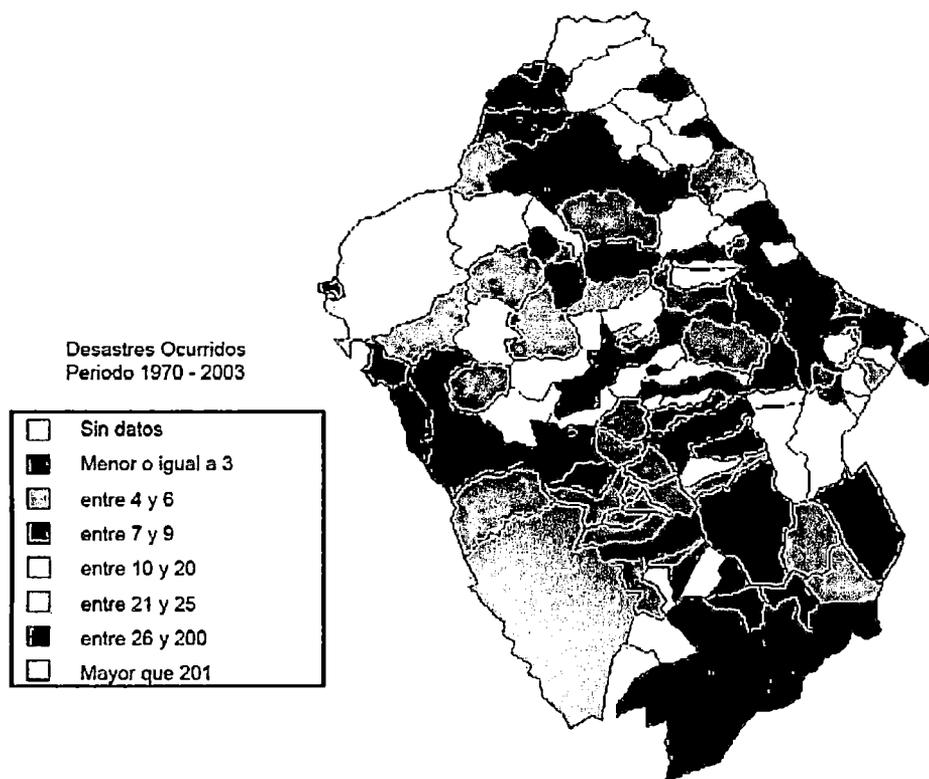


Figura 67.- Desastres ocurridos en provincia de Ancash de 1970 a 2003, INDECI.

Con respecto a la hidrografía se puede dividir en dos cuencas: la del río Manta y del río Chunyay, siendo esta última una quebrada de corriente escasa que entrega sus aguas directamente al Río Santa, que contribuye con sus aguas a la central hidroeléctrica. En cambio, la cuenca del Manta es de caudal considerable y tiene nueve subcuencas: San Juan, Yanamayu, Corongo, Quillorón, Querobamba, Huarirca, Huallcallanca, Urcón y una última subcuenca que aglutina las quebradas de Pacatqui, Ninabamba y La Pampa. Estas cuencas albergan diversas comunidades que dependen directamente del líquido vital, proveniente del Nevado Champará, PORTOCARRERO (1995).

En cuanto a la superficie de cultivo, de las 98.800 hectáreas que representa la provincia, el 51% corresponde a superficie con posible uso agropecuario, el resto, es decir el 49% son terrenos estériles. De las tierras con posible uso agropecuario (50.809 Has), el 87.1% corresponde a terrenos de pastoreo y sólo el 12.9%, representa tierras de cultivo, en cuanto a la migración de la población de las zonas de influencia no hay registro oficial. PORTOCARRERO (1995).

CAPITULO IX

9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

9.1 CONCLUSIONES

Considerando los objetivos planteados al inicio de este trabajo, podemos concluir lo siguiente: Se ha implementado satisfactoriamente un programa en el lenguaje de programación IDL 7.0, para la lectura y calibración de imágenes LANDSAT MSS TM, ETM+ que se encuentran en formato TIF y otro programa para la lectura de imágenes ASTER que están en formato HDF. Adicionalmente se adaptado un programa para la corrección topográfica y otros programas para determinar la el cálculo de temperatura de la superficie glaciar y el Índice de Diferencia Normalizada de la Nieve (NDSI).

Se ha estimado la temperatura de la superficie del glaciar presentando valores fluctuantes positivos y negativos en diferentes años como para 1987 la temperatura estimada es de 1.23°C, para 1996 es 0.499°C y 1997 es 0.552°C respectivamente. Esta anomalía está relacionada con el incremento de la temperatura en la región y los eventos del Pacifico Tropical.

En cuanto a la distribución de la radiación neta, sobre la superficie del glaciar, que se muestra en la Figura 60, se concluye cómo la radiación solar es un componente de mayor importancia para el gasto de energía hecho por el glaciar y por lo tanto de la pérdida de masa glaciar, a su vez se aprecia en las partes bajas muestran mayor vulnerabilidad al retroceso glaciar por presentar mayor temperatura que las partes altas.

La reflectancia obtenida a partir de la imagen ASTER (13 de julio del 2003 y 25 Agosto del 2007), nos presenta una clara tendencia de cuatro tipos de superficie (glaciar, agua, vegetación y suelo). Estos resultados al ser comparados con trabajos de otros investigadores, han demostrado ser fiables para continuar con el estudio. Comprobándose así que la respuesta espectral del glaciar es elevada, pero esta varía de acuerdo a su edad.

Por otro lado, el objetivo principal de este trabajo se cumple satisfactoriamente al identificar la variación de la superficie del área glaciar comprendido entre los años de 1975 que tenía una área estimada de 23.5044km^2 y para el año 2010 el área estimada es de 8.56km^2 es decir se ha reducido en un 64%. Con esa tendencia el Nevado Champará reducirá su superficie glaciar en un 95% en 40 años, sin considerar los eventos climáticos que pueden influir su desaparición con mayor celeridad. También se muestra que para nuestro estudio realizado con las imágenes ASTER en el periodo 2000-2010 muestra claramente una disminución en el área glaciar en 10 años cerca de un 50%, es decir el proceso del retroceso glaciar es acelerado debido a las condiciones climáticas que se están dando en la región.

En cuanto al campo de la tendencia del flujo glaciar del Nevado Champará con imágenes ASTER del 25 de agosto del 2006 y del 29 Julio del 2007 se encontró que hay mayor desplazamiento en pendientes más pronunciadas obteniendo el mayor flujo de velocidad en el orden 7.3cm/día y 8.0224cm/día , lo cual nos lleva a la conclusión de clasificar al Nevado Champará en un glaciar inactivo por presentar un desplazamiento pequeño, comparado con otros glaciares del continente.

Por otro lado en este trabajo se ha demostrado que la Teledetección es una herramienta muy útil para hallar variaciones de superficies glaciares y hacer un análisis cualitativo y cuantitativo de los parámetros físicos, lo cual la metodología utilizada es factible en glaciares de poca extensión y dicha metodología debe ser aplicable a otros glaciares Peruanos.

9.2 RECOMENDACIONES

Se ha estimado de forma simple los cambios y la evolución temporal del Nevado Champará mediante los resultados obtenidos del procesamiento de las imágenes LANDSAT MSS, TM, ETM+ y ASTER y el uso del DEM. Se recomienda usar esta metodología en otras regiones donde existan los estudios y registros previos en campo de balance de masa, que permita validar los resultados.

Así mismo, se recomienda procesar la respuesta espectral de otras imágenes diferentes al ASTER, para las tomas adquiridas de los años 2009 y 2010 debido a que no se pudo calcular la distribución de la radiación, debido a que las 11 bandas de las 14 que presenta no exista data y por tanto es preciso su estudio con data de otros Satélites.

Con respecto al Nevado Champará, no hay estación meteorológica de medición de parámetros físicos, en los siguientes estudios es preciso utilizar los Modelos de Elevación Digital para determinar el cambio de volumen glaciario en equivalente de agua. A su vez, aplicar el mismo tratamiento para imágenes de alta resolución como el SPOT en el área estudio para validar los resultados, encontrados en esta tesis.

Los modelos de elevación digital generados a partir de las imágenes ASTER han sido comparados con los modelos obtenidos a partir de datos topográficos del Instituto Geográfico Nacional del Perú. Estos modelos generales no tienen la calidad absoluta deseable, pues no se han generado con el apoyo de los puntos de control necesarios para obtener modelos de elevación absoluta; sin embargo, el propósito de este trabajo era encontrar la metodología, y con lo sustentado en el apartado de resultados, se ha cumplido. La mejora de la calidad depende de los puntos de control y con datos de GPS diferencial.

Finalmente, las recomendaciones permitirán obtener una reconstrucción general de las condiciones pasadas de las superficies glaciares; distinguiendo cada uno de los diferentes fenómenos que han alterado el comportamiento de los mismos y su proyección futura.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMES A. (1989). Inventario de glaciares del Perú, 105pag., Hidrandina S.A., Huaraz: Unidad de Glaciológica e hidrología, Perú.
- AMES A. (1985). Estudio de mediciones glaciológicas efectuadas en la Cordillera Blanca por Electroperu S.A.:Variación y balance de masas de los glaciares y su contribución en el caudal de las cuencas, Laboratoire Glaciologie & Geophysique de l'Environnement, Grenoble: C.N.R.S., publication n° 457.
- BARSÍ, J. A., BARKER, J.L., y SCHOTT, J.R. (2003). An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a Single Thermal Band Earth-SensingInstrument. Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2003. IGARSS '03 IEEE International. Vol. 5, pp. 3014- 3016.
- BARHT D.y M. MEIER, (1997). The physical basis of glacier volume-area scaling, Journal Geophyscal Research Vol, 102, N° B9 Pages,20 355-362 Sep, 10.
- BERTHIERE. y H.VADON, (2005). Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery, Remote Sensing of Environment 95 (14-28).
- BOLCH, T. y U. KAMP, (2005). Using ASTER and SRTM DEMs for studying geomorphology and glaciation in high mountain areas, New Strategies for European Remote Sensing, Millpress, Rotterdam: 119-127.
- BOLCH, T. y B.MENOUNOS, (2010). Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985–2005, Remote Sensing of Environment 127–137.
- CANTY MORTON J., (2006). Image Analysis, Classification and Change detection in Remote Sensing, for algorithm for ENVI/IDL, Taylor & Francis group.
- CHANDER GYANESH y MARKHAM BRIAN L. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors, Remote Sensing of Environment 113 (2009) 893–903
- CHEN J. y OHMURA A. (1990). Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s, IAHS Publ. no. 193.
- COGLEY, J. G. y W. P. ADAMS (1998). Mass balance of glaciers other than the ice sheets. *Journal of Glaciology*, 44(147), 315-325.

- FARR, T. G., y M. KOBRICK. (2000). Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data. *Eos, Trans., AGU* 81:583-585.
- FUJITA K y SAKAI A. (2000). Air temperature environment on the debriscovered area of Lirung Glacier, Langtang Valley, Nepal Himalayas Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, Nagoya University Publ. no. 264, 2000.
- KAAB, A. (2005). Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep. *Physical Geography Series*, 48, University of Zurich.
- KAAB, A., FRAUENFELDER, R., AND ROER, I. (2005). On the reaction of rockglacier creep to surface temperature variations. *Global and Planetary Change: In press*.
- KAAB A. y C. HUGGEL (2002). Glacier monitoring from Aster imagery: Accuracy and Applications, *Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space*, Bern, March 11 – 13.
- HAMBREY, M. y ALEAN, J.(2004). *Glaciers*, 2nd ed. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press, pag. 376.
- HIRANO A. y WELCH (2003). Mapping from ASTER stereo image data: DEM validation and accuracy assessment. *ISPRS J Photogram Eng Rem Sens* 57: 356-370.
- HOOKE R., (2005). *Principles of Glacier Mechanics*, Second Edition, Published in the United States of America by Cambridge University Press, page 429, New York.
- HUGGEL, A. y W. HAEBERLI, (2002). Heald Impact-oriented models for potential lake outbursts and ASTER-based application in the Peruvian Andes, *Jahrestagung der SGMG in Erstfeld, Turbulenzen in der Geomorphologie*.
- KASER G. y CH. GEORGES, (1999). On the mass balance flow latitude glaciers with particular consideration of the Peruvian Cordillera Blanca, *Geogr. Ann.*, 81 A(4): 643-651.
- KASER, G. (2001). Glacier-climate interaction at low latitudes. *Journal of Glaciology*, 47(157), 195-204.

- KIRKBRIDE, M, (1995). Ice flow vectors on the debris-mantled Tasman glacier, 1957-1986, *Geografiska Annaler*, 77 A(3): 147-157.
- KLEIN A., HALL D. y RIGGS G. (1998). "Improving snow-cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model". *Hydrological Processes*, 12 (10-11), pp. 1723-1744.
- LIOU K. (2002). *An Introduction to Atmospheric Radiation*, Second Edition, International Geophysics Series Volume 84, Academic Press, Elsevier Science (USA), page 583.
- LUTHI M.y FUNK M. (2006). *Physics of Glaciers I*, Gornergletscher, Switzerland, June 2006, page 110.
- MODEST F.,(2003). *Radiative Heat Transfer*, Second Edition, Academic An imprint of Elsevier Science Press, Page 822,USA.
- OERLEMANS, J. y B. K. REICHERT (2000). Relating glacier mass balance to meteorological data by using a seasonal sensitivity characteristic. *Journal of Glaciology*, 46(152), 1-6.
- PAUL F. y C. HUGGEL, (2004). Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping debris-covered glaciers, *Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow*, Dresden/FRG, June 16 – 17.
- PATERSON, W. S. B. (1994). *The physics of glaciers*, Butterworth Heinemann.
- PATTERSON, C. J. y HOOKE, R. LeB. (1995). Physical environment of drumlin formation. *Journal of Glaciology*, 41(137), 30–38.
- PORTOCARRERO C. (1995) Retroceso de glaciares en el Perú: Consecuencias sobre recursos hídricos y riesgos geodinámicas, 24(3): 697-706.
- REINHARDT W. y RENTSCH H.(1986). Determination of change in volume and elevation of glacier using digital elevation models for the vernagtferner, Otztal Alps, Austria, *Annals of glaciology* 8 1986 Munich, West Germany.
- RICHARDS J. y L. XIUPING (2006). *Remote Sensing Digital Image Analysis*, fourth Edition, Springer Verlag, Berlin Heidelberg, Printed in Germany, Page 439.

- SINGH, P. AND V. P. SINGH (2001). Snow and glacier hydrology. In *Water Science and Technology Library* , Vol. 37. Kluwer Academic Publishers.
- SOKOLNIKOV, I.S. (1979). Análisis tensorial, Index, Madrid, page 410.
- SOBRINO, J. (2000). Teledetección, AECI, page 447, España.
- TAYLOR M., LEPRINCE S., (2008). Detecting co-seismic displacements in glaciated regions: An example from the great November 2002 Denali earthquake using SPOT horizontal offsets, *Earth and Planetary Science Letters* 270 (2008) 209–220.
- TEILLET, P.M., GUINDON, B. y GOODEONUGH, D.G. (1982). On the slope-aspect correction of multispectral scanner data. *Canadian Journal of Remote Sensing* 8: 84-106.
- User's Guide , (2009). Atmospheric Correction , Module Version 4.7 Atmospheric Correction Module: QUAC and FLAASH, August, Edition , Copyright © ITT Visual Information Solutions.
- User's Guide , (2009). COSI-CORR, California Institute of Technology, December 16, 2009.
- VUILLE M. y G. KASER (2008). Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation, *Global and Planetary Change* 62 ,14–28.

ANEXO A

DEDUCCION DE LA FUNCION DE PLANCK

De acuerdo con estadísticas de Boltzmann, si N_0 indica el número de osciladores en cualquier estado de energía dado, entonces el número N en el mayor estado que tenga una energía en una cantidad ε .

$$N = N_0 e^{-\varepsilon/KT} \tag{A.1}$$

$$N = N_0 + N_0 e^{-hv/KT} + N_0 e^{-2hv/KT} + N_0 e^{-3hv/KT} \dots \dots \dots$$

$$N = [1 + e^{-hv/KT} + N_0 e^{-2hv/KT} + N_0 e^{-3hv/KT} \dots \dots] N_0$$

$$\frac{1}{e^z - 1} = 1 + e^{-z} + e^{-2z} + e^{-3z} \dots \dots \dots$$

$$N = \frac{N_0}{1 - e^{-hv/KT}} \tag{A.2}$$

El total de energía de estos osciladores se obtiene multiplicando cada término de ec. (A.2) por el nivel de energía adecuado.

$$E = 0 + hv + 2hv + 3hv + 4hv \dots \dots \dots$$

$$E = 0N_0 + hvN_0 e^{-hv/KT} + 2hvN_0 e^{-\frac{2hv}{KT}} + 3hvN_0 e^{-\frac{3hv}{KT}} \dots \dots \dots$$

$$E = N_0 hve^{-\varepsilon/KT} [1 + 2e^{-hv/KT} + 3e^{-2hv/KT} + 4e^{-3hv/KT} \dots \dots]$$

$$E = \frac{N_0 hve^{-hv/KT}}{(1 - e^{-hv/KT})^2} \tag{A.3}$$

El promedio está dado por.

$$\frac{E}{N} = \frac{N_0 hve^{-\frac{hv}{KT}} / (1 - e^{-hv/KT})^2}{N_0 / (1 - e^{-hv/KT})} = \frac{hv}{(e^{-hv/KT} - 1)} \tag{A.4}$$

El total de energía de estos osciladores se obtiene multiplicando cada término de acuerdo al segunda postulado de Planck, los cuantos de energía se emiten sólo cuando un oscilador cambia de un estado a otro su energía esta cuantizada.

El promedio de la energía emitida de un grupo de osciladores, por lo tanto, dada por la ecuación. (A.4), que es el factor que aparece en la fórmula de Planck.

Para obtener la función de Planck, que sea u_ν , denotan la densidad de energía monocromática, es decir, la energía por unidad de volumen por unidad de intervalo de frecuencia en una cavidad con la temperatura T . Con esta definición, se escribe se escribe.

$$u_\nu = \frac{Ah\nu}{(e^{-h\nu/KT}-1)} \quad \text{A.5}$$

Donde A es una constante a determinar. De acuerdo con el principio de equipartición de energía, la densidad de energía, la densidad de energía en una cavidad por ley clásica de Rayleigh –Jeans.

$$u_\nu = \left(\frac{8\pi\nu^2}{c^3}\right)KT \quad \text{A.6}$$

La fórmula es válida cuando la temperatura T es alta y la frecuencia ν es pequeña .al hacer $\frac{h\nu}{KT} \rightarrow 0$ en la ec A.5. Nosotros encontramos $A = (8\pi\nu^3)/c^3$ es la densidad de energía monocromática.

$$u_\nu = \frac{8\pi h\nu^3}{c^3(e^{h\nu/KT}-1)} \quad \text{A.7}$$

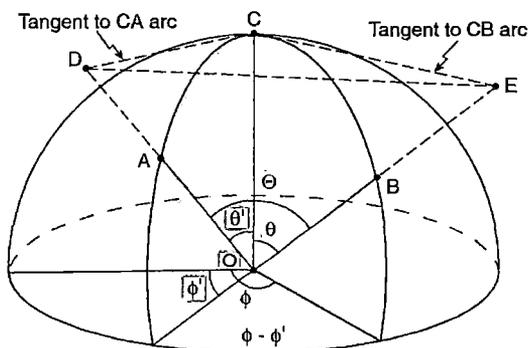
Para la radiación de cuerpo negro, los fotones emitidos viajan en todas direcciones (4π ángulo sólido) a la velocidad de la luz c . Por lo tanto, la intensidad de emisión (o radiación) en una cavidad con una T la temperatura en unidades de energía / área / tiempo / sr / frecuencia puede ser expresada por.

$$B_\nu = \frac{u_\nu c}{4\pi} \quad \text{A.8}$$

Sustituyendo la ec.A7 en ec.A. 8 podemos expresar

$$B_\nu(T) = \frac{2h\nu^3}{c^3(e^{h\nu/KT}-1)} \quad \text{A.9}$$

GEOMETRIA ESFERICA



De la figura, se define.

$$x = h \tan \theta', \quad m = h \sec \theta' \quad \text{B.1}$$

$$y = h \tan \theta, \quad n = h \sec \theta \quad \text{B.2}$$

Para el triangulo $\triangle CDE$, donde encontramos.

$$P^2 = y^2 + x^2 - 2yx \cos(\gamma) \quad \text{B.3}$$

Para el triangulo $\triangle ODE$, donde encontramos.

$$P^2 = m^2 + n^2 - 2mn \cos(\theta) \quad \text{B.4}$$

Reemplazando B.1 ,B.2 en B.3, B.4 tenemos

$$P^2 = h \tan \theta'^2 + h \tan \theta^2 - 2tg \theta' \tan \theta \cos(\phi - \phi') \quad \text{B.5}$$

$$P^2 = h \sec \theta'^2 + h \sec \theta^2 - 2 \tan \theta' \tan \theta \cos(\theta) \quad \text{B.6}$$

Igualando B.5 y B.6 tenemos

$$h \tan \theta'^2 + h \tan \theta^2 - 2tg \theta' \tan \theta \cos(\phi - \phi') = h \sec \theta'^2 + h \sec \theta^2 - 2 \tan \theta' \tan \theta \cos(\theta)$$

Ordenando adecuadamente tenemos.

$$2 - 2tg \theta' \tan \theta \cos(\phi - \phi') = -2 \sec \theta' \sec \theta \cos(\theta) \quad \text{B.7}$$

Finalmente tenemos.

$$\cos(\theta) = \cos \theta' \cos \theta + \sen \theta' \sen \theta \tan \theta \cos(\phi - \phi')$$

ANEXO B

Tabla 1B: Densidades típicas de hielo y nieve, SINGH y SINGH (2001)

Tipos de nieve	Densidad (kg/m^3)
Nieve fresca	10-200
Nieve vieja	200-300
Nieve asentada	200-300
Nieve compactada por el aire	350-400
Neviza	400-650
Nieve húmeda y neviza	700-800
Hielo glaciar	850-910

Tabla 2B: Parámetros A de la ley de flujo recomendado por PATERSON (1994)

$T(^{\circ}C)$	$A (s^{-1}kPa^{-3})$	$A (a^{-1}MPa^{-3})$
0	$6.8 \cdot 10^{-15}$	215
-5	$1.6 \cdot 10^{-15}$	50.5
-10	$4.9 \cdot 10^{-15}$	15.5
-15	$2.9 \cdot 10^{-15}$	9.2
-20	$2.9 \cdot 10^{-15}$	5.4
-30	$5.1 \cdot 10^{-15}$	1.6
-40	$1.4 \cdot 10^{-15}$	0.44
-50	$3.6 \cdot 10^{-15}$	0.11

Tabla 3B: Reflectancia superficial típica de hielo y nieve PATERSON (1994)

<i>Tipo de superficie</i>	<i>Rango de reflectancia</i>	<i>Valor promedio</i>
Nieve seca	0.80 - 0.97	0.84
Fusión de nieve	0.66 - 0.88	0.74
Neviza (Firn)	0.43 - 0.69	0.53
Hielo Limpio	0.34 - 0.51	0.40
Hielo poco sucio	0.26 - 0.33	0.29
Hielo sucio	0.15 - 0.25	0.21
Escombros y cubiertas de hielo	0.10 - 0.15	0.12

Tabla 4B: Símbolo y unidades radiométricas más frecuentes , LIOU (1994)

Magnitud	Unidades
Energía radiante	J
Flujo radiante	$J \cdot s^{-1}$
Emitancia, Irradiancia	$J \cdot s^{-1} \cdot m^{-2}$
Radiancia espectral	$J \cdot s^{-1} \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$

Tabla 5B.- Características de del Landsat MSS, TM y ETM+

Sensor	Mision	Operativo	Canales	Longitud de onda (μm)		
MSS	1-3	1972-1983	Banda 4 (1)	0.5-0.6	VIS	80m
		1982-1992				
	4,5		Banda 5 (2)	0.6-0.7	VIS	80m
			Banda 6 (3)	0.7-0.8	NIR	80m
			Banda 7 (4)	0.8-1.1	NIR	80m
TM	4,5	Desde 1982	Banda 1	0,45 – 0,52 μ	VIS	30m
			Banda 2	0,52 – 0,60 μ	VIS	30m
			Banda 3	0,63 – 0,69 μ	VIS	30m
			Banda 4	0,76 – 0,90 μ	NIR	30m
			Banda 5	1,55 – 1,75 μ	SWIR	30m
			Banda 6	10,4 – 12,5 μ	TIR	120m
			Banda 7	2,08 – 2,35 μ	SWIR	30m
ETM+	7	Desde 1999	Banda 1	0,45 – 0,52 μ	VIS	30m
			Banda 2	0,52 – 0,61 μ	VIS	30m
			Banda 3	0,63 – 0,69 μ	VIS	30m
			Banda 4	0,78 – 0,90 μ	NIR	30m
			Banda 5	1,55 – 1,75 μ	SWIR	30m
			Banda 6	10,4 – 12,5 μ	TIR	120m
			Banda 7	2,09 – 2,35 μ	SWIR	30m
			Banda 8	0,52 – 0,9 μ	PAN	15m

Tabla 6B.- Bandas espectrales del LANDSAT TM, ETM+

BANDAS	Longitud de Onda (μm)	Aplicaciones
B1	0.45-0.52 (Azul)	Mapeo de aguas costeras, diferenciación entre suelo vegetación, entre vegetación y conífera y decidua.
B2	0.52-0.60 (Verde)	Mapeo de vegetación, Calidad de agua
B3	0.63-0.90 (Rojo)	Absorción de la clorofila, diferenciación de especies vegetales, áreas urbanas, uso de suelo, agricultura y calidad de agua.
B4	0.76-0.90 (IR Cercano)	Delineamientos de cuerpos de agua, mapeo geomorfológico, mapeo geológico, áreas de incendios, áreas húmedas, agricultura y vegetación.
B5	1.55-1.75 (IR medio)	Uso del suelo, medidas de humedad de la vegetación diferenciación entre nubes y nieve agricultura y vegetación.
B6	10.40-12.50 (IR térmico)	Mapeo de stress térmico en plantas, corrientes marinas, propiedades termales del suelo, otros mapeos térmicos.
B7	2.08-2.35 (IR medio)	Identificación de minerales mapeo hidrotermal
B8	0.52-0.90 μm (Pancromatico)	Canal pancromático, resolución 15m, Catastro rurales, infraestructuras, ubicación de centros poblados, hidrología, vías, etc.

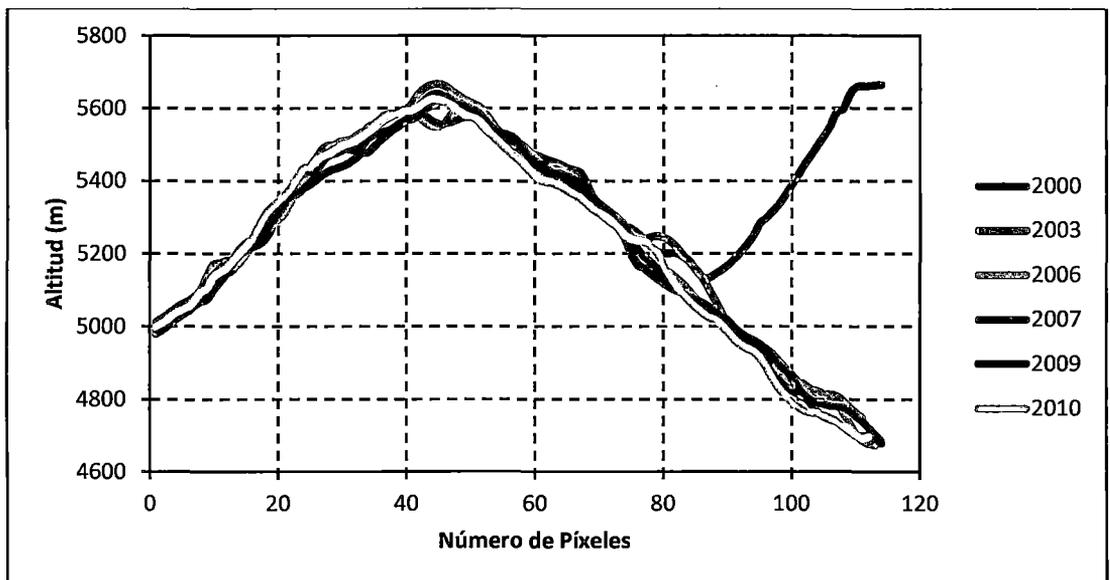
Tabla7B: Características de la imagen TERRA

PARAMETRO	VALOR
Superficie cubierta	60x60km
Angulo de toma oblicua	-27.6°
BANDAS	
Subsistema VNIR	3+1 oblicua
Subsistema SWIR	6
Subsistema TIR	5
RESOLUCION ESPACIAL (m)	
Subsistema VNIR	15
Subsistema SWIR	30
Subsistema TIR	90
RANGO ELECTROMAGNETICO	
Subsistema VNIR	(μm)
B1	0.52-0.60
B2	0.63-0.69
B3	0.78-0.86
B3 (toma oblicua)	0.78-0.86
Subsistema SWIR	(μm)
B4	1.600-1.700
B5	2.145-2.185
B6	2.185-2.225
B7	2.235-2.285
B8	2.295-2.365
B9	2.360-2.430
Subsistema TIR	(μm)
B10	8.125-8.475
B11	8.475-8.825
B12	8.925-9.275
B13	10.250-10.950
B14	10.950-11.650

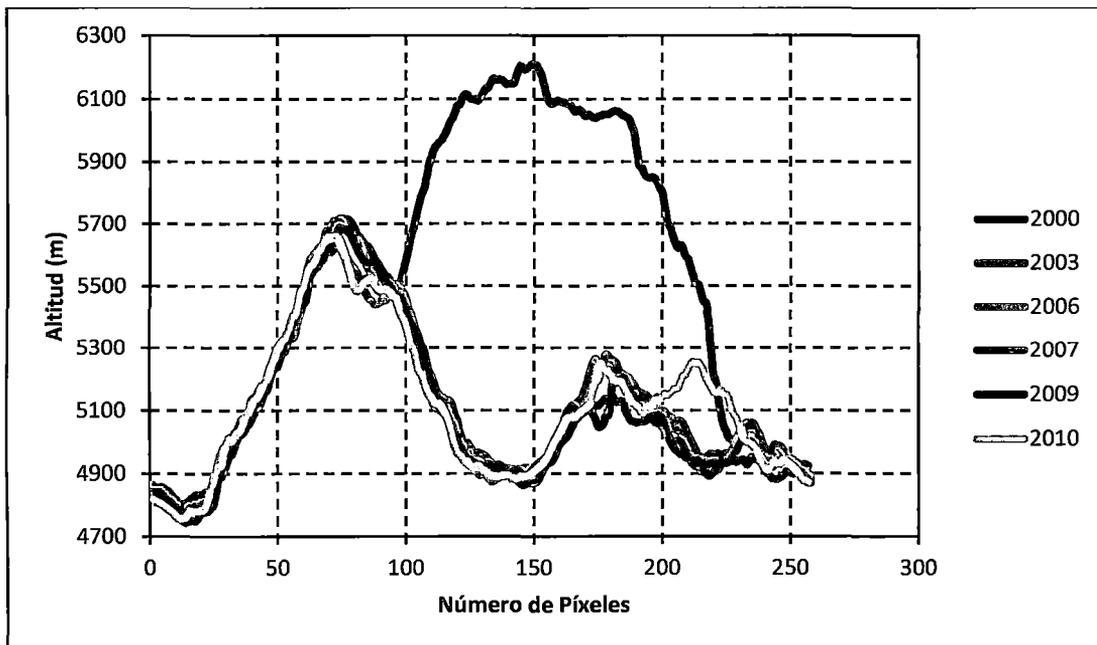
APENDICE C

Tabla 1C. Valores máximos y mínimos de Modelos Digital de Elevación

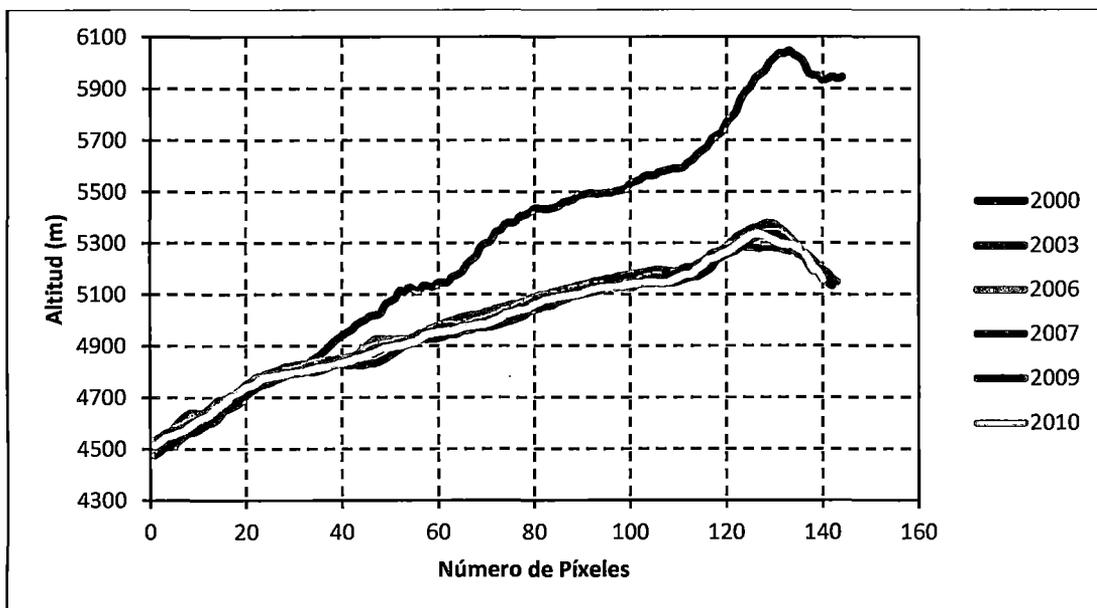
Altitud (m)	SRTM_90m	ASTER GDEM	DEM a partir de curvas de nivel IGN
Altitud Máximo	5722	5701	5780
Altitud Mínimo	3031	3051	3033
Altitud Promedio	4465.037	4469.7476	4474.3213
Desviación Standart	347.4739	343.2853	345.6817



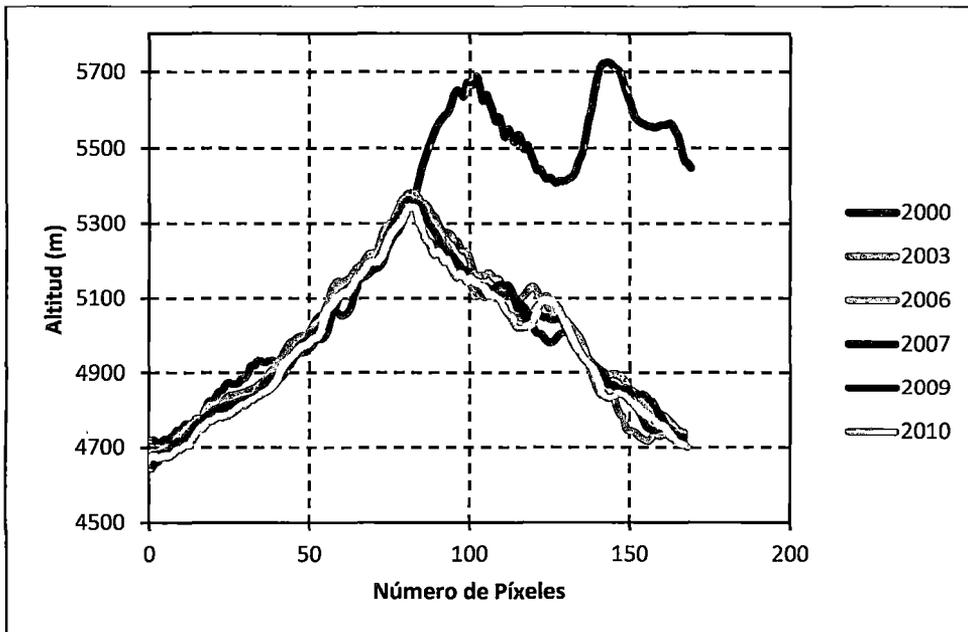
Grafica C1: Transecta 2 el DEM con generado con ENVI 4.5



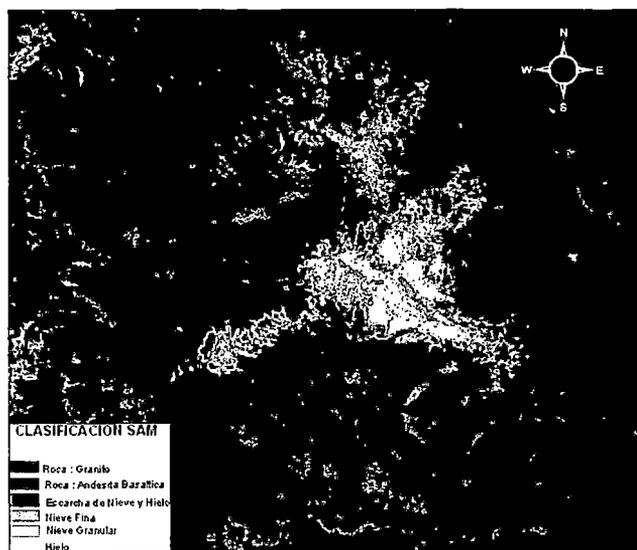
Grafica C.2: Transecta 3 el DEM con con ENVI 4.5



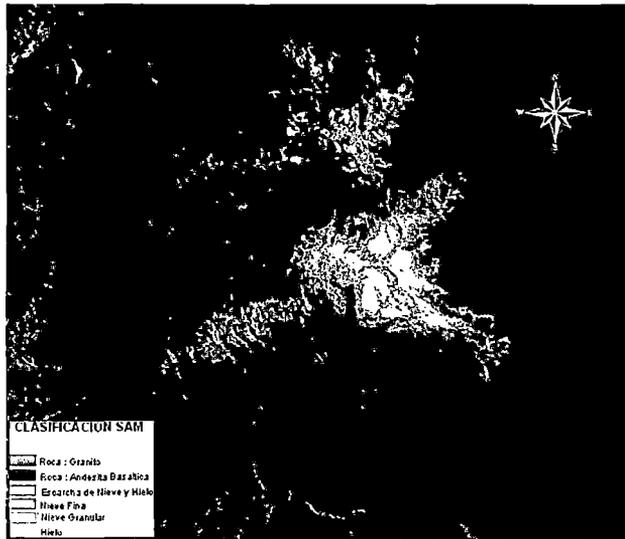
Grafica C.3: Transecta 4 el DEM con generado con ENVI 4.5



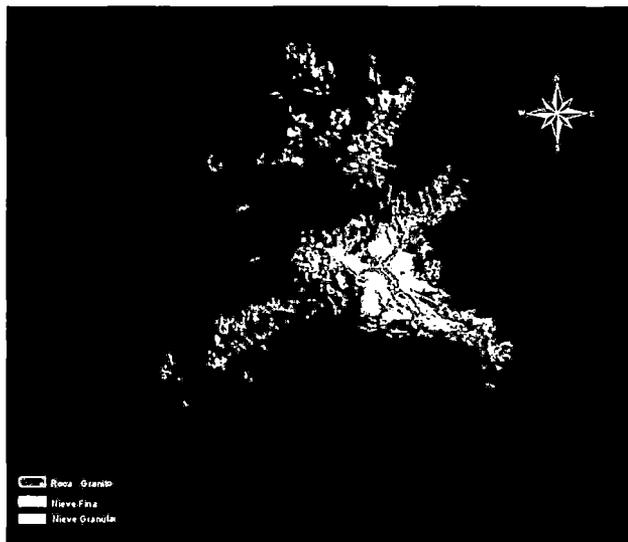
Grafica C.4: Transecta 5 el DEM con generado con ENVI 4.5



Grafica C.5: Landsat 7 ETM+,2000 Clasificación por SAM



Grafica C.6: ASTER,2003 Clasificación por SAM



Grafica C.7: ASTER,2003 Clasificación por SAM

ANEXO D

Software utilizado y Código Fuente

Se ha utilizado un computador con memoria RAM de 4Gb, Disco duro 500Gb y procesador 2.53Hz, con Sistema Operativo Window Vista, para el procesamiento de las imágenes satelitales se adquirió la licencia de los siguientes softwares: ARCGIS 9.3, ENVITM v4.5 (Environment for Visualizing Images).- Software diseñado para la visualización, análisis, y presentación de todo tipo de imagen en formato digital, usado para el procesamiento de las imágenes, mosaicos, calibración radiométrica, filtros, cálculos estadísticos, etc. IDLTM v.7. (Interactive Data Language).- Lenguaje de programación especializado para la computación y visualización científica, CANTY (2007), usado para la ejecución de algoritmos de calibración, temperatura, NDSI, etc.

El siguiente código está escrito en el programa IDL, en el sistema operativo Window Vista, pero puede ser ejecutado en cualquier sistema operativo sin ningún inconveniente.

Cálculo de Radiancia y Reflectancia para Imágenes LANDSAT MSS, TM y ETM+

Datos de entrada

- Imagen con valores de Número Digital y debe estar geo referenciado (en el programa se ingresa una sola banda en formato .tif).
- Del metadato, se obtiene datos de calibración según la banda, estos datos son:
- Lmax y Lmin (del metadato) estos datos deben ser reemplazado según la banda utilizada siguiendo el procedimiento propuesto por CHANDER y MARKHAM. (2009).
- Distancia tierra sol (ESUN) en unidades astronómicas de CHANDER y MARKHAM. (2009).
- Angulo zenit solar (del metadato)

Datos de Salida

- Imagen de la banda con valores de Reflectancia en formato .img.

Obs. En el programa se ingresa una sola banda una vez concluida el proceso se ingresa la segunda banda cambiando los valores del metadato según la banda respectiva.

```

; PROPOSITO:
;     CALCULO DE LA RADIANCIA Y REFLECTANCIA DE LAS IMAGENES LANDSAT.
;
; REFERENCIAS:
;     Gyanesh Chander, (2009) Summary of current radiometric calibration
coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+,
; Mort Canty (2006)

PRO RADADIANCIA_REFLEC

; Paso 1: Seleccionamos la imagen
envi_select, title='elige la imagen', $
fid=fid, dims=dims, pos=pos

IF (fid EQ -1) THEN BEGIN
PRINT, 'cancelado'
RETURN
ENDIF

; Paso 2: Obtenos informacion del imagen seleccionada
envi_file_query, fid, fname=fname
num_cols = dims[2] - dims[1]+1
num_rows = dims[4] - dims[3]+1
; num_bands = n_elements(pos)
; num_pixels=num_cols*num_rows
image = envi_get_data(fid=fid,dims=dims, pos=pos[0])

; Paso 3: Convertimnos los valores digitales a valores de radiancia.
;     Los datos de Lmax, Lmin, Qmax, Qmin se obtienen del archivo MET
LMAX = 241.100 ; BANDA 4
LMIN = -5.100 ; BANDA 4

Qmax = 255
Qmin = 1

Gain = (Lmax - Lmin)/(Qmax-Qmin)
Offset = Lmin-Gain*Qmin
; Calculo de la radiancia
L=temporary(Gain*image + Offset)

for i= 0,num_cols-1 do begin
  for j=0,num_rows-1 do begin
    if L[i,j] le 0.00000 then L[i,j]=0.0
  endfor
endfor

fname1='banda4_rad.img'
openw, unit, fname1, /get_lun
writeu, unit, L
free_lun, unit

ENVI_SETUP_HEAD, fname=fname1, ns=num_cols, nl=num_rows, nb=1, $
interleave=0, data_type=4, offset=0, map_info=map_info,/write,/open
; Mean exoatmospheric solar irradiance [ $\bar{W}/(m^2 \mu m)$ ] ESUN

;ESUN = 1533.00; band 3

```

```

ESUN = 1039.00; band 4

;Earth-Sun distance [astronomical units]

d= 0.99253
pid2=3.1415927*d^2

; cose= Coseno del angulo zenith solar. El coseno del angulo zenith

cose = sin(0.01745*62.9433080)
K= pid2/(ESUN*cose)

; calculo de la reflectancia
R=temporary(K*L)

fname2='banda4_reflect.img'
openw, unit, fname2, /get_lun
writeu, unit, R
free_lun, unit

ENVI_SETUP_HEAD, fname=fname2, ns=num_cols, nl=num_rows, nb=1, $
interleave=0, data_type=4, offset=0, map_info=map_info,/write,/open

END

```

Cálculo de Radiancia y Reflectancia para Imágenes ASTER

Datos de entrada

- Imagen con valores de Número Digital y debe estar ortorectificado con un Modelo de Elevación Digital, con el software ENVI 4.5 (en el programa se ingresa una sola banda en formato .HDF).
- Del metadato, se extrae datos de calibración según la banda de forma automática.
- El día juliano para la fecha correspondiente a la imagen.
- Distancia tierra sol (ESUN) en unidades astronómicas
-

Datos de Salida

Imagen de la banda con valores de Reflectancia en formato .img.

Obs. En el programa se ingresa una sola banda una vez concluida el proceso se ingresa la segunda banda cambiando los valores del metadato según la banda respectiva.

PRO reflectancia

```
; Referencia: Mort Canty (2006) y Coyote
FileID = EOS_SW_OPEN('C:\
AST_L1A_00305262000154905_20110425111729_7334.hdf', / Read)
NSwath = EOS_SW_INQSWATH('C:\
AST_L1A_00305262000154905_20110425111729_7334.hdf'.hdf', SwathList)
;      Obteniendo la informacion de la banda 1

; Adjuntando objeto imagen
SwathID      = EOS_SW_ATTACH(FileID, 'VNIR_Band1')
NField       = EOS_SW_INQDATAFIELDS(SwathID, FieldList, DataRank, DataType)
FieldArr     = STRSPLIT(FieldList, ",", /Extract)
; obteniendo informacion de la posicion geografica
NGeo         = EOS_SW_INQGeoFields(SwathID, GeoList, rank, Geotype)
GeoArr       = STRSPLIT(GeoList, ",", /Extract)
; abteniendo los arrays de latitud y longitud
LonResult    = EOS_SW_ReadField(SwathID, GeoArr(2), LonBuf)
LatResult    = EOS_SW_ReadField(SwathID, GeoArr(1), LatBuf)
; leyendo datos de calibracion
InfoCalResult = EOS_SW_FieldInfo(SwathID, FieldArr(8), CalRank1, CalDims1,
CalNType1, CalDList1)
ReadCalResult = EOS_SW_ReadField(SwathID, FieldArr(8), Call)
; leyendo datos imagen b
InfoResult    = EOS_SW_FieldInfo(SwathID, FieldArr(7), Rank1, Dims1, NType1,
DList1)
ReadResult    = EOS_SW_ReadField(SwathID, FieldArr(7), B1)
status        = EOS_SW_Detach(SwathID)

;   Correccion Radiometrica ( Radiancia L y Reflectancia)

PI = 3.1416
dj = JULDAY(07,06,2000,15,36,43)

d = (1-0.01672*cos((0.9856*(dj-4))))^2
esun1 = 1845.99
theta = (90.0-52.166940)*PI/180.0

L1      = dblarr(4100,4200)
rho1    = dblarr(4100,4200)

FOR i = 0, 4099 DO FOR j = 0, 4199 DO BEGIN

L1(i,j) = Call(1,i)*B1(i,j) / Call(2,i) + Call(0,i)

rho1(i,j) = ( PI*L1(i,j)*d^2 ) / ( esun1*cos(theta) )

ENDFOR

dB1      = rebin(B1,410,420)
dL1      = rebin(L1,410,420)
drho1    = rebin(rho1,410,420)

rB1      = rotate(dB1,7)
rL1      = rotate(dL1,7)
rrho1    = rotate(drho1,7)
```

```

WINDOW, 0, XSize = 410, YSize = 420 ,Title = "Nivel Digital banda 1" + " : "
"
TVSCL, rB1

WINDOW, 1, XSize = 410, YSize = 420 ,Title = "Radiancia banda 1" + " : "
TVSCL, rL1

WINDOW, 2, XSize = 410, YSize = 420 ,Title = "Reflectancia banda 1" + " : "
TVSCL, rrh01

OPENW, 1, 'C:\band1.img'
WRITEU, 1, B1
CLOSE, 1

OPENW, 1, 'C:\radianc1.img'
WRITEU, 1, L1
CLOSE, 1

OPENW, 1, 'C:\reflect1.img'
WRITEU, 1, rh01
CLOSE, 1

END

```

Cálculo de Corrección Topográfica para Imagen LANDSAT y ASTER

Datos de entrada

- Imagen con valores de Reflectancia (con todas las bandas) y debe tener corrección atmosférica, con el software ENVI 4.5 con el módulo FLAASH.
- Ingresar la Elevación Solar de la Imagen (información obtenida del metadato).
- Ingresar la Azimut Solar de la Imagen (información obtenida del metadato).
- Ingresar un Modelo de Elevación Digital de 15m de resolución espacial.

Datos de Salida

Imagen de salida con valores de reflectancia corregido topográficamente en formato BSQ.

```

; PRPOSITO:
;     hacer la corrección topográfica por método c-corrección
; AUTHOR
;     Adaptado y Modificado de lo propuesto por Mort Canty (2006)
; CALLING SEQUENCE:
;     C_Correction_Run

pro c_correction_run, event

print, '-----'
print, 'Solar illumination c-correction'
print, systime(0)
print, '-----'

catch, theError
if theError ne 0 then begin
    void = Dialog_Message(!Error_State.Msg, /error)
    return
endif

envi_select, title='Choose image to correct', fid=fid_image, pos=pos_image,
dims=dims_image, $

/mask,m_fid=fid_mask,m_pos=pos_mask
if (fid_image eq -1) then begin
    print, 'cancelled'
    return
endif

envi_file_query, fid_image, fname=fname, bnames=bnames, xstart=xstart,
ystart=ystart
num_bands = n_elements(pos_image)
num_cols = dims_image[2]-dims_image[1]+1
num_rows = dims_image[4]-dims_image[3]+1
num_pixels = num_cols*num_rows

; tie point
map_info = envi_get_map_info(fid=fid_image)
envi_convert_file_coordinates, fid_image, dims_image[1], dims_image[3], e,
n, /to_map
map_info.mc[2:3] = [e,n]

if (fid_mask eq -1) then begin
    mask = lindgen(num_pixels)
    nomask = -1
    ncomplement = 0
end else mask=where(envi_get_data(fid=fid_mask, dims=dims_image,
pos=pos_mask), complement=nomask, ncomplement=ncomplement)

base = widget_auto_base(title='C-correction parameters')
list = ['solar_elevation ', 'solar_azimuth', 'topo kernel']
vals = [0.0,0.0,9.0]
we = widget_edit(base, list=list, uvalue='edit', $
    vals=vals, field= 2, dt=4, /auto)
result = auto_wid_mng(base)
if (result.accept eq 0) then begin

```

```

    print, 'cancelled'
    return
endif
print, 'solar elevation(deg) ', result.edit[0]
print, 'solar azimuth(deg) ', result.edit[1]
print, 'topographic kernel ', result.edit[2]
theta_z = (90-result.edit[0])*!DTOR ; solar zenith angle
phi_a = result.edit[1]*!DTOR      ; solar azimuth angle
kernel = fix(result.edit[2])      ; kernel

envi_select, title='Choose digital elevation file', fid=fid_dem, dims=dims,
pos=pos, /band
if (fid_dem eq -1) then begin
    print, 'cancelled'
    return
endif

; get resize factor for dem
map_info_dem = envi_get_map_info(fid=fid_dem)
rfact = map_info.ps/map_info_dem.ps

; find upper left position of image within DEM
envi_convert_file_coordinates, fid_dem, X_ul, Y_ul, e, n

base = widget_auto_base(title='Output corrected image')
sb = widget_base(base, /row, /frame)
wp = widget_outfm(sb, uvalue='outf', /auto)
result = auto_wid_mng(base)
if (result.accept eq 0) then begin
    print, 'cancelled'
    return
endif

; cutout the corresponding spatial subset of the DEM and place in memory
dims1=[-1L, fix(X_ul), fix(X_ul)+num_cols*rfact[0]-1, fix(Y_ul),
fix(Y_ul)+num_rows*rfact[1]-1]
dem = envi_get_data(fid=fid_dem, dims=dims1, pos=0)
envi_enter_data, dem, r_fid=r_fid

; resize the DEM and place in memory
envi_check_save, /utility
dims1 = [-1L, 0, num_cols*rfact[0]-1, 0, num_rows*rfact[1]-1]
resize_doit, fid=r_fid, dims=dims1, pos=0, /in_memory, interp=3,
r_fid=r_fid1, rfact=rfact
envi_file_mng, id=r_fid, /remove
;determine slope and aspect from DEM
envi_check_save, /dem
dims1 = [-1L, 0, num_cols-1, 0, num_rows-1]
topo_doit, bptr=[0,1], dims=dims1, pos=0, kernel=kernel, $
fid=r_fid1, /in_memory, pixel_size=map_info.ps, r_fid=r_fid2
envi_file_mng, id=r_fid1, /remove

; calculate local solar elevation
theta_p = envi_get_data(fid=r_fid2, dims=dims1, pos=[0])*!DTOR
phi_o = envi_get_data(fid=r_fid2, dims=dims1, pos=[1])*!DTOR

```

```

cos_gamma_i =
cos(theta_p)*cos(theta_z)+sin(theta_p)*sin(theta_z)*cos(phi_a-phi_o)
envi_file_mng, id=r_fid2, /remove

; save cos_gamma_i image to ENVI
envi_enter_data, cos_gamma_i+0.0, map_info=map_info, descrip='cos(gamma_i)'

; apply the c-correction
image=fltarr(num_pixels, num_bands)
widget_control, /hourglass
for k=0, num_bands-1 do begin
    band = envi_get_data(fid=fid_image, dims=dims_image, pos=pos_image[k])
    m=( regress(cos_gamma_i[mask], band[mask], const=b, correlation=r) )[0]
    print, 'band '+strtrim(k+1,2)+' : m = '+strtrim(m,2)+' b =
'+strtrim(b,2)+' r = '+strtrim(r[0],2)
    image[mask,k] = band[mask]*(cos(theta_z) + b/m)/(cos_gamma_i[mask] +
b/m)
    if ncomplement gt 0 then image[nomask,k] = band[nomask]
endfor

image = reform(image,num_cols,num_rows,num_bands)

if (result.outf.in_memory eq 1) then begin
    envi_enter_data, image, $
        bnames=bnames[pos], $
        map_info=map_info, $
        xstart=xstart+dims_image[1], ystart=ystart+dims_image[3], $
        descrip='C-Correction to image:'+file_basename(result.outf.name)
    print, 'Result written to memory'
endif else begin
    openw, unit, result.outf.name, /get_lun
    for i=0,num_bands-1 do writeu, unit, image[*,*,i]
    envi_setup_head ,fname=result.outf.name, ns=num_cols, $
        nl=num_rows, nb=num_bands, $
        data_type=4, interleave=0, /write, $
        bnames=bnames[pos], $
        map_info=map_info, $
        xstart=xstart+dims_image[1], ystart=ystart+dims_image[3], $
        descrip='C-Correction to image:'+file_basename(result.outf.name)
    print, 'File created ', result.outf.name
    free_lun, unit
endelse
end

```

Cálculo de Temperatura LANDSAT TM y ETM+

Datos de entrada

- Imagen con valores digitales de la banda 6 y debe estar ortorectificado con un Modelo de Elevación Digital, con el software ENVI 4.5
- Del metadato, se obtiene datos de calibración para la banda 6

Lmax =12.65 y Lmin=3.2 (para LANDSAT 7 ETM+)
Lmax =15.303 y Lmin=1.238 (para LANDSAT 5 TM)

- Valor de emisividad igual a 0.98

Datos de Salida

Imagen de la banda con valores de temperatura en grados Celsius. Con formato .img.

```
; El siguiente programa calcula la temperatura de la superficie terrestre  
; a partir de la banda 61 (baja ganancia) o la banda62 (alta ganancia) del  
; Se asume un valor para la emisividad de 0.988.  
;
```

PRO temperatura

```
; Abrir la ventana de la lista de banda de ENVI y seleccionamos la imagen de  
la banda 6
```

```
envi_select, title='elige la imagen ', $  
fid=fid, dims=dims, pos=pos
```

```
IF (fid EQ -1) THEN BEGIN  
PRINT, 'cancelado'  
RETURN  
ENDIF
```

```
; Obtenos información del imagen seleccionada
```

```
envi_file_query, fid, fname=fname  
num_cols = dims[2] - dims[1]+1  
num_rows = dims[4] - dims[3]+1  
;num_bands = n_elements(pos)  
;num_pixels=num_cols*num_rows  
image = envi_get_data(fid=fid,dims=dims, pos=pos[0])
```

```
; Convertimnos los valores digitales a valores de radiancia.  
; Los datos de Lmax, Lmin, Qmax, Qmin se obtienen del archivo MET  
;Lmax = 17.040  
Lmax = 12.650 ; Alta ganancia (high gain)  
;Lmin = 0.000  
Lmin = 3.2 ; Alta ganancia (high gain)  
Qmax = 255
```

```

Qmin = 1
Gain = (Lmax - Lmin)/(Qmax-Qmin)
Offset = Lmin
L=temporary(Gain*image + Offset)

; Calculamos la temperatura de brillo, invirtiendo la función de Planck
TB=temporary(1282.71/(alog((666.09/L)+1.0)))

; Calculamos la temperatura real, considerando una emisividad de 0,988
RT=temporary(TB/(1.0+(0.0007991666*TB)*alog(0.988)))-273.15

; Creamos una archivo ENVI, y escribimos la temperatura real
fname='temperatura.img'
;fname='temperatura.img'
openw, unit, fname, /get_lun
writeu, unit, RT
free_lun, unit

; Salida en la ventana de la lista de banda de ENVI
ENVI_SETUP_HEAD, fname=fname, ns=num_cols, nl=num_rows, nb=1, $
interleave=0, data_type=4, offset=0, map_info=map_info,/write,/open

END

```

Cálculo del NDSI(Índice de Diferencia Normalizada de la Nieve) Para LANDSAT 7 ETM+

Datos de entrada

- Imagen de la banda 5 con valores Nivel Digital.
- Del metadato ingresar el Lmax y Lmin.
- Imagen de la banda 2 con valores Nivel Digital.
- Del metadato ingresar el Lmax y Lmin.

Datos de Salida

Imagen de la banda con valores de Temperatura en grados Celsius en formato. img.

```

PRO NDSI7ETM
;ENVI,/RESTORE_BASE_SAVE_FILES
;ENVI_BATCH_INIT

envi_select, title='Elige la imagen de la banda 5 ', $
fid=fid, dims=dims, pos=pos

IF (fid EQ -1) THEN BEGIN
PRINT, 'cancelado'
RETURN
ENDIF

envi_file_query, fid, fname=fname
num_cols = dims[2] - dims[1]+1
num_rows = dims[4] - dims[3]+1

```

```

num_bands = n_elements(pos)
num_pixels=num_cols*num_rows

b3 = envi_get_data(fid=fid,dims=dims, pos=pos[0])

envi_select, title='Elige la imagen de la banda 2 ', $
fid=fid, dims=dims, pos=pos

IF (fid EQ -1) THEN BEGIN
PRINT, 'cancelado'
RETURN
ENDIF

envi_file_query, fid, fname=fname
b4 = envi_get_data(fid=fid,dims=dims, pos=pos[0])

; Paso 3: Convertimos los valores digitales a valores de radiancia.
; Los datos de Lmax, Lmin, Qmax, Qmin se obtienen del archivo MET
LMAXB2 = 300.9
LMINB2 = -6.400

Qmax = 255.00
Qmin = 1.00
;Parametros para calcular la reflectancia
ESUN3 = 1812.00; Mean exoatmospheric solar irradiance de la banda 2

GainB2 = (LmaxB2 - LminB2)/(Qmax-Qmin)
BiasB2 = LminB2-(GainB2*Qmin)

; parametros para calcular la reflectancia de la banda 5
LMAXB5 = 47.57
LMINB5 = -1

;Parametro para calcular la reflectancia
ESUN5 = 230.800; Mean exoatmospheric solar irradiance de la banda 5

GainB5 = (LmaxB5 - LminB5)/(Qmax-Qmin)
BiasB5 = (LminB5-GainB5*Qmin)

; Calculo de reflectancia
R2=ESUN5*(GainB5*b5 + BiasB5)
R5=ESUN2*(GainB5*b5 + BiasB5)
NDVI=temporary((R2-R5)/(R2+R5))

fname='NDSI.img'
openw, unit, fname, /get_lun
writeu, unit, NDVI
free_lun, unit

; output to the ENVI Available Band List window
ENVI_SETUP_HEAD, fname=fname, ns=num_cols, nl=num_rows, nb=1, $
interleave=0, data_type=4, offset=0, map_info=map_info,/write, /open

END

```