

UNIVERSIDAD ALAS PERUANAS

FACULTAD DE INGENIERÍAS Y ARQUITECTURA

ESCUELA ACADÉMICA PROFESIONAL DE INGENIERÍA AMBIENTAL



TESIS

**“EVALUACIÓN DEL EFECTO DE LA DEPOSICIÓN DEL
CARBONO NEGRO (CN) SOBRE EL FORZAMIENTO
RADIATIVO EN LA NIEVE DEL GLACIAR HUAYTAPALLANA”**

PRESENTADO POR EL BACHILLER:

TORRES RAMOS, CHRISTIAN MANUEL

**PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO
AMBIENTAL**

HUANCAYO-PERÚ

2018

Asesor local:

BLGO. ALVAREZ TOLENTINO, DANIEL

Asesor externo:

ING. SUAREZ SALAS, LUIS

**EVALUACIÓN DEL EFECTO DE LA DEPOSICIÓN
DEL CARBONO NEGRO (CN) SOBRE EL
FORZAMIENTO RADIATIVO EN LA NIEVE DEL
GLACIAR HUAYTAPALLANA**

DEDICATORIA

Dedico esta tesis a mi madre, Pilar, quien desde el cielo me protege a cada momento y cuando estuvo en vida me enseñó lo necesario para defenderme y luchar en todo momento. A mi padre, Robert, quien con su apoyo moral me brinda las fuerzas necesarias para continuar en los momentos más difíciles; a mis hermanos, Estefany y Carlos, quienes siempre me apoyaron de alguna manera.

¡Muchas gracias familia!

AGRADECIMIENTO

Quiero agradecer al Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación (LAMAR) instalado en el Observatorio de Huancayo del Instituto Geofísico del Perú (IGP) por darme la oportunidad de realizar mi tesis en sus instalaciones. A la Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional (USAID, por sus siglas en inglés) por apoyarme económicamente para cubrir los gastos de esta investigación a través del Proyecto PEER-aerosoles “Impact of transboundary biomass burning pollution transport over the Central Andes of Peru”. Un especial agradecimiento al Ing. Luis Suarez y al Blgo. Daniel Alvarez por sus valiosas asesorías y capacitaciones en adquisición, procesamiento y análisis estadístico de los datos. Así mismo al Dr. Carl Schmitt por su colaboración con el análisis de los filtros colectados en el glaciar Huaytapallana para cuantificar la concentración del carbono negro (CN). Al Dr. Mark Flanner por su valiosa colaboración con el modelo de transferencia radiativa Nievo, Hielo, Aerosol (SNICAR, por sus siglas en inglés). A los Dres. Jose Flores y René Estevan por sus valiosas observaciones con los resultados preliminares y contribuciones con los parámetros de entrada al modelo SNICAR para mejorar los resultados. A mis tíos Roli Ramos y Edith Torres ya que sin ellos no hubiera sido posible la pronta sustentación de esta investigación antes de viajar a Brasil para comenzar mis estudios de posgrado. También a todos los que de alguna manera me ayudaron con el desarrollo de esta investigación.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTO	iv
ÍNDICE DE CONTENIDOS.....	v
ÍNDICE DE ABREVIATURAS	ix
ÍNDICE DE TABLAS.....	xi
ÍNDICE DE FIGURAS.....	xii
RESUMEN.....	xv
ABSTRACT.....	xvi
INTRODUCCIÓN.....	xvii
CAPÍTULO I	1
1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.1. Caracterización de la realidad problemática.....	1
1.2. Formulación del problema	2
1.2.1. Problema general.....	2
1.2.2. Problemas específicos.....	3
1.3. Objetivos de la investigación	3
1.3.1. Objetivo general.....	3
1.3.2. Objetivos específicos.....	3
1.4. Justificación de la investigación	3
1.5. Importancia de la investigación	4
1.6. Limitaciones de la investigación	4
CAPÍTULO II	5
2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	5
2.1. Marco referencial.....	5

2.1.1.	Antecedentes de la investigación	5
2.2.	Marco conceptual	10
2.2.1.	Términos, definiciones y conceptos	10
2.3.	Marco teórico.....	11
2.3.1.	Ciclo hidrológico	11
2.3.2.	Cuenca hidrográfica.....	13
2.3.3.	Glaciares.....	14
2.3.4.	Balance de masa de un glaciar.....	15
2.3.5.	Balance de energía de un glaciar	16
2.3.6.	Procesos físicos de la capa de nieve.....	18
2.3.7.	Los contaminantes atmosféricos	20
2.3.8.	Carbono negro.....	20
2.3.9.	Transferencia radiativa	30
2.3.10.	Dinámica atmosférica	48
2.3.11.	Modelos numéricos.....	49
CAPÍTULO III		54
3.	PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO	54
3.1.	Metodología.....	54
3.1.1.	Método.....	54
3.1.2.	Tipo de investigación	55
3.1.3.	Nivel de investigación	55
3.2.	Diseño de investigación.....	56
3.3.	Hipótesis de la investigación	57
3.3.1.	Hipótesis general	57
3.3.2.	Hipótesis específicas	57

3.4.	Variables	57
3.4.1.	Variable independiente	57
3.4.2.	Variable dependiente	58
3.5.	Cobertura del estudio	58
3.5.1.	Universo.....	58
3.5.2.	Población.....	58
3.5.3.	Muestra.....	59
3.6.	Técnicas, instrumentación y modelos numéricos	61
3.6.1.	Técnica	61
3.6.2.	Instrumentos	61
3.6.3.	Modelos numéricos.....	61
3.7.	Recolección de datos	61
3.7.1.	Datos meteorológicos	61
3.7.2.	Medición de carbono negro y propiedades físicas de la nieve....	63
3.8.	Procesamiento estadístico	65
3.8.1.	Medidas	65
3.8.2.	Técnicas de comprobación de hipótesis	66
3.9.	Modelamiento numérico	67
3.9.1.	Datos de entrada y configuración del modelo SNICAR	67
3.9.2.	Datos de entrada y configuración del modelo HYSPLIT	71
3.10.	Estimación del efecto de la deposición del CN sobre el forzamiento radiativo en la nieve del glaciar Huaytapallana.....	72
3.11.	Evaluación estadística del efecto de la deposición del CN sobre el forzamiento radiativo en la nieve del glaciar Huaytapallana	72
CAPÍTULO IV		74
4.	ORGANIZACIÓN, PRESENTACIÓN Y ANÁLISIS DE RESULTADOS...	74

4.1.	Resultados	74
4.1.1.	Descripción meteorológica del glaciar Huaytapallana	74
4.1.2.	Descripción de los parámetros de entrada al modelo SNICAR ..	77
4.1.3.	Variación temporal de la concentración de CN en el glaciar Huaytapallana	81
4.1.4.	Evaluación del efecto en el albedo de la superficie del glaciar Huaytapallana	82
4.1.5.	Identificación de los sectores de donde proviene el CN al glaciar Huaytapallana	84
4.1.6.	Análisis del efecto de la deposición de CN en el forzamiento radiativo en el glaciar Huaytapallana	88
4.2.	Discusión de resultados	90
	CONCLUSIONES	93
	RECOMENDACIONES.....	94
	REFERENCIAS	95
	ANEXOS.....	106

ÍNDICE DE ABREVIATURAS

%	: Porcentaje
MINAM	: Ministerio del Ambiente.
ANA	: Autoridad Nacional del Agua.
INAIGEM	: Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña.
IGP	: Instituto Geofísico del Perú.
SENAMHI	: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología.
SNICAR	: Snow Ice Aerosol Radiative.
HYSPLIT	: Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory
CN	: Carbono negro.
CO	: Carbono orgánico.
OHY	: Observatorio de Huancayo.
IPCC	: Panel Intergubernamental del Cambio Climático.
NASA	: National Aeronautics and Space Administration.
NCAR	: National Center for Atmospheric Research.
SZAP	: American Climber Science Program.
LAHM	: Light Absorption Heating Method
N	: Norte
S	: Sur
E	: Este
W	: Oeste
ng	: Nano gramo
ppb	: parte por billón
μ	: micrometros.

CCVC	: Contaminantes Climáticos de Vida Corto
PM₁₀	: Material Particulado de 10 µg.
PM_{2.5}	: Material Particulado de 2,5 µg.
GEI	: Gases de Efecto Invernadero.
PALs	: Partículas Absorbentes de Luz.
CH₄	: metano.
O₃	: ozono.
W m⁻²	: watts por metro cuadrado.
SP2	: Single Particle Soot Photometer.
B_n	: balance neto
PAH	: Hidrocarburos Policíclicos Aromáticos.
λ	: longitud de onda.
NOAA	: National Oceanic and Atmospheric Administration de Estados Unidos.

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Resumen de los coeficientes para la aproximación de dos corrientes.	41
Tabla 2. Parámetros de entrada al modelo SNICAR.	68
Tabla 3. Resultado del modelo SNICAR y del forzamiento radiativo.	79

ÍNCIDE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Ciclo hidrológico del agua.	14
Figura 2. Cuenca Hidrográfica.	15
Figura 3. Partes de un glaciar.	16
Figura 4. Balance de masa en un glaciar.	17
Figura 5. Balance de energía para una capa de nieve plano.	19
Figura 6. Procesos que conducen a la formación de partículas diésel.	23
Figura 7. Perfil de temperatura vertical y estructura de la atmósfera.	26
Figura 8. Estimación del forzamiento radiativo de los años 1950, 1980 y 2011.	27
Figura 9. Resumen esquemático de las fuentes primarias de emisiones de carbono negro y de los procesos que controlan la distribución del carbono negro en la atmósfera.	29
Figura 10. Cuando el viento interactúa con un sistema de montañas.	30
Figura 11. (a) brisa de valle, (b) brisa de montaña.	31
Figura 12. El espectro electromagnético en términos de su longitud de onda en μm , frecuencia en GHz y número de onda en cm^{-1} .	33
Figura 13. Depleción de la intensidad radiante al atravesar un medio de extinción.	38
Figura 14. Transferencia de la intensidad solar difusa desde abajo en capas plano-paralelas.	41
Figura 15. Diagrama de flujos de los pasos seguidos en este estudio para conseguir los objetivos planteados.	57

Figura 16. Estructura de nuestro diseño descriptivo transeccional.	58
Figura 17. Estructura de nuestro diseño explicativo transeccional.	59
Figura 18. Ubicación del glaciar Huaytapallana.	62
Figura 19. Prueba de normalidad para los datos de concentración de CN.	68
Figura 20. (a) variación de la temperatura de aire, (b) variación de la precipitación, (c) variación de la humedad relativa y (d) variación de la radiación incidente de onda corta. Todas las variables a una resolución mensual en el glaciar Huaytapallana.	78
Figura 21. Radio efectivo de las nubes (a) para 17 de enero y (b) para el 29 de junio del 2016, el punto negro indica la ubicación del glaciar Huaytapallana.	79
Figura 22. Variación horaria del ángulo cenital solar para el glaciar Huaytapallana.	80
Figura 23. Variación mensual de los días de campaña del ángulo cenital solar para el glaciar Huaytapallana.	81
Figura 24. Densidad de la nieve en el glaciar Huaytapallana para los días de campaña.	82
Figura 25. Variación temporal de la concentración del carbono negro en la nieve del glaciar Huaytapallana.	84
Figura 26. Reducción del albedo de la superficie del glaciar Huaytapallana.	86
Figura 27. Trayectorias hacia atrás comenzando desde el glaciar Huaytapallana (punto verde) para los días de campaña. Los puntos rojos muestran los focos de calor desde el 1 de noviembre de 2015 hasta el 31 de octubre de 2016.	87
Figura 28. Forzamiento radiativo por la deposición de CN en el glaciar Huaytapallana.	89

Figura 29. Correlación de la deposición de CN y forzamiento radiativo para el glaciar Huaytapallana.

89

RESUMEN

El impacto del carbono negro (CN) en la criósfera está recibiendo creciente atención en la comunidad científica, debido a que estaría contribuyendo con el acelerado derretimiento de los glaciares. La Cordillera Huaytapallana en la región central del Perú, es también vulnerable a este efecto, se ha estimado que su superficie glaciar disminuyó en 56% en los últimos 27 años. Por ello, se midió la concentración del CN en la superficie (0-2 cm de profundidad) y las propiedades físicas de la nieve del glaciar desde noviembre del 2015 hasta octubre del 2016. Estos datos se usaron para evaluar el efecto del CN en el albedo de la nieve del glaciar Huaytapallana a través de un modelo de transferencia radiativa. La concentración del CN se determinó utilizando un nuevo Método termo/óptico de Calentamiento por Absorción de Luz (LAHM, por sus siglas en inglés). Con ello se determinó la concentración media de CN que fue en promedio $38,16 \pm 30,81$ ppb. Los valores más altos del CN fueron encontrados en las estaciones de invierno y primavera. Luego, se empleó el modelo de transferencia radiativa de Nieve, Hielo, y Aerosol (SNICAR, por sus siglas en inglés) para determinar el efecto del incremento del CN en la disminución del albedo del glaciar. Con los valores de campo obtenidos del CN y propiedades físicas de la nieve, se estimó que hubo una reducción que osciló entre 0,54 hasta 6,31% del albedo del glaciar. También se determinó el forzamiento radiativo del CN en la nieve que fue en promedio $16,13 \pm 12,64 \text{ W m}^{-2}$, pero en las estaciones de invierno y primavera fue incremento hasta dos veces más $25,15 \pm 10,72 \text{ W m}^{-2}$. Finalmente, aplicando la prueba de Spearman se encontró que la deposición de CN afecta significativamente al forzamiento radiativo ($R^2 = 0.83$). Por lo tanto, desde el punto de vista del balance de energía, el impacto de la deposición de CN en el retroceso de los glaciares de la Cordillera Huaytapallana es importante y debe ser considerado en los modelos hidrológicos de predicción futura de disponibilidad de agua sobre todo en los lugares donde la escorrentía es apoyada por el descongelamiento de glaciares.

Palabras claves: carbono negro, nieve, forzamiento radiativo.

ABSTRACT

Impact of black carbon (BC) in the cryosphere is receiving increased attention among the scientific community due that it would be contributing with the accelerating melting of glaciers. Huaytapallana snow mountain in central region of Peru, is also vulnerable to this effect, it has been estimated that its glacier area has been reduced in 56% during the last 27 years. For that, we measured the BC concentration in surface (0-2 cm depth) and snow physical properties of glacier. These data were used to evaluate the effect of BC in the albedo of the snow of the Huaytapallana glacier through a radiative transfer model. Concentration of snow BC was determined using Light Absorption Heating Method (LAHM) it was analyzed the monthly superficial fresh snow samples from Huaytapallana glacier, since November 2015 to October 2016. With LAHM it was determined a mean of BC concentration was $38,16 \pm 30,81$ ppb. The highest values were found in the winter and spring seasons. Later, it was used the SNow, ICe and Aerosol Radiative model (SNICAR) for determining the effect of the increase of BC on the reduction of the snow albedo. With fieldwork data of the concentration BC and snow physical properties, it was estimated that there was a reduction of range 0,54 to 6,31% of snow albedo. The radiative forcing of the BC was also determined in the snow, which was on average $16,13 \pm 12,64$ W m⁻², but in the winter and spring seasons it was increased up to two times plus $25,15 \pm 10,72$ W m⁻². Finally, applying the Spearman test is found that CN deposition significantly affects radiative forcing ($R^2 = 0.83$). Therefore, from the point of view of the energy balance, the impact of the deposition of BC in the retreat of the glaciers of the Huaytapallana Mountain Range is important and should be considered in the hydrological models of future predictions of water availability especially in the places where the runoff is supported by the thawing of glaciers.

Keywords: black carbon, snow, radiative forcing.

INTRODUCCIÓN

El aumento de las emisiones de los contaminantes atmosféricos en las últimas décadas ha conllevado a un problema ambiental global. Entre estos contaminantes se encuentran los Gases de Efecto Invernadero (GEI) y los aerosoles (IPCC, 2013). En los últimos años los aerosoles han tomado mucha importancia en la comunidad científica debido a su contribución al forzamiento radiativo del clima positivo (calentamiento) y negativo (enfriamiento) (OMS, 2012; IPCC, 2013).

El aerosol de carbono negro (CN) posiblemente es un componente importante que contribuye con el forzamiento radiativo positivo del clima (Bond et al., 2013). Por un lado, al estar suspendido en la atmósfera absorbe la radiación solar en el espectro visible y contribuye con el calentamiento de la troposfera (Bond et al., 2013). Por otro lado, al depositarse sobre en la nieve de los glaciares disminuye la reflectancia y contribuye con la fusión (Yasunari et al. 2010; Dumont et al., 2014). El CN tiene un tiempo de vida relativamente corta en la atmósfera alrededor de unas semanas por lo que es considerado un contaminante climático de vida corta (CCVC). Por ello, podría ser un factor importante para mitigar el cambio climático y mejorar la calidad del aire (Bond et al., 2013).

Los glaciares en la región Andina de Perú son muy importantes debido a que contribuyen a la disponibilidad del agua en muchas regiones de Perú (López et al., 2014). En el Valle del Mantaro el agua para consumo humano, la ganadería y la agricultura es apoyada por el deshielo de los glaciares (Bury et al., 2011; Chevalier et al., 2011). Sin embargo, pocos estudios se han desarrollado para evaluar su dinámica y los factores que afectan su retroceso acelerado. Por ello, en el presente trabajo se evalúa el efecto de las partículas absorbentes de luz (PALs) el más importante el CN en el forzamiento radiativo del glaciar Huaytapallana para saber si este factor debe ser considerado en los modelos hidrológicos de predicción futura de disponibilidad del agua.

CAPÍTULO I

1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1. Caracterización de la realidad problemática

Los contaminantes climáticos de vida corta (CCVC) son un problema global, debido a que juegan un rol importante sobre el clima, la salud pública y actividades socioeconómicas (p. ej., la agricultura). Dentro de los CCVC se encuentran el carbono negro (CN), el ozono troposférico (O₃), el metano (CH₄) y el material particulado (PM_{2.5}). El CN es un absorbente eficiente de la radiación solar, al estar suspendido en la baja atmósfera contribuye con el forzamiento radiativo, puede alterar la microfísica de las nubes y al depositarse sobre la nieve modifica su albedo, favoreciendo así a la fusión de los glaciares (Bond et al., 2013). Los estudios epidemiológicos proporcionan suficiente evidencia de la asociación de la morbilidad y la mortalidad cardiopulmonar con la exposición al CN (OMS, 2012).

En América del Sur se encuentran el 99% de los glaciares tropicales del mundo y el 71% de estos están en Perú (Vuille et al., 2008a, 2008b;

Chevalier et al., 2011). En las últimas décadas los glaciares de Perú han experimentado retrocesos significativos para mencionar algunos de ellos, la Cordillera Blanca en un 30%, la Cordillera Vilcanota en un 33% y la Cordillera Huaytapallana en un 58% (ANA, 2014). Si bien el retroceso de los glaciares en la región tropical está asociado al calentamiento global, muchos autores coinciden que no es posible explicar el retroceso acelerado de los glaciares asociando solo a este factor, sino que hay otros que es aún más importante y que aún no sido estudiado (López et al, 2014; Schmitt et al., 2015). Los registros de temperatura y precipitación sugieren que los glaciares de los Alpes europeos debieron haber seguido crecido hasta 1910, pero estos comenzaron a retroceder abruptamente en 1850, lo que ha sido durante mucho tiempo una paradoja para la glaciología y la climatología. El forzamiento radiativo al incrementar la deposición del CN en la nieve puede ser el conductor de este abrupto retroceso de los glaciares Alpinos (Painter et al., 2013), debido a que el forzamiento radiativo había aumentado escalonadamente de 13-17 W m⁻² entre 1850–1880, y 9-22 W m⁻² a principios de 1990.

Los glaciares son una fuente importante de recursos hídricos en épocas secas. En la región Junín, estos contribuyen significativamente para el abastecimiento de agua para el consumo humano, la agricultura, la ganadería y actividades socioeconómicas. Por ello, su entendimiento de los factores que contribuyen con su retroceso será de suma importancia para informar a la comunidad científica y a los tomadores de decisiones para que promuevan su conservación.

1.2. Formulación del problema

1.2.1. Problema general

- ¿Cuánto afecta la deposición del carbono negro (CN) sobre el forzamiento radiativo en la nieve del glaciar Huaytapallana?

1.2.2. Problemas específicos

- ¿Cómo será la variación temporal de la concentración de CN en la nieve del glaciar Huaytapallana?
- ¿Cuánto afecta la deposición del CN en el albedo de la superficie del glaciar Huaytapallana?
- ¿Qué sectores contribuyen con las emisiones del CN al glaciar Huaytapallana?

1.3. Objetivos de la investigación

1.3.1. Objetivo general

- Evaluar el efecto de la deposición del carbono negro (CN) sobre el forzamiento radiativo en la nieve del glaciar Huaytapallana.

1.3.2. Objetivos específicos

- Caracterizar la variación temporal de la concentración de CN en la nieve del glaciar Huaytapallana.
- Cuantificar el impacto de la deposición de CN en el albedo de la superficie del glaciar Huaytapallana, utilizando el modelo SNICAR.
- Identificar los sectores que contribuyen con la deposición del CN en el glaciar Huaytapallana, utilizando el modelo HYSPLIT.

1.4. Justificación de la investigación

La simulación de la capa de nieve es clave para muchas aplicaciones científicas y socioeconómicas, como las predicciones meteorológicas, hidrológicas (previsiones de inundaciones e hidroeléctricas) y el riesgo de avalanchas (Armstrong y Brun, 2008). Cuando la nieve está presente en la superficie del suelo, impulsa cambios significativos en todos los flujos de energía que interacciona entre la superficie del suelo y la atmósfera (Vionnet et al., 2012).

Pocos estudios se han desarrollado en la Cordillera Huaytapallana. Estudios como el de López et al., (2014) y Arroyo et al., (2014), están orientados a evaluar el efecto del clima en el retroceso de los glaciares en la Cordillera Huaytapallana y Central. Hasta la fecha ningún estudio ha evaluado el impacto de la deposición del carbono negro sobre el forzamiento radiativo en la nieve de los glaciares en nuestro país lo que supone un desconocimiento en este tema. Por consecuencia no se toman medidas para su conservación.

1.5. Importancia de la investigación

Entender cómo afecta el carbono negro (CN) en el forzamiento radiativo en la nieve del glaciar Huaytapallana será de importancia, debido a que nuestros resultados servirían como evidencias para entender como las actividades antrópicas entre ellos (el transporte, la industria, la agricultura) que son las principales fuentes de CN pueden tener impactos significativos en los glaciares de nuestra región. También servirá como un sustento técnico para que los tomadores de decisión de nuestra región propongan normas para regular las emisiones de los contaminantes atmosféricos.

1.6. Limitaciones de la investigación

En nuestro país recientemente se ha empezado con la investigación en glaciares y ecosistemas de montaña, actualmente la Autoridad Nacional de Agua (ANA), Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y recientemente creado el Instituto Nacional de Investigaciones en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM) son las instituciones que se dedican a la investigación en esta línea. Solo el SENAMHI cuenta con 2 estaciones meteorológicas en glaciares. Estas limitaciones hacen que haya poca producción científica lo que conlleva una difícil discusión de nuestros resultados.

CAPÍTULO II

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

2.1. Marco referencial

2.1.1. Antecedentes de la investigación

Schmitt et al., (2015): Measurements of light-absorbing particles on the glaciers in the Cordillera Blanca, Peru.

En este estudio presentaron un nuevo Método termo/óptico de Calentamiento por Absorción de Luz (LAHM, por sus siglas en inglés) para medir Partículas Absorbentes de Luz (PALs) en la nieve. Dentro de ellas se encuentran los más importantes el polvo y el carbono negro. Realizaron mediciones de PALs en la nieve de la Cordillera Blanca desde 2011 hasta 2013, los resultados fueron mostrados en términos de carbono negro efectivo (eCN). Donde, encontraron que en los 3 años de mediciones las concentraciones de eCN van desde 0 hasta 70 (ng-eCN g-H₂O⁻¹ o ppb) También, mencionaron que los glaciares más cercanos a las poblaciones contenían sustancialmente altas concentraciones de eCN que los glaciares más lejos a la población.

Wang et al., (2013): Black carbon and other light-absorbing impurities in snow across Northern China.

En este estudio realizaron mediciones de carbono negro (CN), carbono orgánico y polvo mineral al norte de China para enero y febrero del 2010. Solo mencionaremos los resultados de CN. Las concentraciones de CN se encuentran entre 117-1120 ppb los glaciares que están más cerca de las ciudades poseen concentraciones más altas de CN.

Doherty et al., (2014): Black carbon and other light-absorbing particles in snow of central North America

En este estudio realizaron mediciones de carbono negro y otras impurezas en la nieve en Norte América para enero y marzo del 2013. Las concentraciones de CN se encontraron entre 5–70 ppb en la capa superficial, mientras que múltiples capas observaron que la concentración del CN era mayor a 100 ppb, del mismo modo los sitios de muestreo que se encontraban más cerca a las poblaciones eran fuertemente contaminada con CN.

Ming et al., (2009): Black Carbon (BC) in the snow of glaciers in west China and its potential effects on albedos.

En este estudio realizaron mediciones de carbono negro en la nieve en 7 glaciares seleccionados al oeste de China durante el periodo 2004–2006. En este tiempo las concentraciones de CN se encontraron entre 18–125 ppb, encontraron además que las concentraciones más altas aparecieron en sitios más bajos sobre el nivel del mar. También evaluaron la reducción del albedo como consecuencia de la deposición de CN, donde encontraron que el albedo se redujo más del 5 % donde eran fuertemente contaminados por CN.

Doherty et al., (2016): Causes of variability in light absorption by particles in snow at sites in Idaho and Utah.

En este estudio presentan una caracterización de carbono negro y otras partículas de absorción de luz en la nieve para tres sitios Idaho y Utah a

muestreados a principios del 2013 y 2014. Las concentraciones de CN para nieve recién caído fueron similares para los tres sitios con una media de $4,7 \pm 4,2$ ppb. En el sitio de Utah, que está cerca de las fuentes de combustible fósil y polvo, las concentraciones de CN variaron de 7 a 45 ppb. A través de siete nuevas muestras de nieve las concentraciones de CN variaron de 9 a 1500 ppb.

Delaney et al., (2015): Black carbon concentrations in snow at Tronsen Meadow in Central Washington from 2012 to 2013: Temporal and spatial variations and the role of local forest fire activity.

En este estudio presentaron la concentración de carbono negro en la nieve Tronsen Meadow para el 2012 y 2013. Las concentraciones de CN son homogéneas durante la temporada de acumulación (invierno) hasta los 100 cm, con mayor variabilidad espacial durante la temporada de deshielo. Las concentraciones de CN en la nieve aumentaron a finales de invierno y primavera. En verano del 2012 observaron que las concentraciones de CN fueron altas respecto a los años anteriores debido a las quemaduras de un bosque adyacente a su sitio de estudio.

Flanner et al., (2007): Present-day climate forcing and response from black carbon in snow.

En este estudio aplicaron el modelo de transferencia radiativa de Nieve, Hielo, y Aerosol (SNICAR, por sus siglas en inglés) acoplado a un modelo global, para mejorar la comprensión de forzamiento radiativo y la respuesta del CN en la nieve. Mediante el modelo SNICAR, estimaron que a mayores concentraciones de CN por arriba de 1000 ppb en la nieve en el noroeste de China, sería suficiente para disminuir el albedo de la nieve en más de 13 %. Este resultado indica que el oscurecimiento de la nieve es un componente importante en el forzamiento radiativo generado por el CN en el clima.

Jacobi et al., (2015): Black carbon in snow in the upper Himalayan Khumbu Valley, Nepal: observations and modeling of the impact on snow albedo, melting, and radiative forcing.

En este estudio realizaron mediciones y modelado de CN en la nieve del Himalaya desde 2009 hasta 2012. Las mediciones fueron realizadas con un Fotómetro de hollín de partículas individuales (SP2, por sus siglas en inglés) las concentraciones de CN fueron mostradas en términos de carbono negro refractario (rCN) y aplicaron el modelo CROCUS. La serie de tiempo obtenido indica ciclos anuales con un máximo de las concentraciones rCN antes del inicio de la temporada del monzón y descensos rápidos durante el periodo del monzón. Concentraciones detectadas variaron desde unos pocos hasta 70 ppb. Los resultados del modelado de CN demostraron que el albedo de la nieve se reduce en un promedio de 2,70 y 6,00 %, en presencia de 100 y 300 ppb, respectivamente.

Dumont et al., (2014): Contribution of light-absorbing impurities in snow to Greenland's darkening since 2009.

En este estudio realizaron simulaciones con el modelo CROCUS para evaluar el impacto de las partículas absorbentes de luz (carbono negro y polvo) en el balance de energía y masa en Groenlandia para el 2009 a 2012. Sus resultados demuestran que la disminución del albedo de la superficie disminuyó en 13 %, como consecuencia 167 a 149 mm de agua se descongela cada año por la deposición de impurezas sobre la nieve. Por lo tanto, las tendencias futuras de las partículas absorbentes de luz deben ser considerados en las proyecciones de la pérdida de masa de Groenlandia.

Ming et al., (2013): An overview of black carbon deposition in High Asia glaciers and its impacts on radiation balance.

En este estudio analizaron 18 glaciares del Alto Asia con mediciones de carbono negro y radiación solar realizados por otros estudios anteriores. En promedio, la deposición en CN provoca un forzamiento medio de $\sim 6 \text{ W m}^{-2}$ (aproximadamente 5 % del forzamiento total) en los glaciares del Alto Asia, por lo tanto, puede no ser un factor importante que afecte el derretimiento de la mayoría de los glaciares.

Sterle et al., (2013): Retention and radiative forcing of black carbon in eastern Sierra Nevada snow.

En este estudio realizaron un análisis de la deposición del carbono negro y balance de radiación en Sierra Nevada en California. Las mediciones muestran que las concentraciones de rBC se incrementaron siete veces en nieve superficial $\sim 25 \text{ ppb}$. Las estimaciones de forzamiento radiativo demuestran que la deposición de rBC y polvo pueden retener energía entre $20\text{--}40 \text{ W m}^{-2}$ durante abril y mayo.

Niu et al., (2017): In-situ measurements of light-absorbing impurities in snow of glacier on Mt. Yulong and implications for radiative forcing estimates.

En este estudio realizaron mediciones de carbono negro, carbono orgánico y polvo en la Meseta Tibetana (MT) en la temporada de fusión del 2015. Los análisis demuestran que la concentración de CN $519,81 \pm 34,6 \text{ ppb}$. El albedo de banda ancha de la superficie de la MT disminuyó en un rango de 2 % a 10 %. El forzamiento radiativo instantáneo fue en un rango de $76,38\text{--}146,96 \text{ W m}^{-2}$.

Zhang et al., (2017): Light-absorbing impurities enhance glacier albedo reduction in the southeastern Tibetan plateau.

En este estudio realizaron un análisis de la deposición de carbono negro y su efecto en el balance de energía al sur este de la Meseta Tibetana. Encontraron que la concentración de CN oscila desde 12,3 a 9803 ppb. Las estimaciones indican que el carbono negro y el polvo presentan 20 % de reducción del albedo en relación con la nieve limpia. El forzamiento radiativo causado por el CN y polvo en el glaciar fueron entre 1,0–141 W m⁻² y 1,5–140 W m⁻². En este estudio sugieren que la eliminación de las emisiones de CN provenientes del factor antrópico podría mitigar la fusión de los glaciares en el sur este de la Meseta Tibetana.

2.2. Marco conceptual

2.2.1. Términos, definiciones y conceptos

- **Metamorfismo:** es la transformación sin cambio de estado de la estructura o la composición química o mineral de una materia cuando está sometida a condiciones de temperatura o presión distinta (Armstrong y Brun, 2008).
- **Teoría de transferencia radiativa:** también conocida como la teoría de la radiación, es una herramienta matemática que ayuda a entender la interacción entre materia y la energía (Liou, 2002).
- **Fotón:** es la partícula mínima de la energía luminosa o de otra energía electromagnética que se produce, se transmite y se absorbe (Figueroa, 1988).
- **Espectro electromagnético:** es el conjunto de longitudes de onda de todas las radiaciones electromagnéticas. Incluye: Los rayos gamma tienen las longitudes de onda más cortas y las frecuencias más altas conocidas hasta ahora (Liou, 2002).

- **Espectro visible:** se llama espectro visible a la región del espectro electromagnético que el ojo humano es capaz de percibir. En este rango de longitudes de onda se le llama luz (Liou, 2002).
- **Zona de acumulación de un glaciar:** es la parte de un glaciar donde hay una ganancia de masa (Bórquez et al., 2005).
- **Zona de ablación de un glaciar:** es la parte de un glaciar donde hay una pérdida de masa (Bórquez et al., 2005).
- **Albedo espectral:** es el porcentaje de radiación que cualquier superficie refleja en todo el espectro electromagnético (Wiscombe y Warren, 1980).

2.3. Marco teórico

2.3.1. Ciclo hidrológico

El agua en la tierra está en continuo proceso de cambio. Se encuentra en la atmósfera, en la superficie terrestre y en el suelo en sus diferentes estados. La cantidad de agua permanece constante, debido a que la tierra es un sistema cerrado. (ver **figura 1**).

los procesos del ciclo hidrológico según Vera y Camilloni, (s.f.) son las siguientes:

- **Evaporación:** es el proceso por el cual el agua en estado líquido cambia a su estado gaseoso. En este proceso se intercambia el agua presente en la superficie terrestre con la atmósfera.
- **Traspiración:** es el proceso por el cual las plantas al transpirar intercambian vapor con la atmósfera.
- **Condensación:** El agua en estado gaseoso presente en la atmósfera pasa a su estado líquido y en algunas ocasiones sólido. Este proceso se da debido a que el agua en estado gaseoso es

menos densa y estos empiezan a elevarse, la atmósfera es más fría a mayor altitud y empiezan a pasar a su estado líquido o sólido.

- **Transporte:** las nubes que son el agua líquida o sólida presente en la atmósfera son empujadas por los vientos sobre los continentes.
- **Precipitación:** las gotas de agua líquida o las partículas de agua sólida empiezan a colisionar y estas empiezan a crecer hasta que son demasiado pesadas y empiezan a caer generándose así la precipitación sólida o líquida.
- **Escorrentamiento:** una vez que el agua está presente en la superficie terrestre el agua empieza a transportarse por la cuenca pendiente abajo.
- **Filtración:** una cantidad de agua se filtra bajo la tierra formando los acuíferos.

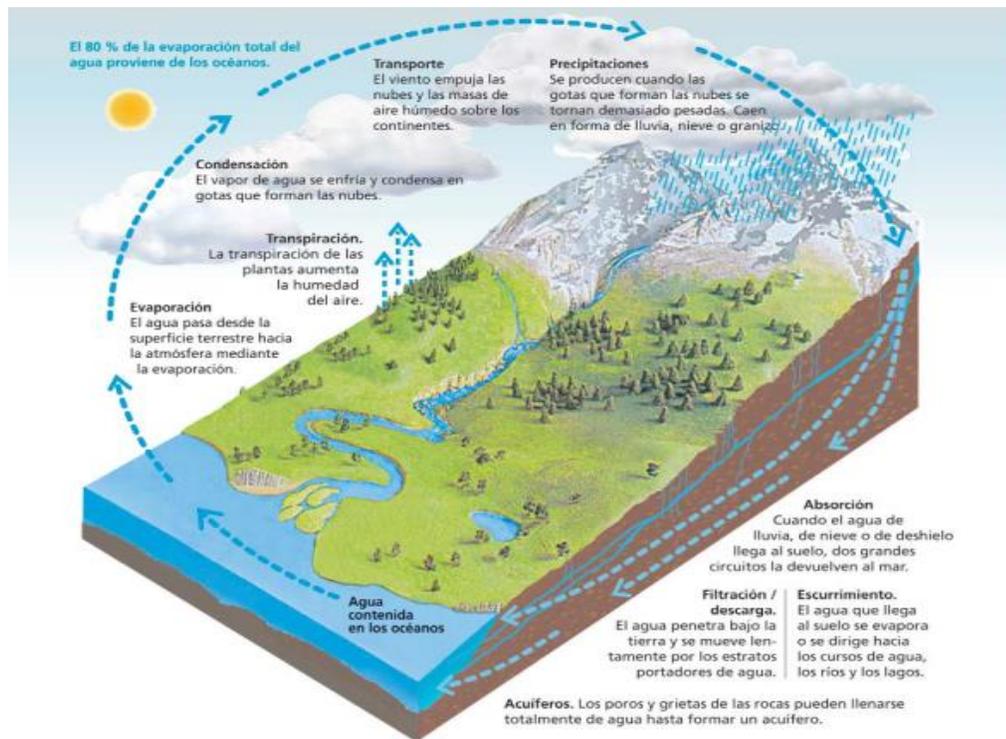


Figura 1. Ciclo hidrológico del agua.

Fuente: Vera y Camilloni, (s.f.).

2.3.2. Cuenca hidrográfica

Una cuenca hidrográfica es una unidad espacial, que está delimitada superficialmente por un área natural de drenaje cuyas aguas vierten a un colector en común (Sánchez, 1995). Es el ámbito espacial donde ocurren la mayor parte de los procesos del ciclo hidrológico (ver **figura 2**). Ahora las cuencas son denominadas sistemas cuyos elementos son las siguientes:

- **Divisorias de agua:** es la delimitación de la cuenca respecto a las cuencas vecinas. Esta divisoria es de forma natural debido que el agua que precipita drena en un mismo punto.
- **El río principal:** es el río que mayor longitud puede alcanzar dentro del límite de la cuenca.
- **Los afluentes:** son los ríos secundarios que descargan sus aguas al río principal.
- **Los glaciares:** en los Andes de Perú es muy común encontrar cuencas o sub-cuencas con glaciares, que son las partes más elevadas de las cuencas donde se almacenan importantes recursos hídricos en estado sólido.



Figura 2. Cuenca Hidrografica.

Fuente: Riveros, (2016).

2.3.3. Glaciares

“Son todas las masas de hielo perenne que fluye lentamente, con o sin agua intersticial formado sobre la tierra por metamorfismo a hielo de acumulaciones de nieve, ubicados en diferentes ecosistemas, cualquiera sea su forma, siendo parte constituyente de cada glaciar el material detrítico rocoso y lagunas que se encuentren en su superficie” (Bórquez et al., 2005).

Los glaciares tienen las siguientes partes según Bórquez et al., (2005) (ver **figura 3**):

- **Zona de Acumulación:** es la zona donde la nieve se compacta y se transforma en hielo.
- **Zona de Ablación:** en esta zona el hielo se funde pasando el agua a su estado líquido.
- **Línea de Equilibrio:** línea o zona de un glaciar en la que la ablación anual equilibra la acumulación anual.

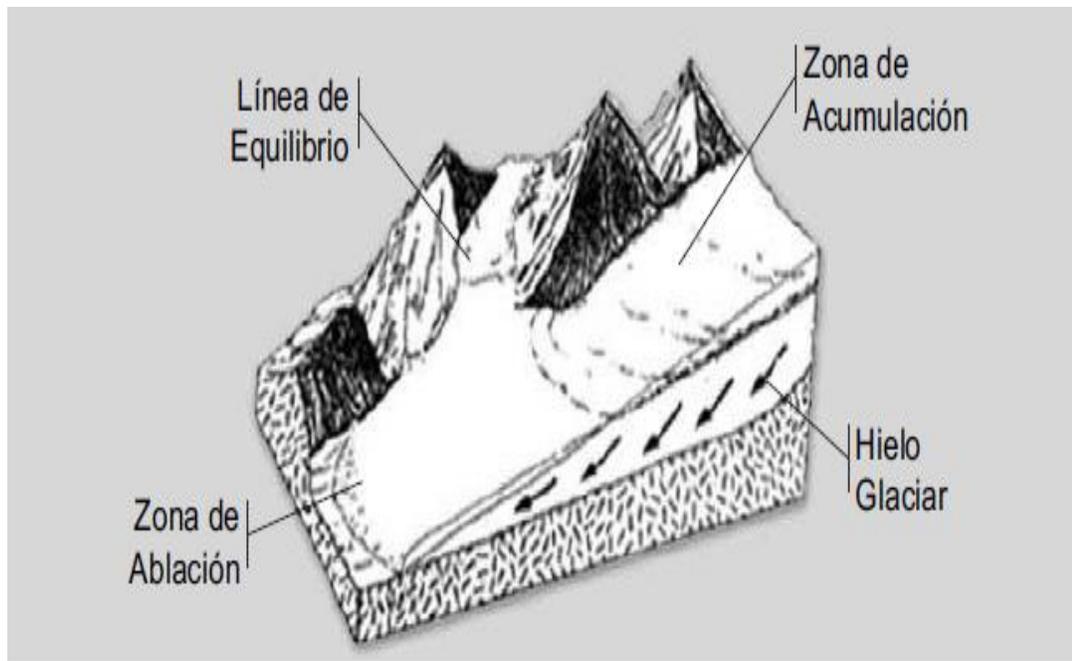


Figura 3. Partes de un glaciar.

Fuente: Bórquez et al., (2005).

2.3.4. Balance de masa de un glaciar

El glaciar es una masa de hielo que se forma a partir de la precipitación de agua en estado sólido (nieve, granizo, escarcha) (e incluso lluvia que se congela) que se acumula y se transforma en hielo y luego la restituye (total o parcialmente) en forma de vapor (evaporación, sublimación) o como agua líquida (fusión) que escurre y forma los arroyos y ríos cordilleranos Masiokas, (s.f.).

En este proceso es donde el glaciar puede ganar o perder masa y se analiza como un balance de masa de un glaciar que es el resultado de sumar la acumulación y la ablación que se producen en él (ver **figura 4**).

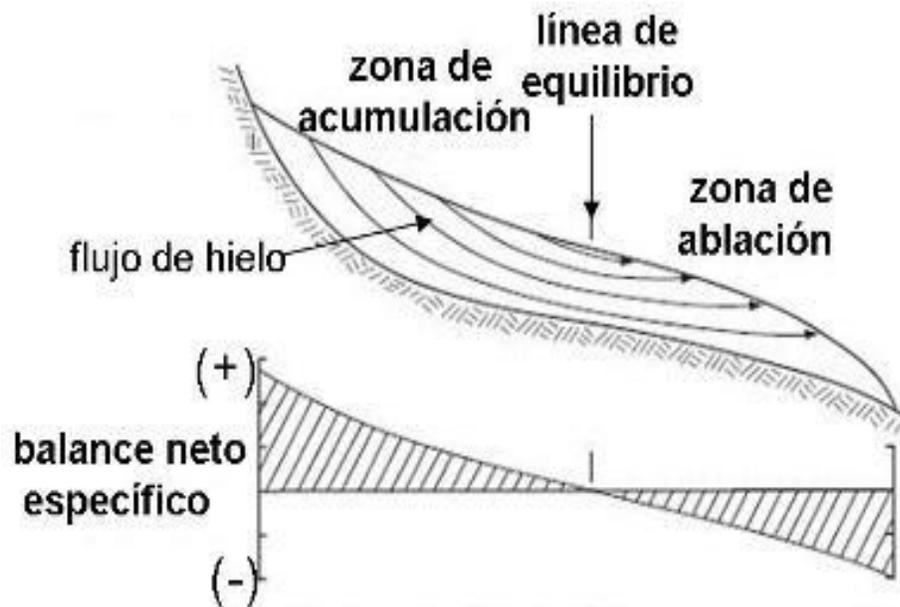


Figura 4. Balance de masa en un glaciar.

Fuente: Masiokas, (s.f.).

- **Balance de masa por el método glaciológico**

Es el método comúnmente más utilizado debido a que se estima la ganancia o pérdida de la masa del glaciar con mediciones in-situ (balizas) para un periodo determinado (Cusicanqui et al., 2015). El balance de masa específico B_n es obtenido a partir de la **ecuación 1** de Paterson, (1994).

$$B_n = \int_{S_c} b_n dS + \int_{S_a} b_n ds \quad \text{ecuación 1.}$$

Donde, S es la superficie del glaciar (m^2), S_c es la superficie de la zona de acumulación (m^2) y S_a es la superficie de la zona de ablación (m^2).

- **Balance de masa por el método hidrológico**

Este método se basa en mediciones in-situ (precipitación y medición de caudales) en una cuenca hidrográfica y mediciones indirectas, datos provenientes de modelos (humedad específica, humedad específica saturada velocidad y dirección de viento). El balance de masa por este método se obtiene a partir de la **ecuación 2** de Francou et al. (2004); Sicart et al. (2007); Soruco et al. (2009a).

$$B_n = P - \left(\frac{1}{S_g}\right) [D - (S - S_g)C_e P] - E \quad \text{ecuación 2.}$$

Donde, P es la precipitación en ($m \text{ año}^{-1}$), S_g es la superficie del glaciar en (m^2), S es la superficie de la cuenca hidrográfica en (m^2), D es el caudal de fusión del glaciar ($lts \text{ s}^{-1}$), C_e es el coeficiente de escurrimiento de la superficie no cubierta por hielo y E es la sublimación del glaciar en ($mm \text{ mes}^{-1}$).

Finalmente, en ambos métodos si el valor es negativo el glaciar está perdiendo masa y si es positivo el glaciar está ganando masa.

2.3.5. Balance de energía de un glaciar

Un glaciar está constituido principalmente por dos partes (1) la capa de nieve y (2) la capa de hielo. La capa de nieve es fundamental debido a que se encuentra en la parte superficial y es ahí donde ocurre la mayor parte del intercambio de la energía solar.

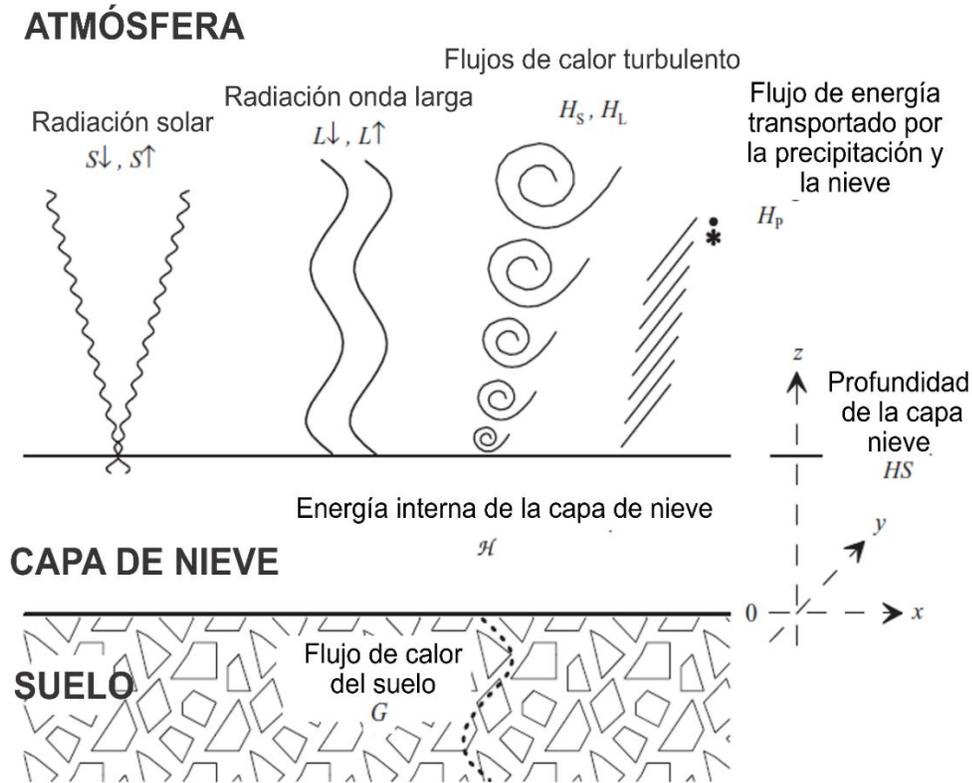


Figura 5. Balance de energía para una capa de nieve plano.

Fuente: Armstrong y Brun, (2008).

El balance energético se formula a menudo en términos de intercambios de energía que tienen lugar en una superficie (ver **figura 5**). Dicha superficie activa tiene que ser considerada como infinitamente fina y sin masa ni calor específico. La penetración de la radiación de onda corta en la capa de nieve, así como los movimientos de masa y los cambios de fase dentro de la capa de nieve hacen que este concepto sea apenas aplicable a la nieve (Armstrong y Brun, 2008). Despreciando las transferencias horizontales de energía, así como los efectos debidos al soplado de nieve o vegetación, el balance para una cubierta de nieve abierta y plana se da en unidades de $W\ m^{-2}$ mediante la **ecuación 3**.

$$-\frac{dH}{dt} = S\downarrow + S\uparrow + L\downarrow + L\uparrow + H_s + H_L + H_p + G \quad \text{ecuación 3.}$$

Donde $\frac{dH}{dt}$ es la tasa neta del cambio de la energía interna de la capa de nieve por unidad de área. $S \downarrow$ y $S \uparrow$ son los componentes descendentes y reflejados de la radiación de onda corta respectivamente, $L \downarrow$ y $L \uparrow$ son los componentes descendentes y ascendentes de la radiación de onda larga respectivamente, H_S y H_L son los flujos turbulentos de calor sensible y latente a través de la atmósfera, H_p es el flujo de energía llevado como calor sensible o latente tanto por precipitación como por soplado de nieve (Armstrong y Brun, 2008). Generalmente pequeño, pero puede llegar a ser significativo en el caso de lluvia caliente que cae sobre y que penetra en una capa fría de nieve. Finalmente, G es el flujo de calor del suelo.

2.3.6. Procesos físicos de la capa de nieve

La visión de la nieve es de una manta blanca uniforme que cubre suavemente el suelo, la nieve está, de hecho, lejos de ser homogénea. Inicialmente los cristales de nieve precipitan en una amplia variedad de formas, dependiendo de las condiciones atmosféricas en las que se forman como la temperatura y velocidad del viento cerca del suelo donde se depositan. Los patrones de deposición de nieve y topografía también contribuyen a la variabilidad en la acumulación de nieve (Armstrong y Brun, 2008). Una vez depositados, los cristales de nieve se unen para formar una nueva cubierta de nieve. Con cada precipitación sólida la capa de nieve se refresca con una nueva capa cuyas propiedades pueden ser muy diferentes de la nieve más antigua debajo de ella. A medida que la capa de nieve envejece, sus propiedades físicas continúan evolucionando en respuesta a las condiciones climáticas y a las tensiones termodinámicas dentro del sistema hielo-agua-vapor. Estos cambios alteran los procesos físicos y químicos dentro del paquete de nieve, que luego afectan al clima a través de complicados mecanismos de retroalimentación (Armstrong y Brun, 2008). Por ejemplo, las modificaciones en la temperatura del aire y la radiación en la superficie cambian los gradientes de temperatura dentro de la nieve que impulsan el crecimiento del grano y el metamorfismo. Los

tamaños de grano más grandes, a su vez, disminuyen el albedo de la nieve y provocan que la superficie de la tierra retenga más calor, lo que, a mayor escala, puede aumentar la humedad atmosférica y producir precipitaciones más fuertes (Armstrong y Brun, 2008).

- **Metamorfismo de la nieve**

La gran variabilidad en la microestructura de la nieve se debe en una pequeña parte a la diversidad inicial de partículas precipitantes, pero principalmente a las diversas transformaciones que la matriz de hielo experimenta debido a las relaciones termodinámicas entre las fases de agua (Armstrong y Brun, 2008). Estas transformaciones se llaman metamorfismo de la nieve. Puesto que la temperatura de la nieve natural es generalmente cercana al punto triple, los intercambios de masa entre el vapor y el hielo y posiblemente entre hielo, vapor y agua líquida son muy activos. Los efectos y la tasa de metamorfismo difieren de acuerdo con las condiciones térmicas y meteorológicas predominantes, lo que explica por qué las capas de nieve fresca sucesivas evolucionan de manera diferente y por qué la capa de nieve se estratifica. La causa principal de la diferenciación en el metamorfismo es la ausencia o presencia de la fase líquida. Así, distinguimos entre el metamorfismo de nieve seca y húmeda (Armstrong y Brun, 2008).

Bajo condiciones naturales, los efectos de curvatura y gradiente de temperatura trabajan juntos y compiten. Las partículas de precipitación recién depositadas (clase 1) generalmente incluyen dendritas o cristales planares, que tienen numerosas superficies fuertemente convexas (Armstrong y Brun, 2008). En la mayoría de las situaciones, estas características convexas se redondean rápidamente y se transforman en partículas de precipitación en descomposición y fragmentación (clase 2). En esta etapa, si el gradiente de temperatura excede aproximadamente $5\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$, la nieve se transforma en cristales facetados (clase 4) y más lejos en hoar de profundidad (clase 5) si

excede aproximadamente $15\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$. Si el gradiente de temperatura se mantiene por debajo de $5\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$, el redondeo continúa y la nevada se transforma en granos redondeados (clase 3) (Armstrong y Brun, 2008).

2.3.7. Los contaminantes atmosféricos

Los contaminantes en la atmósfera se clasifican en dos categorías, los GEI y los aerosoles atmosféricos. En este trabajo hablaremos con respecto a este último. Existen diferentes formas de clasificar los aerosoles atmosféricos, entre ellas se encuentran por el tipo de fuente, por su mecanismo de producción, por su distribución de tamaño y por componentes (Segura, 2015). En este trabajo tocaremos de forma resumida el tipo de clasificación por componentes. Dentro de esta clasificación tenemos las siguientes según Segura, (2015).

- **Sales marinas.** Este tipo de aerosol se generan en los océanos y mares a partir de sales marinas debido a la acción del viento y la lluvia en su superficie.
- **Minerales.** Este tipo de partículas es generado a partir de la interacción entre la superficie del suelo y el viento.
- **Sulfatos.** Este tipo está compuesto por aquellas partículas que contienen sulfatos o compuestos con azufre y pueden ser tanto de origen natural como antropogénico.
- **Nitratos.** Los nitratos se forman como consecuencia de una larga serie de reacciones químicas que involucran gases de origen tanto natural como antropogénico.
- **Sustancias carbonáceas.** Se trata de partículas de carbono que surgen a partir de procesos de combustión tanto de las industrias como de los motores de combustión interna de los vehículos.

2.3.8. Carbono negro

El carbono negro es un tipo distinto de material carbonáceo, formado en la combustión incompleta de los combustibles fósiles y quema de biomasa

(Bond et al., 2013). Tiene una combinación única de las siguientes propiedades físicas: absorbe fuertemente la luz en la región visible, es refractario, es insoluble en agua y compuestos orgánicos, se encuentran en la atmósfera en forma de agregados.

2.3.8.1. Procesos de formación del carbono negro en motores diésel

Para entender las causas de esa diversa composición es importante conocer cuáles son los procesos de formación de las partículas de carbono. La **figura 6** nos ilustra las relaciones existentes entre cada uno de sus procesos de formación (Monin, 2009).

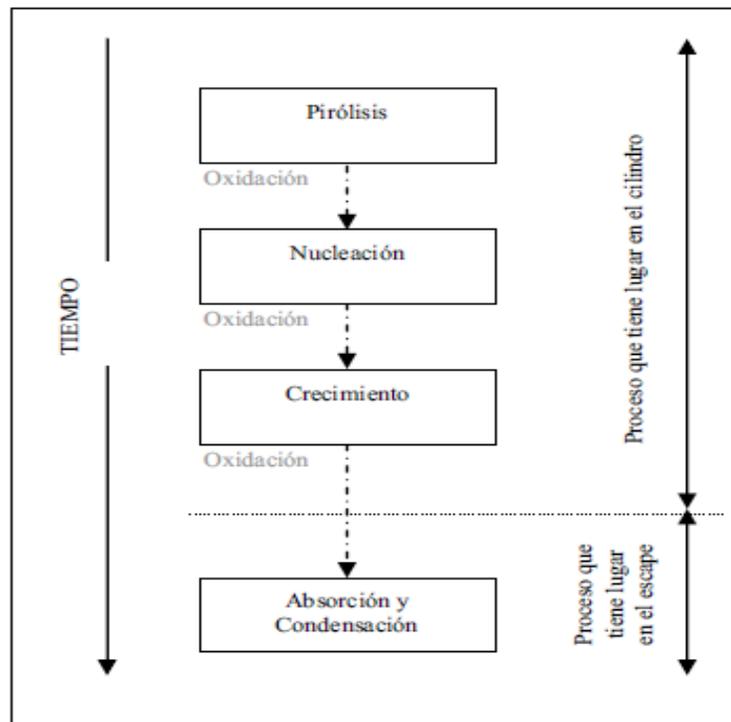


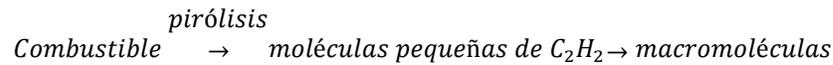
Figura 6. Procesos que conducen a la formación de partículas diésel.

Fuente: Monin, (2009).

- **Proceso de pirolisis**

El combustible que sufre la pirólisis se degrada en cadenas cortas particularmente en acetileno C_2H_2 . Sin embargo, el etileno C_2H_4 y propargil C_2H_3 también son especies que se forman durante la pirólisis del combustible (Flynn, 1999).

De manera simplificada, la pirólisis afectara la estructura molecular del combustible de la siguiente manera.



ecuación 4

Se consideran el acetileno y los Hidrocarburos Policíclicos Aromáticos (HPA) como las especies precursoras de la formación de CN (Heywood, 1988).

- **Proceso de nucleación**

Aun no se conoce con exactitud el mecanismo de formación de HPA a partículas de CN, pero todas las investigaciones coinciden en la mayor probabilidad de colisión entre dos HPA, haciendo que las moléculas condensen físicamente para dar lugar a una fase líquida de CN. Los núcleos de CN se forman a una temperatura que varía entre 1300 a 1600 °K. Estas se registran en las primeras regiones (zona de pirólisis) donde la temperatura y las concentraciones de radicales son más altas (Tree y Svensson, 2007).

- **Proceso de crecimiento**

Pueden deberse al propio crecimiento superficial de las partículas, a la coagulación o agregación. Los núcleos de CN van a crecer desde 1-2 nm hasta 10-30 nm (Heywood 1988).

Una vez terminado el proceso de crecimiento superficial y coagulación se produce la fase formación de aglomerados, dando lugar a formas más o menos ramificadas, que pueden contener hasta 150 partículas primarias (Martos, 2006).

2.3.8.2. Fuentes de carbono negro

Según Bond et al., (2013) categorizan 5 fuentes de carbono negro, que mencionaremos a continuación.

- **Motores diésel:** Contribuyeron aproximadamente 20% de las emisiones globales CN en 2000.

- **Industrias a carbón:** Contribuyen aproximadamente 9% de las emisiones globales, se reparten principalmente en pequeñas calderas.
- **Combustibles sólidos residenciales:** contribuyen aproximadamente 25% de las emisiones globales, se consideran (madera, residuos agrícolas, estiércol y carbón)
- **Quema abierta:** contribuye aproximadamente 40% de las emisiones globales.
- **Otras fuentes de emisiones:** los cuales no se consideran en los grupos anteriores, están emisiones industriales y residenciales que contribuyen con 6%.

En este trabajo vamos a categorizar 2 fuentes de carbono negro:

- **Combustibles fósiles:** vamos a considerar en esta fuente todas las combustiones incompletas de los combustibles fósiles producidos por (automóviles, autobuses, vehículos pesados, motores estacionarios, etc.).
- **Quema de biomasa:** vamos a considerar en esta fuente todas las quemas dentro de ellas (incendios forestales, quema agrícola, calderas que utilizan carbón, etc.).

2.3.8.3. Estructura de la atmósfera

La atmósfera de la Tierra se divide en distintas capas, como se muestra en la **figura 7**. Estas son la troposfera, la estratosfera, la mesosfera y la termosfera. Esta división se basa en el perfil de la temperatura vertical. La parte que divide dos capas de la atmósfera se llaman tropopausa, estratopausa, mesopausa y termopausa, respectivamente (Liou, 2002).

La troposfera se caracteriza por una disminución de la temperatura respecto a la altura. Todos los fenómenos meteorológicos (formación nubes, vientos y precipitación) se observan en esta capa que se extiende hasta unos 20 km también denominada la parte baja de la

atmósfera (Liou, 2002). En la estratosfera la temperatura aumenta. En esta capa se produce el ozono. En la mesosfera la temperatura empieza a disminuir con la altura esta se extiende desde 50 a 85 km. Por encima de esta altura extendiéndose a varios cientos de kilómetros se encuentra termosfera donde la temperatura se encuentra entre 500 a 2000 °K (Liou, 2002).

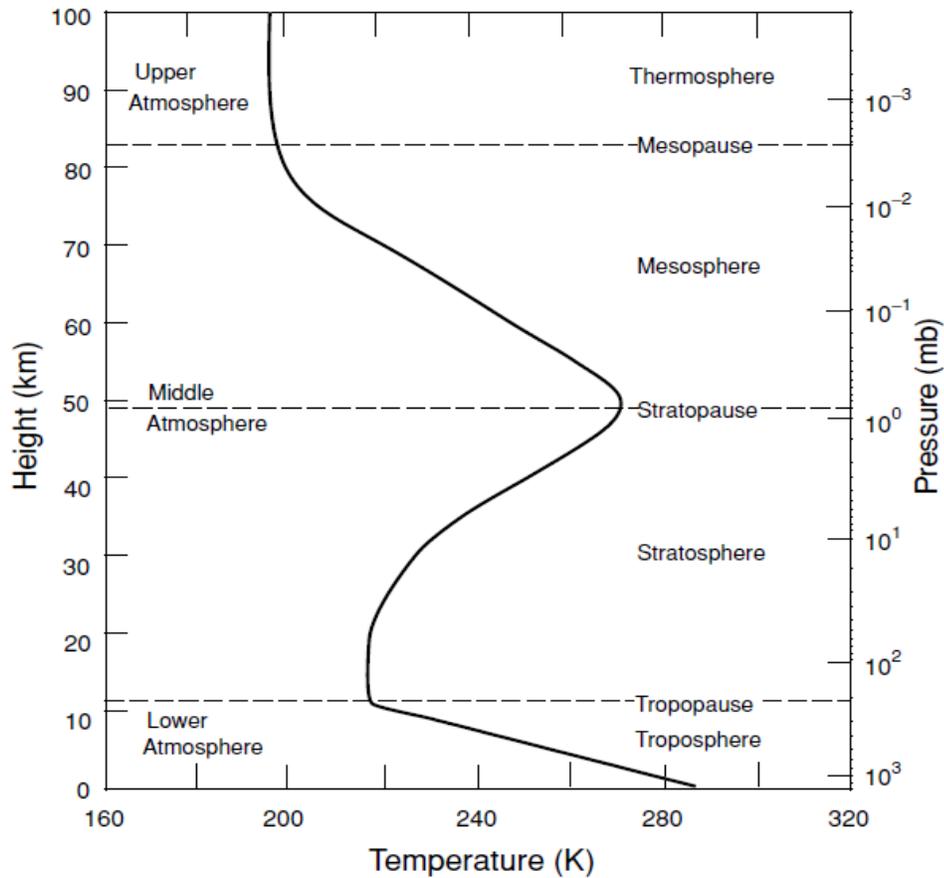


Figura 7. Perfil de temperatura vertical y estructura de la atmósfera.

Fuente: Liou, (2002).

2.3.8.4. Efectos del carbono negro

Los efectos del carbono negro van a ser múltiples, debido a sus propiedades físicas ya mencionadas anteriormente. A continuación, se presentan los efectos del carbono negro en los diferentes componentes del clima y la salud (**ver figura 9**).

Una forma de cuantificar la contribución de los GEI y los aerosoles al calentamiento global es mediante la estimación de su forzamiento radiativo (FR) de cada uno de ellos.

En el quinto informe del IPCC se muestran las estimaciones del FR de los GEI y los aerosoles (**ver figura 8**). En este informe se sostiene que el FR del CN es $0,65 \text{ W m}^{-2}$ con un nivel de confianza alto. Mientras, en el trabajo de Bond et al., (2013) estimaron que el FR del CN es $0,71 \text{ W m}^{-2}$ con un rango de incertidumbre del 90 %. Además, en esta última investigación se sostiene que el FR total del CN es $1,1 \text{ W m}^{-2}$ con el mismo rango de incertidumbre. Si se considera a este último como el valor del FR del CN entonces se estaría considerando al CN como el segundo componente más importante frente al calentamiento global.

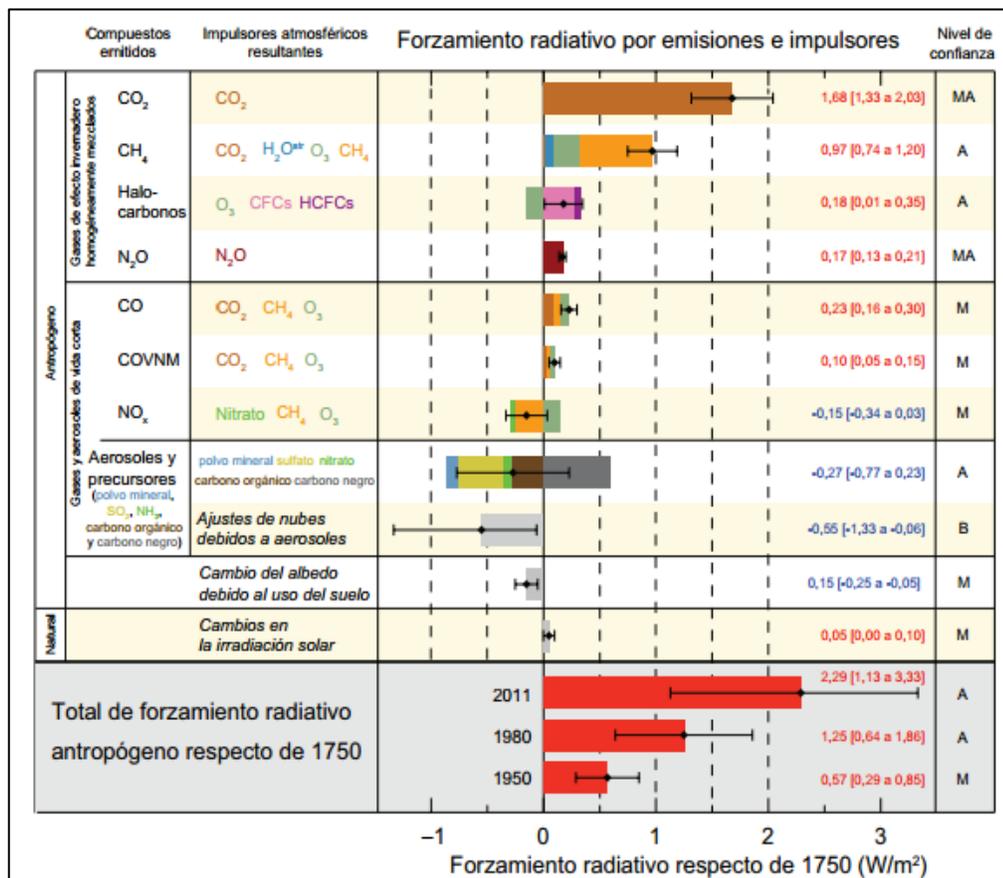


Figura 8. Estimación del forzamiento radiativo de los años 1950, 1980 y 2011.

Fuente: IPCC, (2013).

- **Efectos en las nubes**

El CN influye en las propiedades físicas y microfísicas de las nubes de hielo y de líquido a través de diversos procesos complejos. Estos al tener una gran distribución de tamaños probablemente van a ser núcleos de formación de las nubes. Las mejores estimaciones del efecto en el albedo de las nubes sugieren que su forzamiento radiativo va a ser positivo donde se producirá un calentamiento (Bond et al., 2013).

- **Efectos en la atmósfera**

Una forma de saber si algún compuesto presente en la atmósfera contribuye con el calentamiento global es estimando su FR. El CN al estar suspendido en la atmósfera produce un FR positivo, calienta la parte baja de la atmósfera contribuye con $0,71 \text{ W m}^{-2}$ según la estimación de Bond et al. (2013).

- **Efectos en la nieve y hielo**

La deposición del CN en la nieve y hielo produce un forzamiento radiativo positivo según la estimación de Bond et al., (2013) puede contribuir con $0,13 \text{ W m}^{-2}$, lo que significaría un calentamiento y posterior descongelamiento de los glaciares.

- **Efectos en la salud**

Al considerarse un compuesto fino $< 2,5 \mu\text{m}$ de diámetro aerodinámico, estos pueden ingresar al organismo sin dificultad, ocasionando serios efectos respiratorios luego de la inhalación a largo plazo, las partículas de CN pueden llegar a la región alveolar, llevando consigo especies químicas tóxicas depositadas sobre su superficie porosa (Janssen et al., 2012). También, estos tienden a acumularse en los organismos, la limitada evidencia de reacción en humanos y animal sugiere que los efectos pulmonares son significativos e irreversibles, estos pueden ocurrir con exposiciones a altas concentraciones por vía aérea ($10\text{-}100 \mu\text{g m}^{-3}$), según CCOHS (2006).

2.3.8.5. Distribución y transporte del carbono negro

Una vez emitido, el aerosol CN se somete a un transporte local, regional e intercontinental y se retira de la atmósfera a través de una deposición húmeda (es decir, en precipitación) y seca (es decir, colisión con una superficie) a la superficie de la Tierra, dando como resultado una vida corta en la atmósfera de un promedio de aproximadamente una semana (Bond et al., 2013) (ver figura 9).

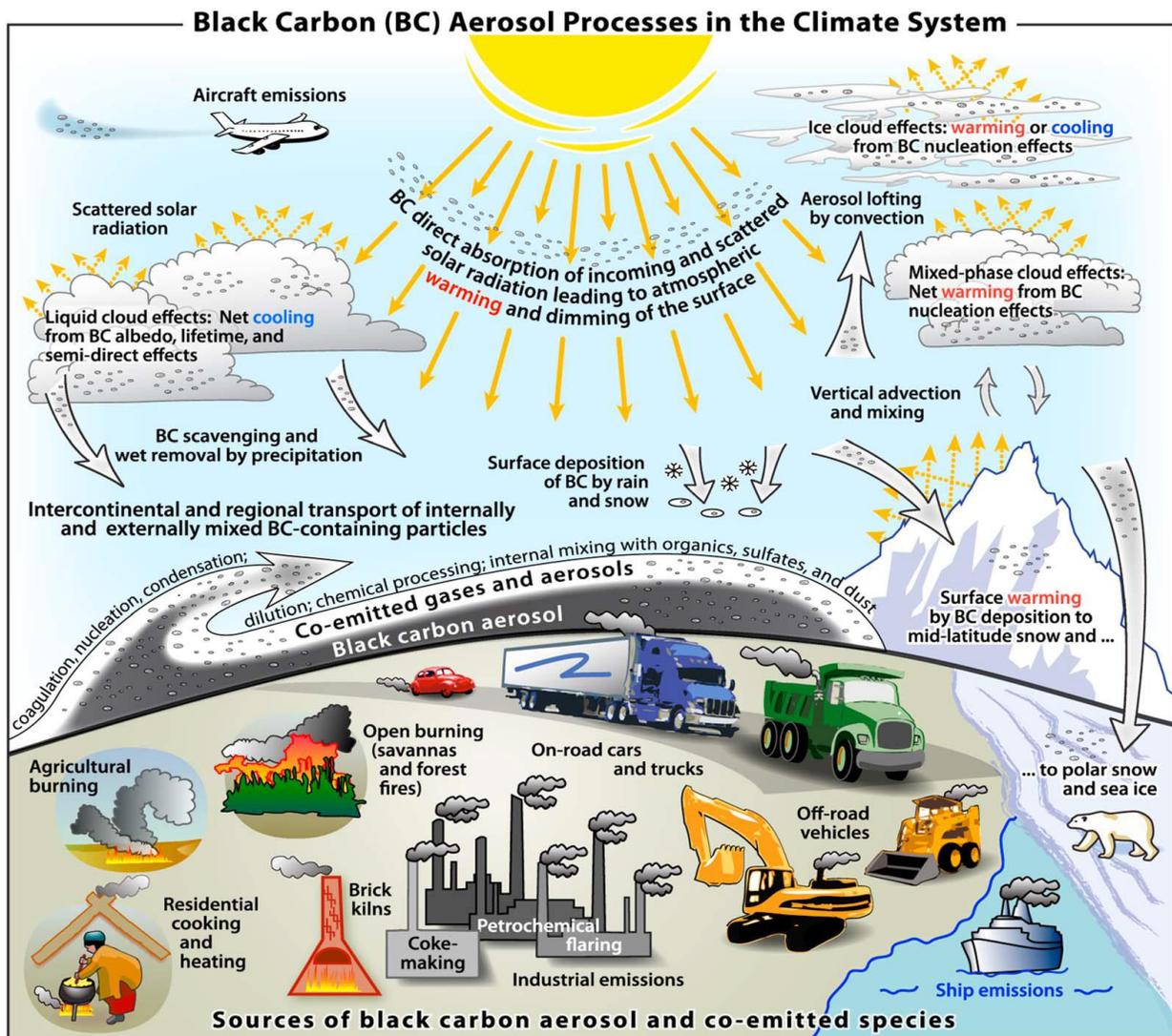


Figura 9. Resumen esquemático de las fuentes primarias de emisiones de carbono negro y de los procesos que controlan la distribución del carbono negro en la atmósfera.

Fuente: Bond et al., (2013).

El transporte del carbono negro, en general de los contaminantes atmosféricos a nivel local, regional e intercontinental están condicionados por las circulaciones de los vientos. A su vez los vientos están condicionados por muchos factores específicos de cada región (es decir, características geográficas, sistemas de baja y alta presión, etc.).

- **Vientos en montaña**

Como regla general los flujos de los vientos en montaña tienen dos direcciones (Whiteman, 2000) por el día los vientos circulan pendiente arriba del valle hacia las laderas, por las noches tiende a invertirse, los vientos descienden, para mejor detalle se presenta las figuras 10 y 11.

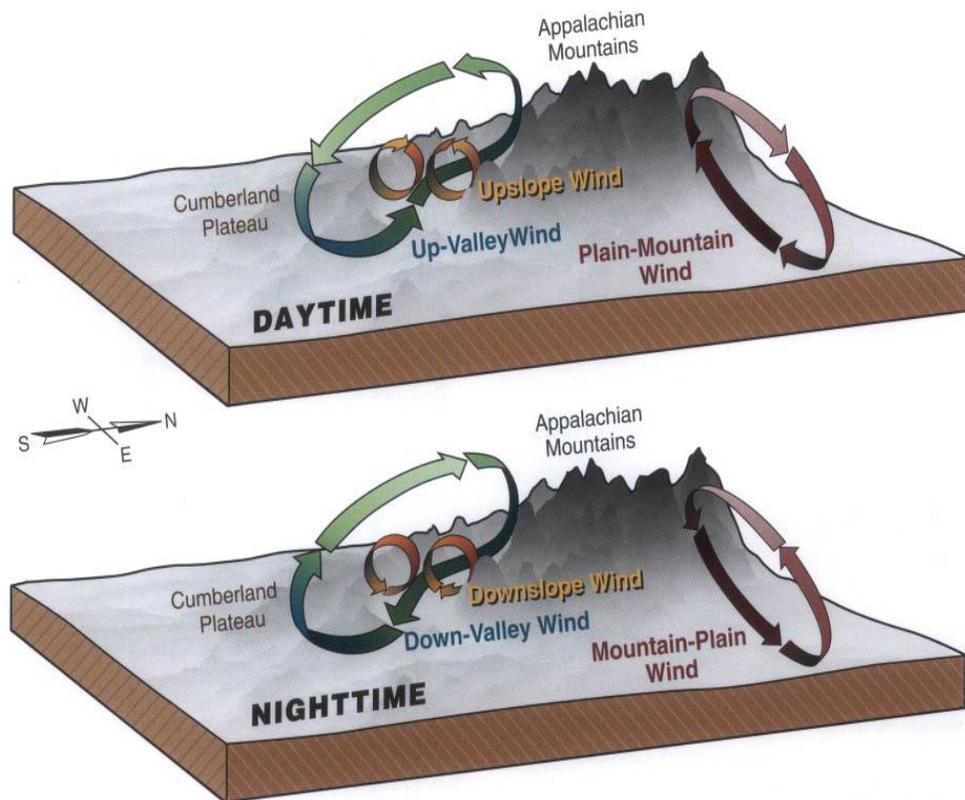


Figura 10. Cuando el viento interactúa con un sistema de montañas.

Fuente: Whiteman, (2000).

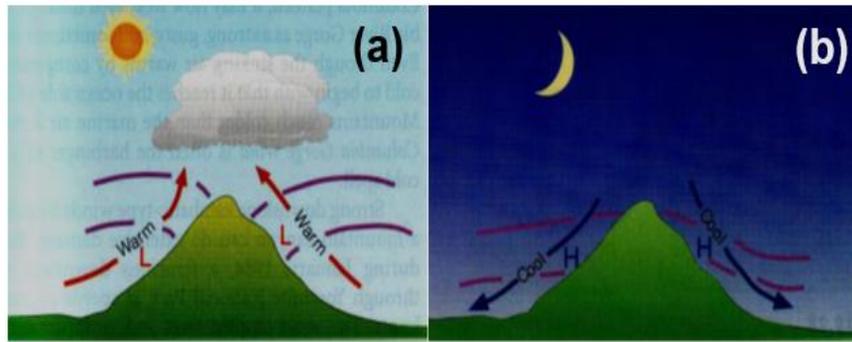


Figura 11. (a) brisa de valle, (b) brisa de montaña.

Fuente: Whiteman, (2000).

Durante el día, los rayos solares calientan las laderas de la montaña, y por ende el aire que está en contacto con ella también. El aire caliente asciende fácilmente, de esta manera a una misma altura el aire sobre la pendiente será más caliente que el aire sobre el valle, creando un gradiente térmico y una circulación del viento sobre la pendiente. Cuando hay suficiente humedad y viento sobre la pendiente, se pueden formar nubes tipo cúmulos sobre la montaña. La Brisa de valle tiene su máximo al inicio de la tarde, entonces se puede esperar nubosidad, lluvias y hasta tormentas (Whiteman, 2000).

Durante la noche, el aire fluye en sentido contrario. La pendiente de la montaña se enfría rápidamente, enfriando también el aire sobre ella. Cuanto más frío el aire, más denso es y por ende cae pendiente abajo y enfriando el valle. La caída se debe realmente a la gravedad de la tierra por ello a veces suelen llamarlo también viento de gravedad. Las brisas de valle y montaña se desarrollan mejor durante los días soleados y noches claras del verano, cuando el viento predominante es débil (Whiteman, 2000). Es lógico pensar que una parte de las partículas que se encuentren en el valle son transportadas por los vientos hacia las montañas.

2.3.9. Transferencia radiativa

Antes de abordar los modelos numéricos que utilizamos en este estudio primero hablaremos de las bases teóricas de la transferencia radiativa. Esta rama de la física describe la interacción entre la luz y la materia.

2.3.9.1. El espectro electromagnético

El proceso más importante responsable de la transferencia de energía en el sistema sol-atmosfera-tierra es la radiación electromagnética. La radiación electromagnética viaja en forma de onda, y todas las ondas electromagnéticas viajan a la misma velocidad, la velocidad de la luz. La luz visible, los rayos gamma, los rayos X, la luz ultravioleta, la radiación infrarroja, las microondas, las señales de televisión y las ondas de radio constituyen el espectro electromagnético (Liou, 2002).

Las ondas electromagnéticas se describen a menudo en términos de su longitud de onda en lugar de su frecuencia. La **figura 12** nos representa el espectro electromagnético.

La siguiente fórmula general relaciona la frecuencia ($\tilde{\nu}$) y la longitud de onda (λ):

$$\lambda = \frac{c}{\tilde{\nu}} \quad \text{ecuación 5.}$$

Donde c representa la velocidad de la luz en el vacío. Es común utilizar micrómetros (μm , $1 \mu\text{m} = 10^{-4} \text{ cm}$) para indicar las longitudes de onda de la radiación del sol. También se han utilizado frecuentemente otras unidades, conocidas como nanómetros (nm, $1 \text{ nm} = 10^{-7} \text{ cm} = 10^{-3} \mu\text{m}$).

	Name of region	Wavelength (μm)	Frequency (GHz)	Wavenumber (cm^{-1})
	Gamma rays	10^{-5}	3×10^{10}	10^9
	X rays	10^{-2}	3×10^7	10^6
	Ultraviolet	3×10^{-1}	10^6	0.33×10^5
Violet Purple Blue Green Yellow Orange Red	Visible			
0.4 μm 0.7 μm	Infrared	1	3×10^2	10^4
	Microwaves	10^3	10	
	Spacecraft	10^4 (1cm)	3×10^1	1
	Television & FM	10^6	3×10^{-1}	10^{-2}
	Shortwave	10^7	3×10^{-2}	10^{-3}
	AM Radio waves	10^8	3×10^{-3}	10^{-4}
		10^9	3×10^{-4}	10^{-5}

Figura 12. El espectro electromagnético en términos de su longitud de onda en μm , frecuencia en GHz y número de onda en cm^{-1} .

Fuente: Liou (2002).

2.3.9.2. Absorción y emisión de la radiación

Cuando la radiación interactúa con la materia, esta sufre los procesos de absorción y emisión.

Las leyes de radiación de cuerpo negro son básicas para la comprensión de los procesos de absorción y emisión. Un cuerpo negro es un material que absorbe y emite la misma cantidad de radiación,

alcanza un equilibrio termodinámico (Liou, 2002). A continuación, se menciona las leyes fundamentales del cuerpo negro:

- **Ley de Planck**

En su intento de explicar teóricamente la radiación en una cavidad, Planck (1901) asumió que los átomos que componen una pared se comportan como pequeños osciladores electromagnéticos.

En su análisis, Planck realizó dos suposiciones sobre los osciladores atómicos. Primero, Planck postuló que un oscilador sólo puede tener energía dada por la siguiente expresión:

$$E = nh\tilde{\nu} \qquad \text{ecuación 6.}$$

Donde $\tilde{\nu}$ es la frecuencia del oscilador, h es la constante de Planck, y n se llama el número cuántico y puede tomar solamente valores integrales. **La ecuación 6** afirma que la energía del oscilador está cuantizada.

En segundo lugar, Planck postuló que los osciladores no irradian energía continuamente, sino sólo en saltos o en paquetes de cuantos. Estos cuantos de energía se emiten cuando un oscilador cambia de uno a otro de sus estados de energía cuantificados. Por lo tanto, si el número cuántico cambia en una unidad, la cantidad de energía radiada es dada por la siguiente expresión:

$$\Delta E = \Delta nh\tilde{\nu} = h\tilde{\nu} \qquad \text{ecuación 7.}$$

La determinación de la energía emitida requiere conocer el número total de osciladores con frecuencia $\tilde{\nu}$ para todos los estados posibles de acuerdo con la estadística de Boltzmann. Después de las dos postulaciones precedentes y normalización de la energía media emitida por oscilador, En unidades de energía/área/tiempo/estereorradianes/frecuencia está dada por la siguiente expresión:

$$B_{\tilde{\nu}}(T) = \frac{2h\tilde{\nu}^3}{c^2(e^{h\tilde{\nu}/KT}-1)} \quad \text{ecuación 8.}$$

Donde K es constante de Boltzmann, c es la velocidad de la luz, T es la temperatura absoluta. Las constantes de Planck y Boltzmann se han determinado a través de la experimentación y son $h = 6,26 \times 10^{-34} J \text{ seg}$ y $K = 1,3806 \times 10^{-34} J \text{ deg}^{-1}$.

La función de Planck relaciona la intensidad monocromática emitida con la frecuencia y la temperatura de la sustancia emisora. Utilizando la relación entre frecuencia y longitud de onda la función de Planck se puede reescribir de la siguiente manera:

$$B_{\tilde{\nu}}(T) = \frac{2hc^3}{\lambda^5(e^{hc/K\lambda T}-1)} = \frac{C_1\lambda^{-5}}{\pi(e^{C_2/\lambda T}-1)} \quad \text{ecuación 9.}$$

Donde $C_1 = 2\pi hc^2$ y $C_2 = hc/K$ se conocen como la primera y segunda constantes de radiación, respectivamente.

- **Ley de Stefan–Boltzmann**

La intensidad radiante total de un cuerpo negro puede derivarse integrando la función de Planck en todo el dominio de la longitud de onda de 0 a ∞ . Por lo tanto:

$$B(T) = \int_0^{\infty} B_{\tilde{\nu}}(T) d\lambda = \int_0^{\infty} \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{(e^{hc/K\lambda T}-1)} d\lambda \quad \text{ecuación 10.}$$

Al introducir una nueva variable $x = hc/k\lambda T$, la **ecuación 10** se convierte en:

$$B(T) = \frac{2K^4T^4}{h^3c^2} \int_0^{\infty} \frac{x^3 dx}{(e^x-1)} \quad \text{ecuación 11.}$$

Resolviendo el termino integral de la **ecuación 11** nos queda $\pi^4/15$. Definiendo:

$$b = 2\pi^4K^4/15c^2h^3 \quad \text{ecuación 12.}$$

Entonces la función de Planck:

$$B(T) = bT^4 \quad \text{ecuación 13.}$$

Dado que la radiación del cuerpo negro es isotrópica, la densidad de flujo emitida por un cuerpo negro es, por tanto:

$$F = \pi B(T) = \sigma T^4 \quad \text{ecuación 14.}$$

Donde σ es la constante de Stefan-Boltzmann y es igual a $5,67 \times 10^{-8} J m^{-2} seg^{-1} deg^{-4}$. La **ecuación 14** indica que la densidad de flujo emitida por un cuerpo negro es proporcional a la cuarta potencia de la temperatura absoluta. Esta es la ley Stefan-Boltzmann, fundamental para el análisis de la transferencia radiativa infrarroja de banda ancha.

- **Ley de desplazamiento de Wien**

Wien establece que la longitud de onda de la intensidad máxima de la radiación del cuerpo negro es inversamente proporcional a la temperatura. Diferenciando la función de Planck con respecto a la longitud de onda, y poniendo el resultado igual a cero, entonces:

$$\frac{\partial B_{\lambda}(T)}{\partial \lambda} = 0 \quad \text{ecuación 15.}$$

Resolviendo la ecuación parcial de Wien:

$$B(\lambda, T) = \frac{C_1}{\lambda^5 \cdot \left(e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1 \right)} \quad \text{ecuación 16.}$$

Donde las constantes valen en el sistema internacional $C_1 = 3,742 \times 10^{-16} W m^2$ y $C_2 = 1,4385 \times 10^4 \mu m K$.

- **Ley Kirchhoff**

Las tres leyes fundamentales anteriores se refieren a la intensidad radiante emitida por un cuerpo negro, que depende de la longitud de onda que emite y de la temperatura del medio. Un medio puede absorber radiación de una longitud de onda particular, y al mismo tiempo también emite radiación de la misma longitud de onda. La velocidad a la que se produce la emisión es función de la temperatura y de la longitud de onda. Esta es la propiedad fundamental de un medio bajo la condición de equilibrio termodinámico. La declaración

física sobre la absorción y la emisión fue propuesta por primera vez por Kirchhoff (1860).

Dado que el cuerpo negro absorbe la máxima radiación posible, tiene que emitir esa misma cantidad de radiación. Si emitiera más, el equilibrio no sería posible, y esto violaría la segunda ley de la termodinámica. La radiación dentro del sistema se denomina radiación de cuerpo negro como se ha indicado anteriormente, y la cantidad de intensidad radiante es una función de la temperatura y la longitud de onda.

Sobre la base de la discusión anterior, la emisividad de una longitud de onda dada, ε_λ (definida como la relación de la intensidad de emisión a la función de Planck), de un medio es igual a la absorbidad, A_λ (definida como la relación de la intensidad absorbida a la función de Planck), de ese medio bajo equilibrio termodinámico. Por lo tanto, podemos escribir:

$$\varepsilon_\lambda = A_\lambda \quad \text{ecuación 17.}$$

Un medio con una absorbidad A_λ absorbe sólo A_λ veces la intensidad radiante del cuerpo negro $B_\lambda(T)$ y por lo tanto emite ε_λ veces la intensidad radiante del cuerpo negro. Para un cuerpo negro, la absorción es un máximo y así es la emisión. Para un cuerpo negro, la absorción es un máximo y así es la emisión. Así, tenemos

$$A_\lambda = \varepsilon_\lambda = 1 \quad \text{ecuación 18.}$$

2.3.9.3. Ecuación general de transferencia radiativa

El haz de radiación que atraviesa un medio se debilitará por su interacción con la materia (Liou, 2002). Si la intensidad de radiación I_λ se convierte en $I_\lambda + dI_\lambda$ después de recorrer un grosor ds en la dirección de su propagación (ver **figura 13**), entonces:

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds \quad \text{ecuación 19.}$$

Donde ρ es la densidad del material, y k_λ denota la sección transversal de extinción en masa (en unidades de área por masa) para la radiación de longitud de onda λ . Por lo tanto, la reducción de intensidad se debe a la absorción por el material, así como a la dispersión por el material.

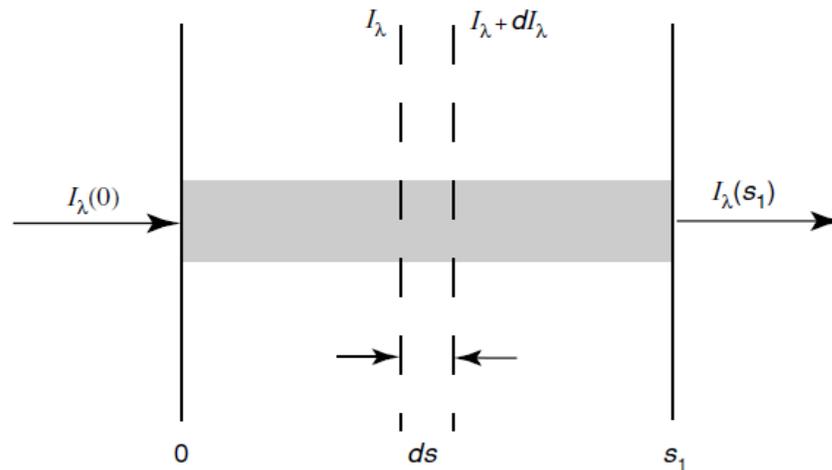


Figura 13. Depleción de la intensidad radiante al atravesar un medio de extinción.

Fuente: Liou (2002).

Por otro lado, la intensidad de la radiación puede ser reforzada por la emisión del material más dispersión múltiple de todas las otras direcciones en el haz bajo consideración a la misma longitud de onda (Liou, 2002). Definimos el coeficiente de función fuente j_λ tal que el aumento de intensidad debido a emisión y dispersión múltiple está dado por:

$$dI_\lambda = j_\lambda \rho ds \quad \text{ecuación 20.}$$

Donde el coeficiente de función fuente j_λ tiene el mismo significado físico que la sección transversal de extinción en masa. Al combinar las ecuaciones 19 y 20, obtenemos

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds + j_\lambda \rho ds \quad \text{ecuación 21.}$$

Además, es conveniente definir la función fuente J_λ tal que:

$$J_\lambda = j_\lambda/k_\lambda$$

De esta manera, la función fuente tiene unidades de intensidad radiante. Se deduce que la ecuación 21 puede ser escrito de la siguiente manera:

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda \quad \text{ecuación 22.}$$

Esta es la ecuación general de transferencia radiativa sin ningún sistema de coordenadas impuesto, lo cual es fundamental para la discusión de cualquier proceso de transferencia radiativa (Liou, 2002).

2.3.9.4. Dispersión múltiple y absorción en la atmósfera

Anteriormente señalamos que la dispersión suele estar acoplada a la absorción. A continuación, se formula la ecuación fundamental que rige la transferencia de radiación solar en una atmósfera plano-paralela (Liou, 2002). El término difuso se asocia con múltiples procesos de dispersión y se diferencia de la radiación solar directa. Con referencia a la **figura 14**, considerando un espesor ΔZ y el cambio diferencial de intensidad difusa emergente debajo de la capa se debe a los siguientes procesos según Liou, (2002): (1) reducción desde la atenuación de extinción; (2) aumentan a partir de la dispersión única del flujo solar directo no dispersado desde la dirección $(-\mu_0, \phi_0)$ a (μ, ϕ) ; (3) aumentan a partir de la dispersión múltiple de la intensidad difusa de las direcciones (μ', ϕ') a (μ, ϕ) ; y (4) aumentan desde la emisión dentro de la capa en la dirección (μ, ϕ) . Si consideramos un pequeño volumen que contenga un espectro de moléculas y/o partículas y denote los coeficientes de extinción, dispersión y absorción (en unidades de longitud) como β_e , β_s y β_a respectivamente, definidos por

$$\beta_{e,s,a} = \int_{\Delta Z} \sigma_{e,s,a}(z)n(z)dz/d\Delta \quad \text{ecuación 23.}$$

Donde el símbolo σ denota la sección transversal y n es la densidad numérica. Además, la función de fase correspondiente a un volumen de partículas es P . Así, $P(\mu, \phi; \mu', \phi')$ denota la redirección de la intensidad entrante definida por (μ', ϕ') . Observe también que la longitud diferencial $\Delta S = \Delta Z/\mu$. Sobre la base de las definiciones anteriores, Liou, (2002) plantea la siguiente ecuación (descuidando el índice de longitud de onda)

$$\begin{aligned} \frac{\Delta I(Z; \mu, \phi)}{\Delta Z/\mu} = & -\beta_e I(Z; \mu, \phi) + \beta_s F_{\odot} e^{-\frac{\tau}{\mu}} \cdot P(\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0)/4\pi + \\ & \beta_s \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 I(Z; \mu', \phi') \cdot P(\mu, \phi; \mu', \phi')/4\pi d\mu' d\phi' + \\ & \beta_a B[T(Z)] \end{aligned} \quad \text{ecuación 24.}$$

Podemos definir al espesor óptico como

$$\tau = \int_Z^{\infty} \beta_e dZ' \quad \text{ecuación 25.}$$

Utilizando esta definición del espesor óptico, la **ecuación 22** se puede describir en coordenadas polares como:

$$\mu \frac{dI(\tau; \mu, \phi)}{d\tau} = I(\tau; \mu, \phi) - J(\tau; \mu, \phi) \quad \text{ecuación 26.}$$

Donde la función fuente está dada por:

$$\begin{aligned} J(\tau; \mu, \phi) = & \frac{\varpi}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 I(\tau; \mu', \phi') P(\mu, \phi; \mu', \phi') d\mu' d\phi' + \\ & \frac{\varpi}{4\pi} F_{\odot} P(\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) e^{-\frac{\tau}{\mu_0}} + (1 - \varpi) B[T(\tau)] \end{aligned}$$

ecuación 27.

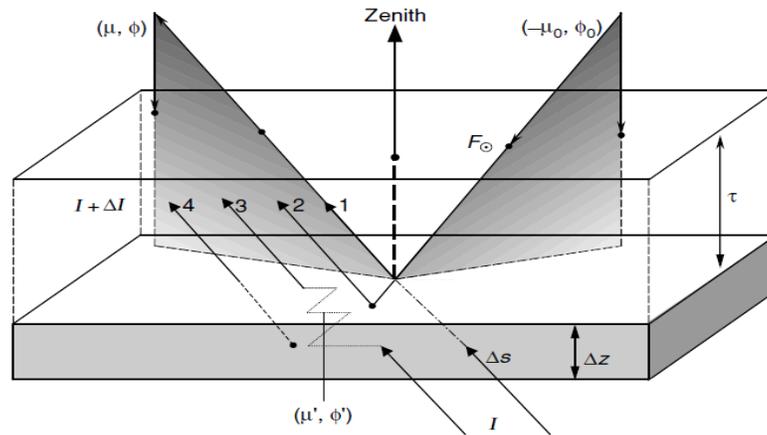


Figura 14. Transferencia de la intensidad solar difusa desde abajo en capas plano-paralelas.

Fuente: Liou (2002).

2.3.9.5. Aproximación de dos corrientes

- **Solución de las ecuaciones dos corrientes asumiendo una capa homogénea**

Cuando una ecuación diferencial es difícil de resolver por el método analítico entonces es conveniente resolverlo por métodos numéricos. En esta sección describiremos la aproximación de dos corrientes planteado por Toon et al., (1989) para resolver la ecuación de transferencia radiativa para una atmosfera plano-paralelo.

La solución de dos corrientes consiste en aproximar $I(\tau, \mu)$ para que esté relacionado con el flujo (F). Meador y Weaver (1980) demostraron que todas las expresiones de dos corrientes pueden escribirse de la siguiente manera:

$$\frac{\partial F_n^+}{\partial \tau_n} = \gamma_{1n} F_n^+ - \gamma_{2n} F_n^- - S_n^+ \quad \text{ecuación 28.}$$

$$\frac{\partial F_n^-}{\partial \tau_n} = \gamma_{2n} F_n^+ - \gamma_{1n} F_n^- - S_n^+ \quad \text{ecuación 29.}$$

Aquí, γ_1 y γ_2 son coeficientes que dependen de forma particular de la ecuación de dos corrientes. La **Tabla 1** presenta los valores de γ_1 y γ_2

para algunas aproximaciones comunes de dos corrientes. n es el número de la capa.

Para el haz solar,

$$S^+ = \gamma_3 \pi F_s \omega_0 e^{\left[-\frac{\tau_c + \tau}{\mu_0}\right]} \quad \text{ecuación 30.}$$

$$S^- = \gamma_4 \pi F_s \omega_0 e^{\left[-\frac{\tau_c + \tau}{\mu_0}\right]} \quad \text{ecuación 31.}$$

Donde γ_3 e γ_4 son coeficientes que dependen de las ecuaciones de dos corrientes utilizadas (Meador y Weaver, 1980). Algunos ejemplos se dan en la **Tabla 1**. Cuando se usan múltiples capas, τ_c es la profundidad óptica acumulativa de las capas n .

Tabla 1. Resumen de los coeficientes para la aproximación dos corrientes.

Fuente: Toon et al., (1989).

Método	γ_1	γ_2	γ_3 †	μ_1
Eddington	$[7 - \varpi_0(4 + 3g)]/4$	$-[1 - \varpi_0(4 - 3g)]/4$	$(2 - 3g\mu_0)/4$	$\frac{1}{2}$
Quadrature	$(3)^{1/2}[2 - \varpi_0(1 + g)]/2$	$\varpi_0(3)^{1/2}(1 - g)/2$	$[1 - (3)^{1/2}g\mu_0]/2$	$1/(3)^{1/2}$
Hemispheric mean	$2 - \varpi_0(1 + g)$	$\varpi_0(1 - g)$...	$\frac{1}{2}$

$$\dagger \gamma_4 = 1 - \gamma_3$$

ϖ_0 y g son propiedades ópticas del material como: albedo de dispersión simple y parámetro de asimetría, respectivamente.

La mayoría de las aplicaciones de las ecuaciones de dos corrientes buscan el flujo neto o la intensidad media. El flujo difuso neto se define como:

$$F_{net} = \int I_\mu d\Omega = F^+ - F^- \quad \text{ecuación 32.}$$

Donde Ω es el ángulo sólido μ es el coseno del ángulo cenital medido a partir de la normal de la superficie. La intensidad difusa media viene dada por:

$$J = \frac{1}{4\pi} \int I d\Omega = (F^+ + F^-)/4\pi\mu_1 \quad \text{ecuación 33.}$$

Aproximar la dependencia angular de la intensidad para que esta integral pueda ser calculada. El examen de las expresiones de Meador y Weaver, (1980) para las intensidades medias en las técnicas de Eddington, en cuadratura y hemisféricas rinde:

$$\mu_1 = (1 - \omega_0)/(\gamma_1 - \gamma_2) \quad \text{ecuación 34.}$$

El parámetro μ_1 es una constante tal como $\frac{1}{2}$ o $(3)^{-1/2}$, en lugar de una propiedad dependiente de la frecuencia. La ecuación 34 no es lo suficientemente general como para aplicarse a todas las expresiones examinadas por Meador y Weaver, (1980).

La solución general a las ecuaciones de dos corrientes 28 y 29 puede demostrarse que es:

$$F_n^+(\tau) = k_{1n}e^{(\lambda_n\tau)} + \Gamma_n k_{2n}e^{(-\lambda_n\tau)} + C_n^+(\tau) \quad \text{ecuación 35.}$$

$$F_n^-(\tau) = \Gamma_n k_{1n}e^{(\lambda_n\tau)} + k_{2n}e^{(-\lambda_n\tau)} + C_n^-(\lambda) \quad \text{ecuación 36.}$$

Estas expresiones, que de nuevo tienen un índice de capas n , se aplican a todos los casos excepto aquellos en los que ω_0 es exactamente la unidad. En este caso, la parte homogénea de las soluciones se reduce a funciones lineal de τ . Puede ser mostrado como una aproximación, entonces las ecuaciones 35 y 36, cuando se acopla con las condiciones de contorno, se aproximan a estas soluciones lineales.

Los términos k_1 y k_2 en 35 y 36 están determinados por condiciones de contorno, mientras que λ y Γ dependen de la forma de la ecuación de dos corrientes utilizada.

$$\lambda = (\gamma_1^2 - \gamma_2^2)^{1/2} \quad \text{ecuación 37.}$$

$$\Gamma = \frac{\gamma_2}{(\gamma_1 + \gamma)} = \frac{(\gamma_1 - \gamma)}{\gamma_2} \quad \text{ecuación 38.}$$

Para la radiación solar,

$$C^+(\tau) = \frac{\omega_0 \pi F_s e^{[-(\tau_c + \tau)/\mu_0]} \left[\left(\gamma_1 - \frac{1}{\mu_0} \right) \gamma_3 + \gamma_4 \gamma_2 \right]}{(\lambda^2 - \frac{1}{\mu_0^2})} \quad \text{ecuación 39.}$$

$$C^-(\tau) = \frac{\omega_0 \pi F_s e^{[-(\tau_c + \tau)/\mu_0]} \left[\left(\gamma_1 + \frac{1}{\mu_0} \right) \gamma_4 - \gamma_2 \gamma_3 \right]}{\left(\lambda^2 - \frac{1}{\mu_0^2} \right)} \quad \text{ecuación 40.}$$

Los términos γ_3 y γ_4 dependen de la ecuación de dos corrientes usada en la **Tabla 1**. Las funciones C^+ y C^- son indeterminadas si λ es igual a $\frac{1}{\mu_0}$.

En la práctica, si ocurre la igualdad, este problema se puede eliminar simplemente eligiendo un valor ligeramente diferente μ_0 . Las funciones C^+ y C^- dependen de la profundidad óptica acumulada τ_c , que es la profundidad óptica de las capas sobre la capa n .

Las funciones C para longitudes de onda infrarrojas sólo se pueden determinar si se conoce la dependencia de profundidad óptica de la función Planck. Toon et al., (1989) asume que la función de Planck puede ser representada por el primer término de una expansión de la serie de Taylor de modo que:

$$B_n(\tau) = B_{0n} + B_{1n}\tau \quad \text{ecuación 41.}$$

Donde B_{0n} es la función de Planck evaluada a la temperatura de la parte superior de la capa n , y B_{1n} está relacionada con la función de Planck evaluada a la temperatura (T_{btmn}) del fondo de la capa n como:

$$B_{1n} = [B(T_{btmn}) - B_{0n}]/\tau_n \quad \text{ecuación 42.}$$

Wiscombe, (1976) ha examinado la exactitud de esta aproximación para la función de Planck. Encontró que los errores son una función de la temperatura, el gradiente de temperatura a través de la capa y de la longitud de onda.

Usando esta aproximación de la función de Planck,

$$C_n^+(\tau) = 2\pi\mu_1 \{ B_{0n} + B_{1n}[\tau + 1/(\gamma_{1n} + \gamma_{2n})] \} \quad \text{ecuación 43.}$$

$$C_n^-(\tau) = 2\pi\mu_1 \{ B_{0n} + B_{1n}[\tau - 1/(\gamma_{1n} + \gamma_{2n})] \} \quad \text{ecuación 44.}$$

Otras expresiones para C^+ y C^- se derivan fácilmente para diferentes relaciones funcionales entre B y τ . Obsérvese que en el infrarrojo los valores de C dependen sólo de τ para la capa n . Ahora Toon et al., (1989) han introducido tres tipos diferentes de profundidades ópticas. El espesor óptico en cualquier punto dentro de una capa, τ , el espesor óptico total de

la capa n-ésima, τ_n , y el espesor óptico acumulado por encima de capas n , τ_c . Por supuesto, $0 < \tau < \tau_n$.

Aunque se han sugerido muchas aproximaciones de dos corrientes, en el trabajo de Toon et al., (1989) solo se concentran en tres como se definen en la Tabla 1. Los esquemas de Eddington y Quadrature desarrollados por Shettle y Weinman, (1970) y Liou (1974), respectivamente, han demostrado ser razonablemente precisos en longitudes de onda solares para una amplia variedad de condiciones, especialmente cuando los escalados " δ " de Joseph et al. (1976) se utilizan para reemplazar ω_0 , g y τ , donde g es el factor de asimetría. Se muestra a continuación, sin embargo, que estos dos esquemas tienen propiedades indeseables cuando se usan con fuentes isotrópicas internas tal como la Planck y la aproximación Hemispheric mean es preferible para ese caso.

Uno de los límites más importantes a las longitudes de onda solares es que cuando ω_0 es igual a la unidad, el flujo neto debe ser conservado para que no se absorba energía en la atmósfera. Usando las ecuaciones 28 y 29 para la derivada del flujo difusivo y añadiendo la derivada del flujo directo, se encuentra:

$$0 = \frac{\partial F_{net}}{\partial \tau} = (\gamma_1 - \gamma_2)F^+ + (\gamma_1 - \gamma_2)F^- - (S^+ + S^-) + \pi F_s e^{(-\frac{\tau}{\mu_0})}$$

ecuación 45.

A partir de la Tabla 1 se puede ver que cuando $\omega_0 = 1$, entonces $\gamma_1 = \gamma_2$ y $S^+ + S^- = \pi F_s e^{(-\frac{\tau}{\mu_0})}$, por lo que este límite se satisface para todas las ecuaciones dos corrientes. Aunque las soluciones a las ecuaciones de dos corrientes 39 y 40 tienen el comportamiento apropiado cuando ω_0 se aproxima a la unidad después de que se aplican las condiciones de contorno, es numéricamente difícil obtener las soluciones correctas cuando ω_0 es precisamente la unidad. Siguiendo a Wiscombe (1977), se encuentra que si $1 - \omega_0 = \varepsilon$, donde $\varepsilon = 10^{-\varepsilon_0}$, ε_0 es el dígito más pequeño retenido por el ordenador que se utiliza, entonces las expresiones 39 y 40 producen flujos que no difieren significativamente de los esperados.

Otro límite significativo en longitudes de onda solares es que cuando $\omega_0 = 0$, el flujo solar debe calcularse exactamente. Cuando no existe una superficie reflectante, este límite se satisface para todas las soluciones de dos corrientes porque el campo de radiación difusa desaparece dejando sólo el término de radiación solar directa exacta. Sin embargo, cuando una superficie reflectante está presente, ninguna de las soluciones de dos corrientes puede calcular el flujo ascendente correctamente porque para superficies reflectantes isotrópicas, por ejemplo, implica una integral exponencial. El esquema de Eddington altera la radiación directa hacia abajo de modo que su solución ya no es exacta.

En las longitudes de onda infrarrojas, cuando $\omega_0 = 1$, no se emiten emisiones y las soluciones vuelven a soluciones de dispersión que satisfacen la ecuación 45 como para el caso solar. Sin embargo, cuando $\omega_0 = 0$, los resultados de dos corrientes no se comportan bien. Cuando $\omega_0 = 0$, Γ en las ecuaciones 39 y 40 se convierte en cero para los esquemas de Quadrature y Hemispheric mean. Para una capa semi-infinita, isotérmica sin reflectante, $F^- + F^+ = C^-(\tau) + C^+(\tau) = 4\pi\mu_1 B_0$. Hecho que se corrige correctamente si $\mu_1 = 0.5$ como es el caso para el esquema de la Hemispheric mean, pero no para el esquema de Quadrature. Para la técnica de Eddington, Γ no se convierte en cero y se encuentra $F^- = \pi B_0(1 - \Gamma)$. Por lo tanto, la técnica de Eddington no produce emisividad unitaria en este límite. De hecho, la técnica de Eddington puede producir emisividad mayor que la unidad incluso para el caso en que ω_0 no es igual a cero.

La dificultad con Quadrature y los esquemas de Eddington en el límite cuando $\omega_0 = 0$ en longitudes de onda infrarrojas puede ser rastreada hasta la isotropía de la función de Planck. El flujo correspondiente a una intensidad isotrópica no está relacionado numéricamente con la intensidad de la manera asumida por Quadrature o los esquemas de Eddington que conduce a errores sistemáticos. La técnica del Hemispheric mean es preferible en longitudes de onda infrarrojas, ya que asume la relación

correcta entre el flujo y la intensidad y produce la emisividad apropiada en el límite $\omega_0 = 0$ para una atmósfera semi-infinita.

- **Solución de las ecuaciones de dos corrientes asumiendo múltiples capas in-homogéneas**

Las ecuaciones 39 y 40 para una sola capa homogénea se pueden extender a una atmósfera in-homogénea dividiendo la atmósfera en una serie de capas homogéneas. La aplicación de condiciones de contorno produce una matriz que puede ser invertida para encontrar los flujos a través de la atmósfera. Shettle y Weinman (1970) y Wiscombe (1977) invirtieron directamente las matrices. Toon et al., (1989) prefirieron reorganizar las ecuaciones para que formen una matriz tridiagonal y luego utilizar la técnica tridiagonal estándar para resolver las ecuaciones. Las soluciones tridiagonales son computacionalmente más rápidas y numéricamente más estables que otras técnicas de inversión de la matriz.

Un problema sutil en la resolución 39 y 40 ocurre cuando $\omega_0 = 0$ si la superficie no está reflejando o la profundidad óptica es grande. En ese caso, para muchos métodos dos corrientes, $\Gamma = 0$, de manera que F^+ y F^- se descomponen. Entonces pueden ocurrir dificultades numéricas en la inversión de la matriz. Otra dificultad con 39 y 40 es que contienen términos que crecen exponencialmente con τ . Stamnes et al. (1988) demostraron que las exponenciales positivas podrían eliminarse eliminándolas de las ecuaciones. Por lo tanto, Toon et al., (1989) redefinieron a los coeficientes tales que:

$$Y_{1n} = [k_{1n} \exp(\lambda_n \tau_n) + k_{2n}]/2 \quad \text{ecuación 46.}$$

$$Y_{2n} = [k_{1n} \exp(\lambda_n \tau_n) + k_{2n}]/2 \quad \text{ecuación 47.}$$

Entonces

$$F_n^+(\tau) = Y_{1n}\{\exp[-\lambda_n(\tau_n - \tau)] - \Gamma_n \exp(-\lambda_n \tau)\} + Y_{2n}\{\exp[-\lambda_n(\tau_n - \tau)] - \Gamma_n \exp(-\lambda_n \tau)\} + C_n^+(\tau) \quad \text{ecuación 48.}$$

$$F_n^-(\tau) = Y_{1n}\{\Gamma_n \exp[-\lambda_n(\tau_n - \tau)] + \exp(-\lambda_n \tau)\} + Y_{2n}\{\Gamma_n \exp[-\lambda_n(\tau_n - \tau)] + \exp(-\lambda_n \tau)\} + C_n^-(\tau) \quad \text{ecuación 49.}$$

En estas expresiones, las exponenciales sólo contienen argumentos negativos.

Las condiciones límite son

$$F_1^-(0) = F_0^-(0) \quad \text{ecuación 50.}$$

$$F_N^+(\tau_N) = R_{sfc} F_N^-(\tau_N) + S_{sfc} \quad \text{ecuación 51.}$$

$$F_N^+(\tau = \tau_n) = F_{n+1}^+(\tau = 0) \quad \text{ecuación 52.}$$

$$F_N^-(\tau = \tau_n) = F_{n+1}^-(\tau = 0) \quad \text{ecuación 53.}$$

La primera condición de contorno indica que el flujo difuso hacia abajo en la parte superior de la atmósfera es igual a cualquier flujo difuso que pueda ser incidente. Por lo general, no hay flujo incidente difuso. La segunda condición de contorno indica que el flujo hacia arriba en la superficie (capa N) es la suma del flujo difuso hacia abajo reflejado, donde R_{sfc} es la reflectividad, y cualquier energía de otras fuentes, S_{sfc} . A longitudes de onda solares:

$$S_{sfc} = R_{sfc} \mu_0 \exp\left(-\frac{\tau_c}{\mu_0}\right) / \pi F_s \quad \text{ecuación 54.}$$

Mientras que en longitudes de onda infrarrojas

$$S_{sfc} = \varepsilon \pi B(T_{grnd}) \quad \text{ecuación 55.}$$

Donde ε es la emisividad de la superficie. Las condiciones de contorno restantes expresan la continuidad de los flujos hacia arriba y hacia abajo en los límites internos.

Combinando las ecuaciones 50–53 produce un nuevo conjunto de $2N$ ecuaciones que componen una matriz tridiagonal de la forma:

$$A_l Y_{l-1} + B_l Y_l + D_l Y_{l+1} = E_l \quad \text{ecuación 56.}$$

$$Y_l = Y_{ln} \quad l = 2n - 1 = \text{odd}$$

$$Y_l = Y_{2n} \quad l = 2n = \text{even} \quad \text{ecuación 57.}$$

Los coeficientes para $\text{odd } l = 1 \text{ up a } 2N - 1$ son:

$$A_1 = 0 \quad B_1 = e_{11} \quad D_1 = -e_{21}$$

$$E_1 = F_0^-(0) - C_1^-(0)$$

$$A_l = e_{2n}e_{3n} - e_{4n}e_{1n}$$

$$B_l = e_{1n}e_{1n+1} - e_{3n}e_{3n+1}$$

ecuación 58.

$$D_l = e_{3n}e_{4n+1} - e_{1n}e_{2n+1}$$

$$E_l = e_{3n}[C_{n+1}^+(0) - C_n^+(\tau_n)] + e_{1n}[C_n^-(\tau_n) - C_{n+1}^-(0)]$$

Los coeficientes para *even* $l = 2$ up a $2N - 2$ son:

$$A_l = e_{2n+1}e_{1n} - e_{3n}e_{4n+1}$$

$$B_l = e_{2n}e_{2n+1} - e_{4n}e_{4n+1}$$

$$D_l = e_{1n+1}e_{4n+1} - e_{2n+1}e_{3n+1}$$

ecuación 59.

$$E_l = [C_{n+1}^+(0) - C_n^+(\tau_n)]e_{2n+1} + [C_{n+1}^-(0) - C_n^-(\tau_n)]e_{4n+1}$$

Y para $l = 2N$ los coeficientes se definen de la siguiente manera:

$$A_{2N} = e_{1N} - R_{sfc}e_{3N}$$

$$B_{2N} = e_{2N} - R_{sfc}e_{4N}$$

ecuación 60.

$$D_{2N} = 0$$

$$E_{2N} = S_{sfc} - C_N^+(\tau_N) + R_{sfc}C_N^-(\tau_N)$$

En las expresiones anteriores utilizan:

$$e_{1n} = 1 + \Gamma_n e^{(-\lambda_n \tau_n)}$$

$$e_{2n} = 1 - \Gamma_n e^{(-\lambda_n \tau_n)}$$

$$e_{3n} = \Gamma_n + e^{(-\lambda_n \tau_n)}$$

ecuación 61.

$$e_{4n} = \Gamma_n - e^{(-\lambda_n \tau_n)}$$

En términos de los coeficientes descritos anteriormente, el flujo neto y la intensidad media en la base de la capa n son:

$$F_{net} = Y_{1n}(e_{1n} - e_{3n}) + Y_{2n}(e_{2n} - e_{4n}) + C_n^+(\tau_n) - C_n^-(\tau_n) - direct$$

ecuación 62.

$$4\pi J_n = (1/\mu_1)[Y_{1n}(e_{1n} + e_{3n}) + Y_{2n}(e_{2n} + e_{4n}) + C_n^+(\tau_n) + C_n^-(\tau_n)] + direct / \mu_0 \quad \text{ecuación 63.}$$

Para la radiación solar:

$$direct = \mu_0 \pi F_s e^{[-(\tau_c + \tau_n)/\mu_0]} \quad \text{ecuación 64.}$$

Y para la radiación infrarroja:

$$direct = 0 \quad \text{ecuación 65.}$$

2.3.10. Dinámica atmosférica

Los movimientos atmosféricos se rigen por tres principios físicos fundamentales: la conservación de la masa, la conservación del momento y la conservación de la energía.

2.3.10.1. Las leyes de Newton

Las leyes de Newton (1642–1727), formulan la base fundamental del movimiento.

La primera ley del movimiento nos dice que “un objeto en reposo se mantiene en reposo y un objeto en movimiento se mantiene en movimiento (o viaja a una velocidad constante a lo largo de una línea recta), siempre y cuando ninguna fuerza se ejerce sobre el objeto”. El movimiento del aire está sujeto a fuerzas externas para acelerar, para luego disminuir lentamente, o para cambiar su dirección. Esto nos lleva a la segunda ley de Newton.

La segunda ley de Newton declara que “la fuerza ejercida sobre un objeto es igual a su masa multiplicada por la aceleración producida”. En forma simbólica, se escribe como:

$$F = m \times a \quad \text{ecuación 66.}$$

Debido a que más de una fuerza puede actuar sobre una masa de aire, la segunda ley de Newton siempre se refiere al total, la fuerza resultante. Un objeto siempre se acelerará en la dirección del total

que actúa sobre él. Por lo tanto, para determinar en qué dirección el viento soplará, debemos identificar y examinar todas las fuerzas que afectan al movimiento horizontal del aire. Desde un sistema de referencia en rotación junto con el planeta Tierra, estas fuerzas son: la fuerza del gradiente de presión, la fuerza de Coriolis, la fuerza gravitacional, la fuerza centrífuga y la fuerza de fricción.

2.3.10.2. Equilibrio del Momento Lagrangiano

Tanto las fuerzas, el viento como la aceleración son vectores que poseen magnitud y dirección. La segunda ley de Newton plantea que el vector fuerza (\vec{F}) actúa sobre un objeto como una parcela de aire de masa (m) causando su aceleración (\vec{a}) en la misma dirección que la fuerza aplicada:

$$\vec{F} = m \times \vec{a} \quad \text{ecuación 67.}$$

La aceleración está definida como el cambio de velocidad en el tiempo (t):

$$\vec{a} = \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} \quad \text{ecuación 68.}$$

Si la masa es constante, entonces la ecuación puede ser escrita:

$$\vec{F} = \frac{\partial(m \times \vec{v})}{\partial t} \quad \text{ecuación 69.}$$

La masa por la velocidad es igual al momento. Esta ecuación describe el cambio de momentum en el tiempo siguiendo a la parcela de aire, a esto se le llama Equilibrio de Momentum Lagrangiano.

2.3.11. Modelos numéricos

2.3.11.1. Descripción del modelo SNICAR

El modelo de transferencia radiativa de Nieve, Hielo, y Aerosol (SNICAR, por sus siglas en inglés) proporciona reflectancia

hemisférica (albedo) de la nieve para combinaciones únicas de contenido de impurezas como carbono negro, polvo y ceniza volcánica (Flanner et al., 2007; Flanner et al., 2009). Utiliza la teoría de Wiscombe y Warren, (1980) y la aproximación de dos corrientes propuesta por Toon et al., (1989) para resolver la ecuación de transferencia radiativa. Esta solución formula la solución para múltiples capas in-homogéneas en la forma de una matriz tridiagonal, que puede ser resuelto de manera eficiente en el ordenador. La solución de Toon et al., (1989) propone tres métodos de aproximación: Eddington, Quadrature y Hemispheric mean.

Una forma general de expresar la ecuación general del modelo SNICAR. Asumiendo que un haz directo es incidente en el ángulo cenital $\theta_0 = \cos^{-1}\mu_0$. Asumiendo también que la superficie de reflejo difusamente del albedo A por debajo de la capa de nieve. La fórmula delta-Eddington para el albedo de la capa de nieve a_s , en este caso es:

$$Qa_s(\mu_0) = 2 \left[P(1 - \gamma + \varpi^*b^*) + \varpi^*(1 + b^*) \frac{\gamma\xi\mu_0 - P}{1 - \xi^2\mu_0} \right] \times e^{(-\tau_0^*/\mu_0)} - \varpi^*b^*(Q^+ - Q^-) + \varpi^*(1 + b^*) \left(\frac{Q^+}{1 - \xi\mu_0} - \frac{Q^-}{1 - \xi\mu_0} \right)$$

ecuación 70.

Donde:

$$a^* = 1 - \varpi^*g^*$$

$$b^* = g^*/a^*$$

$$\xi = [3a^*(1 - \varpi^*)]^{1/2}$$

$$P = 2\xi/(3a^*)$$

$$Q^\pm = (\gamma \pm P)e^{(\pm\xi\tau_0^*)}$$

$$Q = (1 + P)Q^+ - (1 - P)Q^-$$

Todos los términos están descritos en la **sección de 2.3.9**. El modelo fue escrito en el lenguaje de programación Matlab por Flanner et al., (2007). El código para Matlab y las propiedades ópticas de la nieve, hielo y partículas absorbentes de luz (CN, polvo y ceniza volcánica) pueden ser descargado de siguiente enlace <http://snow.engin.umich.edu/snycarcode/>.

2.3.11.2. Descripción del modelo HYSPLIT

El modelo de Trayectoria Integrada Lagrangiana de Partícula Híbrida (HYSPLIT, por sus siglas en inglés) desarrollado por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) de Estados Unidos, combina una aproximación lagrangiana para resolver las ecuaciones de transporte de masas de aire con una aproximación euleriana para describir fenómenos de difusión de contaminantes. Siendo un sistema completo para el cálculo sencillo de las trayectorias de parcelas de aire, así como el transporte complejo, dispersión, transformación química, y deposición (Stein et al., 2015), es uno de los modelos ampliamente utilizado en la comunidad de las ciencias atmosféricas. A continuación, se presenta las ecuaciones básicas que utiliza para el cálculo de la trayectoria de una parcela de aire y dispersión.

El cálculo de la nueva posición en el pasar del tiempo ($t + \Delta t$) debido a la advección media por el viento determina la trayectoria que seguirá una partícula. En otras palabras, el cambio del vector de posición con el tiempo (P_{men}) se calcula a partir de las medias de los vectores de velocidad en tres dimensiones V en sus posiciones iniciales y la primera aproximación (Draxler y Hess, 1998):

$$P_{men}(t + \Delta t) = P_{men}(t) + \frac{1}{2} [V(P_{men}(t + \Delta t)) + V(P_{men}(t) + [V(P_{men}, t)\Delta t]), t + \Delta t)]\Delta t \quad \text{ecuación 71.}$$

Aunque las trayectorias ofrecen una evaluación sencilla de las relaciones fuente-receptor, una sola trayectoria no puede representar adecuadamente los procesos de mezcla turbulenta que la experimenta las parcelas de aire durante el transporte. Sin embargo, el acoplamiento del cálculo de trayectorias hacia atrás con un componente de dispersión de Lagrange puede producir una representación más realista de la relación entre las concentraciones en el receptor y las fuentes (Stohl, et al., 2002; Lin, et al., 2003). Con este fin, el cálculo hacia atrás en el tiempo con la advección de dispersión se ha incluido en el sistema de modelado HYSPLIT por la simple aplicación de las ecuaciones de dispersión al cálculo de la trayectoria contra el viento, es decir, las ecuaciones 72 y 73 se supone que son reversibles cuando se integra a partir de $t + \Delta t$ a t . Bajo este enfoque, la distribución cada vez más se amplía a las partículas de Lagrange o inhalaciones liberados de un receptor transportada hacia atrás en el tiempo y la dispersión representa la extensión geográfica y la fuerza de las posibles fuentes que influyen en la ubicación de interés.

$$X_{final}(t + \Delta t) = X_{mean}(t + \Delta t) + U'(t + \Delta t)\Delta t \quad \text{ecuación 72.}$$

$$Z_{final}(t + \Delta t) = Z_{mean}(t + \Delta t) + W'(t + \Delta t)\Delta t \quad \text{ecuación 73.}$$

El proceso de dispersión se representa mediante la adición de un componente turbulento a la velocidad media obtenida a partir de los datos meteorológicos. Donde U' y W' corresponde a los componentes de velocidad turbulento, X_{men} y Y_{men} son los componentes medios de posición de las partículas, X_{final} y Z_{final} son las posiciones finales en la horizontal y vertical (Stein et al., 2015).

Para utilizar el modelo HYSPLIT, el usuario puede utilizarlo virtualmente desde la página del Laboratorio de Recursos del Aire

(ARL, por sus siglas en inglés) de la NOAA en el siguiente enlace
<https://ready.arl.noaa.gov/hypub-bin/trajasrc.pl>.

CAPÍTULO III

3. PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO

3.1. Metodología

3.1.1. Método

El proyecto de investigación se realizó en base al método científico aplicando todo lo necesario para conseguir los resultados que se esperaban en su ejecución. El lugar de estudios fue el glaciar Huaytapallana.

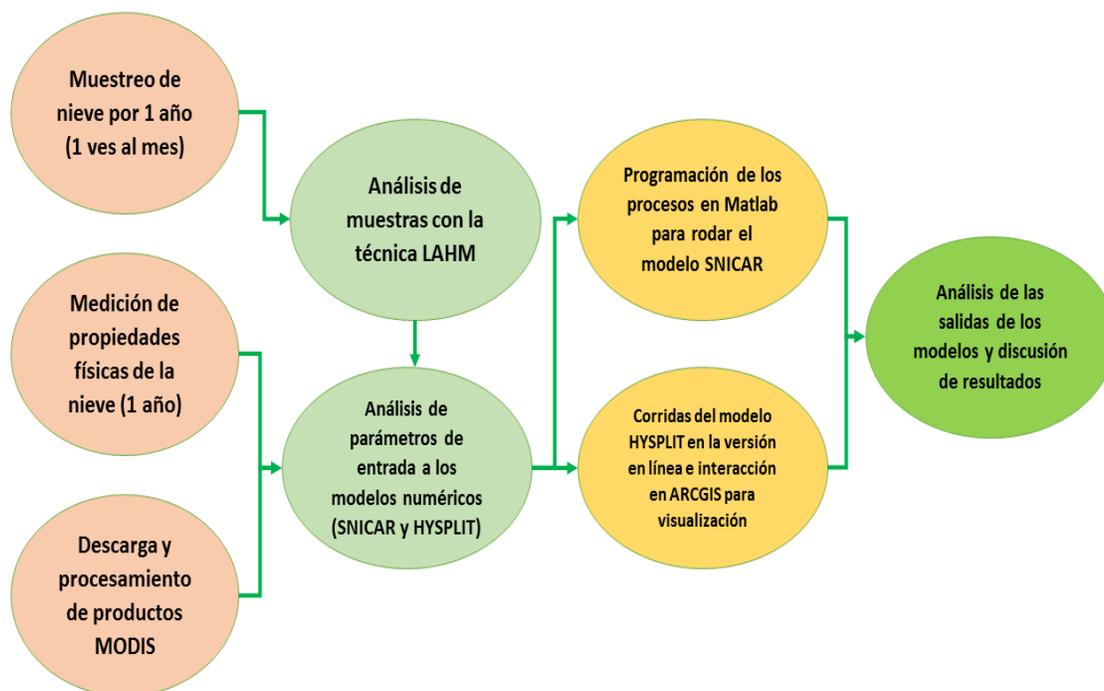


Figura 15. Diagrama de flujos de los pasos seguidos en este estudio para conseguir los objetivos planteados.

3.1.2. Tipo de investigación

Se realizó una investigación aplicada porque hemos utilizado los conocimientos adquiridos por otros estudios realizados como metodologías, protocolos y tecnologías para poder realizar nuestro estudio.

3.1.3. Nivel de investigación

La presente investigación alcanzó tres niveles de investigación. En la primera etapa un nivel exploratorio debido a que en la región fue la primera experiencia sobre deposición de carbono negro en la nieve. En la segunda etapa un nivel descriptivo debido a que caracterizamos los cambios de la concentración de carbono negro respecto al tiempo. Finalmente, en la tercera etapa alcanzó el nivel explicativo debido a que estamos explicando en base a conceptos teóricos el efecto de la desposesión del carbono negro sobre el forzamiento radiativo en la nieve del glaciar Huaytapallana.

3.2. Diseño de investigación

Se plantea un diseño no experimental transeccional para los tres niveles de investigación.

- **Diseño transeccional descriptivo**

Este diseño indaga la incidencia de las modalidades o niveles de una o más variables en una población, estudios puramente descriptivos.

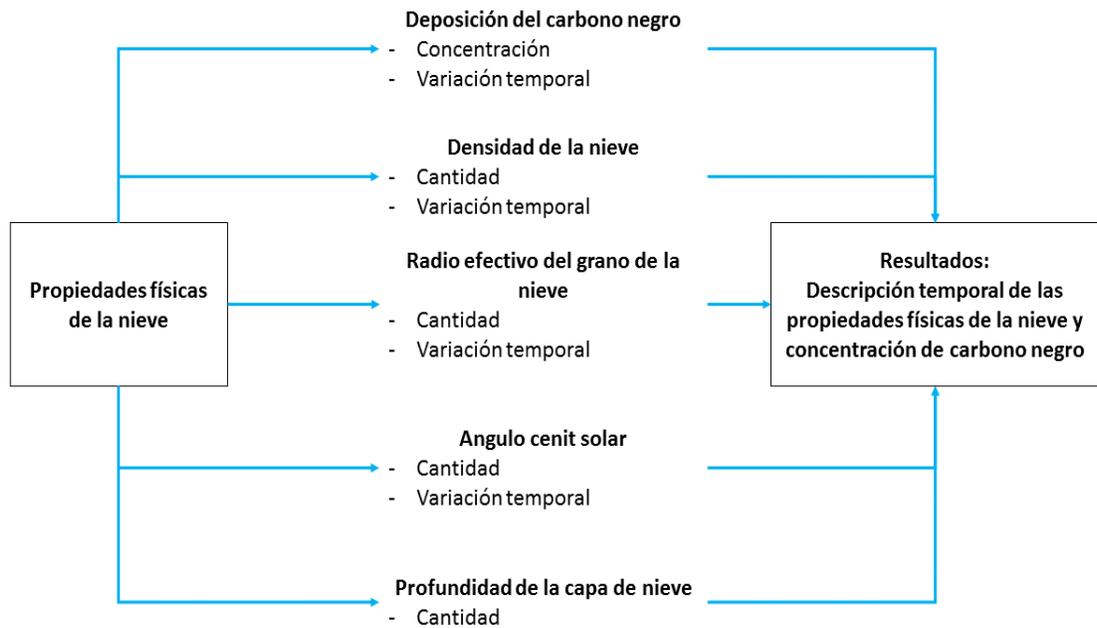


Figura 16. Estructura de nuestro diseño descriptivo transeccional.

- **Diseño transeccional explicativo**

Este diseño explica a través de bases teóricas el efecto de la desposesión del carbono negro en el albedo de la nieve del glaciar Huaytapallana.

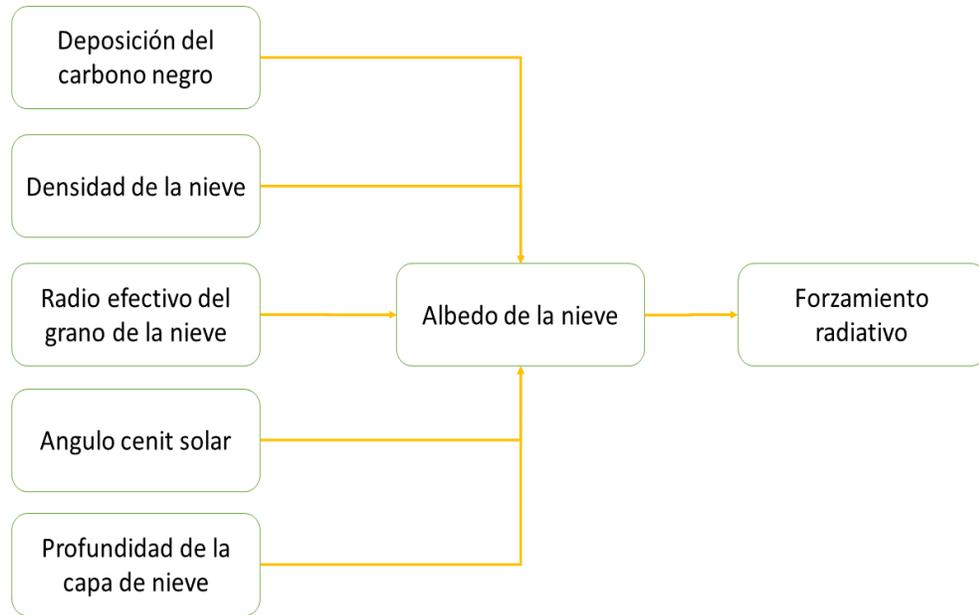


Figura 17. Estructura de nuestro diseño explicativo transeccional.

3.3. Hipótesis de la investigación

3.3.1. Hipótesis general

- La deposición del carbono negro (CN) contribuye significativamente con valores mayores a 20 W m^{-2} al forzamiento radiativo en la nieve del glaciar Huaytapallana.

3.3.2. Hipótesis específicas

- Existe variación temporal bien marcada de la concentración de CN en la nieve del glaciar Huaytapallana.
- La deposición del CN afecta en un 10% al albedo de la superficie del glaciar Huaytapallana.
- Las emisiones provienen del sector este que contribuyen con CN al glaciar Huaytapallana.

3.4. Variables

3.4.1. Variable independiente

- Deposición del carbono negro (ppb).

- Densidad de la nieve (kg m^{-3}).
- Radio efectivo del grano de la nieve (nm).
- Angulo cenit solar ($^{\circ}$).
- Profundidad de la capa de nieve (m).

3.4.2. Variable dependiente

- Forzamiento radiativo (W m^{-2})
- Albedo de la nieve (%).

3.5. Cobertura del estudio

3.5.1. Universo

El universo para nuestro estudio del efecto de la deposición de carbono negro sobre el forzamiento radiativo en la nieve son todos los glaciares ubicados en la región tropical.

3.5.2. Población

El área del estudio es el glaciar Huaytapallana ubicado en la Cordillera Huaytapallana que se encuentra en los Andes centrales del Perú ($11,95^{\circ}$ - $11,83^{\circ}$ S, $75,01^{\circ}$ - $74,99^{\circ}$ W). Para el este se encuentra el Amazonas de Brasil y Perú, y el sureste de Bolivia (**figura 18a**). Estas regiones están afectadas por grandes ocurrencias de incendios de vegetación abierta. Las emisiones de estas regiones se transportan a los Andes (Bourgeois et al., 2015). La Cordillera Huaytapallana es posiblemente afectada por estas masas de aire enriquecidas en CN producidas en estas regiones.

La Cordillera contribuye con la escorrentía de los ríos Shullcas y Achamayo. Las ciudades de Huancayo y Concepción utilizan esta agua para consumo humano, ganadería, agricultura y actividad económica (**figura 18b**). El agua que no se utiliza, desemboca en el río Mantaro, que es parte de la cuenca del Amazonas.

La Cordillera Huaytapallana contiene 105 glaciares que se extienden desde 4900 a 5527 m.s.n.m. Los glaciares en la Cordillera Huaytapallana son

típicamente del tipo de circo y muchos son glaciares colgantes y pesadamente crevassed debido a la inclinación. Esta región también cuenta con numerosos lagos, muchos de los cuales se han formado en las últimas décadas debido al rápido retroceso de los glaciares en esta área (López et al., 2014).

3.5.3. Muestra

Para evaluar la concentración del carbono negro en el glaciar Huaytapallana nuestra muestra fue entre 2 y 3 puntos seleccionados a 2 profundidades a diferentes altitudes (aproximadamente 1 Kg de nieve por punto de muestreo) (punto 1: -11,9283°, -75,0454°, 5019 m; punto 2: -11.9277°, -75,0454°, 5048 m; punto 3: -11,9267°, -750461°, 5085 m). El criterio para la elección de la muestra se determinó en base al método no probabilístico del tipo de muestreo por conveniencia debido a que los puntos seleccionados siempre dependían de la accesibilidad a los sitios (Otzen y Manterola, 2017).

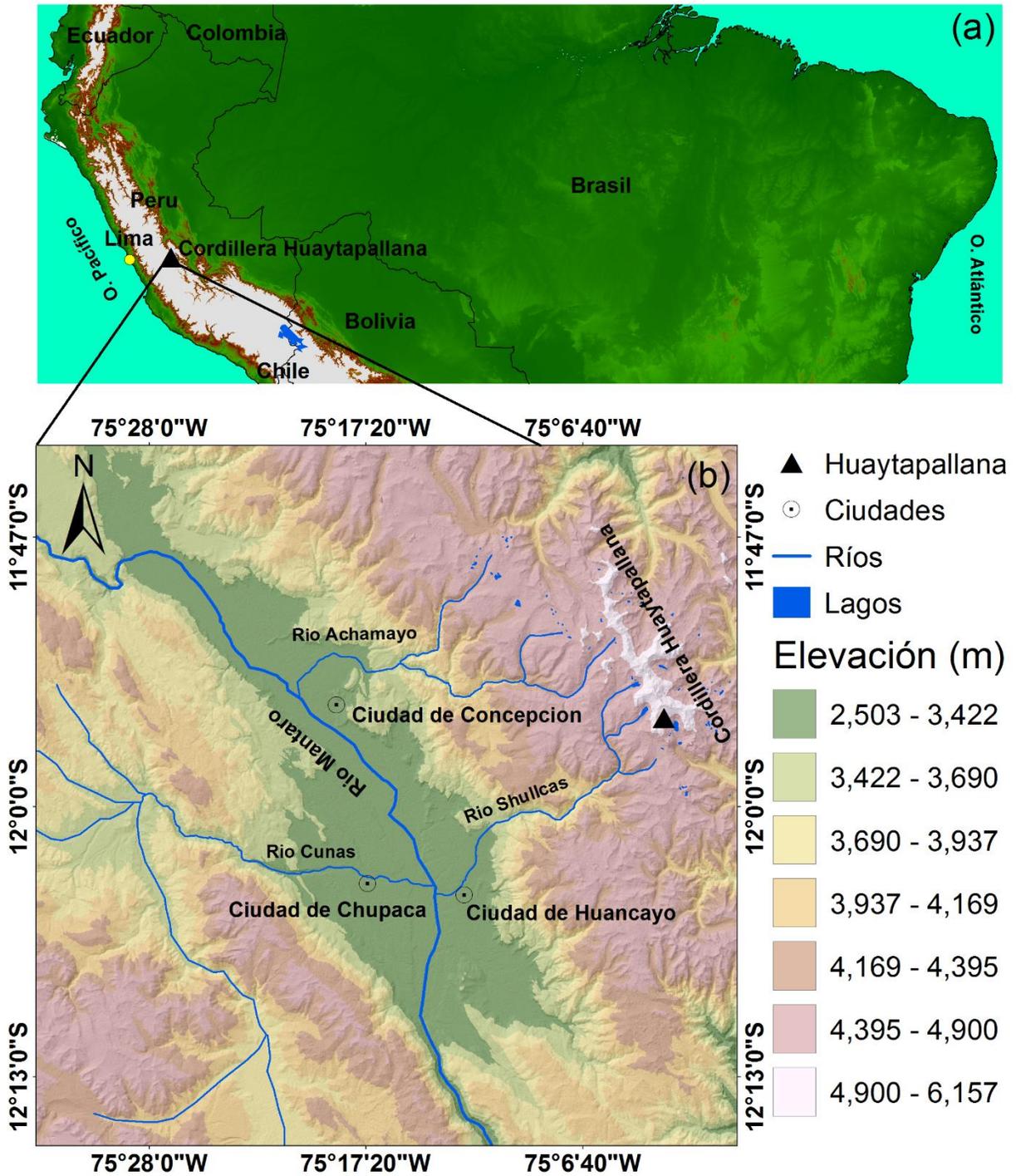


Figura 18. Ubicación del glaciar Huaytapallana.

3.6. Técnicas, instrumentación y modelos numéricos

3.6.1. Técnica

Realizamos observaciones en campo y mediciones en base a instrumentación. Estas mediciones sirvieron como parámetros de entrada para el modelado.

3.6.2. Instrumentos

- Estación meteorológica.
- Balanza analítica.
- Termómetro infrarrojo.
- Piranómetro.
- Tubo metálico.
- Filtros de cuarzo.

3.6.3. Modelos numéricos

- Modelo de transferencia radiativo de Nieve, Hielo, y Aerosol (SNICAR, por sus siglas en inglés).
- Modelo de Trayectoria Integrada Lagrangiana de Partícula Híbrida (HYSPLIT, por sus siglas en inglés).

3.7. Recolección de datos

3.7.1. Datos meteorológicos

La información de las condiciones meteorológicas diarias, como la temperatura del aire, la precipitación y la humedad relativa, se obtuvieron de la estación meteorológica Huaytapallana (-11.93°; -75.06°; 4684 m.s.n.m.) el más cercana al sitio de estudio. Esta estación es administrada por el SENAMHI. La estación está equipada con 1 sensor HMP45C-L para medir la temperatura de aire (precisión $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ a -40°C), la humedad relativa (precisión $\pm 1\%$ a 20°C), y 1 sensor TB4-L para medir la precipitación (precisión $\pm 2\%$ a $<250\text{ mm/h}$). Los datos almacenados en el registrador de datos (CR1000) se transmiten a través una antena GOES (25316 Campbell

Scientific). Los datos se pueden observar en tiempo real en la plataforma de SENAMHI
([http://www.senamhi.gob.pe/include_mapas/ dat esta tipo.php?estaciones=472DF5D6](http://www.senamhi.gob.pe/include_mapas/dat_esta_tipo.php?estaciones=472DF5D6)).

La estación meteorológica Huaytapallana no registra datos de radiación solar de la superficie de la tierra. Por ello, recurrimos al Sistema de Energía Radiante y de Nubes de la Tierra (CERES, por sus siglas en inglés) de la Administración Nacional de la Atmósfera y el Espacio (NASA, por sus siglas en inglés) de Estados Unidos para solicitar datos de radiación de la superficie. El producto CERES SYN1deg son datos de irradiancia de la superficie de la Tierra. Para generar esta colección de datos primero obtienen las propiedades ópticas de las nubes y aerosoles principalmente del sensor Espectroradiómetro de Imágenes de Resolución Moderada (MODIS, por sus siglas en inglés) a bordo de los satélites TERRA y AQUA. Para los aerosoles, además se complementan con datos de asimilación provenientes del Modelo de Transporte Atmosférico y Química (MATCH, por sus siglas en inglés). Todos estos datos se ingresan al modelo de transferencia radiativa Langley Fu-Liou para producir flujos de radiación solar incidente y reflejada de onda larga (LW, por sus siglas en inglés) y corta (SW, por sus siglas en inglés) para condiciones de cielo claro (sin nubes) y todas las condiciones de cielo (con nubes y aerosoles). Luego, los datos generados por el modelo se comparan con las observaciones en tierra y se ponen a disposición de la comunidad científica en la plataforma de CERES en el siguiente enlace <https://ceres-tool.larc.nasa.gov/ord-tool/jsp/SYN1degSelection.jsp>, a una resolución espacial de 1° y temporal promedio cada 3 horas, diaria y mensual.

El satélite TERRA tiene una órbita casi polar sincronizada con el sol, pero con un tiempo de cruce ecuatorial de aproximadamente 10:30 tiempo local (TL) y 22:30 TL. El sensor AQUA también tiene una órbita casi polar

sincrónica con el solar, pero cruza el ecuador a las 13:30 TL y a las 02:30 TL.

El conjunto de datos utilizados en este estudio fue radiación solar de SW (0.3 a 5 μm región espectral) para todas las condiciones de cielo desde noviembre de 2015 hasta octubre de 2016, con resolución temporal promedio de cada 3 horas (1:30, 4:30, 7:30, 10:30, 13:30, 16:30, 19:30, 22:30 UTC) y la ubicación del píxel -11.5° y -75.5° .

3.7.2. Medición de carbono negro y propiedades físicas de la nieve

Para el análisis de la concentración del CN realizamos campañas de muestreo de nieve una vez al mes desde noviembre del 2015 hasta octubre del 2016 (en anexo: **fotos 1, 2 y 3**). El protocolo de muestreo consiste en recolectar 1 Kg de nieve al menos entre 2 y 3 puntos dependiendo siempre de la accesibilidad al glaciar cuanto más alto y alejados de las superficies sin glaciar fueran los puntos de muestreo menos polvo podía haber en las muestras de nieve. En el campamento, las muestras de nieve se derriten una por una colocando las bolsas ziplock en agua tibia (usualmente alrededor de 30°C). Una vez fundido, el agua de nieve se extrae en jeringuillas de 60 ml y se bombea lentamente a través de filtros de fibra de cuarzo de $0,7 \mu\text{m}$ de tipo "Pallflex Tissuquartz". Se filtra un total de 600 ml de agua de nieve por muestra a menos que el filtro se obstruya demasiado, en cuyo caso se filtra menos agua y se registra la cantidad de agua filtrada. Las muestras se filtran inmediatamente después de la fusión para minimizar la adhesión de las partículas a la superficie de la bolsa. El tiempo típico entre el inicio de la fusión y la finalización del filtrado es de 15 a 20 min. Los filtros se retiran de los soportes de filtro, se colocan en cápsulas de plástico diseñadas para colecciones de monedas y se mantienen en su lugar con un anillo de espuma delgada. Después de cada excursión de campo, los filtros se secan al sol a unos 5 minutos en Huancayo, luego se almacenan en un congelador hasta realizar 3 campañas luego se envían a los Estados Unidos para su análisis. Los filtros ya en EE. UU. se analizan por un nuevo un nuevo

Método termo/óptico de Calentamiento por Absorción de Luz (LAHM, por sus siglas en inglés). Esta nueva técnica es rentable que puede usarse para cuantificar con precisión el impacto de las partículas que absorben la luz en la nieve. La premisa detrás de la realización de mediciones de partículas absorbentes de luz en la nieve es estimar la cantidad de energía de luz que las partículas absorberán conduciendo a un aumento de la fusión o sublimación. Debido a que la nieve es completamente absorbente en el rango de longitudes de onda del infrarrojo térmico, las longitudes de onda más críticas a considerar están en el rango visible. La técnica de análisis LAHM se aproxima al problema directamente midiendo el aumento de temperatura de una carga de partículas sobre un filtro cuando se aplica luz visible cada filtro se suspende en una envoltura de plástico a pocos centímetros por encima de una piscina de agua fría. Se utiliza agua porque proporciona un fondo térmicamente estable comparado con una superficie sólida que puede absorber la radiación visible. La envoltura de plástico no absorbe la luz visible y, como tal, proporciona un fondo neutro y es de baja masa por unidad de área, teniendo así un efecto despreciable en las mediciones. Un termómetro infrarrojo (termómetro IR: Omega OS1327D) que puede grabar datos cada segundo se monta sobre el filtro para medir la temperatura del filtro sin tocarlo. Para determinar la capacidad de absorción de la luz de los materiales, se monta una fuente de luz de grado de laboratorio (Iluminador de fibra óptica modelo 9745-00) con un tubo de luz de fibra óptica para dirigir la luz cerca del filtro y brilla a la luz aproximadamente en un ángulo de 45° hacia el filtro (reduciendo así los efectos de múltiples reflexiones en el sistema). La luz transmitida a través del tubo de luz sólo abarca las longitudes de onda visibles desde 300-800 nm. Las partículas del filtro absorben la luz provocando que el filtro se caliente. El termómetro IR registra la temperatura del filtro cada segundo y los datos se guardan en un ordenador para su posterior análisis. Después de unos 10 s iniciales para establecer una temperatura base, la fuente de luz se enciende durante 30 s, luego se extingue mientras se registra la

temperatura del filtro durante 50 s adicionales. Los incrementos de temperatura son normalizados por la temperatura media registrada durante los primeros 10 s. El aumento máximo de temperatura de un filtro oscila entre menos de 1 °C para un filtro limpio, hasta 10 °C para los filtros más contaminados. Durante el análisis, después de cada 10 filtros, se prueban 2 filtros de control para asegurar la consistencia en la configuración. Los filtros de control incluían un filtro limpio no utilizado y un filtro de calibración con una carga pesada de CN. Se crearon tres filtros de calibración en cada una de las cuatro cantidades de masa de hollín de fullereno (5-20 µg), así como un filtro de calibración con 30,0 µg. El aumento de la temperatura de los filtros de calibración después de 10 s de exposición a la luz se utilizó para derivar una ecuación de ajuste para predecir la masa del CN en los filtros recolectados en el glaciar Huaytapallana (en anexos: **foto 5** se puede observar el instrumento LAHM).

Paralelamente al muestreo de nieve, realizamos mediciones de la densidad de la nieve. La densidad de nieve se midió con el método tradicional, se introdujo un tubo de acero inoxidable en la capa de nieve y luego se pesó la masa de la nieve recolectada (en anexos: **foto 1** se puede observar mediciones de la densidad de la nieve).

3.8. Procesamiento estadístico

3.8.1. Medidas

- **Tendencia central**

Son medidas estadísticas que pretenden resumir en un solo valor a un conjunto de valores. Representan un centro en torno al cual se encuentra ubicado el conjunto de los datos. Para este estudio se utilizó la media para comparar nuestros resultados con otros estudios.

- **Dispersión**

Estos parámetros indican como se alejan los datos respecto de la media aritmética. En este estudio se utilizó la desviación estándar debido a que es el más utilizado.

3.8.2. Técnicas de comprobación de hipótesis

Prueba de Shapiro-Wilk

Aplicamos esta prueba para observar si los datos cumplen con distribución normal debido a que nuestro conjunto de datos no supera las 50 observaciones (42 filtros analizados).

H_0 : el conjunto de datos tiene distribución normal.

H_a : el conjunto de datos no tiene distribución normal.

$$H_0: p \geq 0.05$$

$$H_a: p \leq 0.05$$

Margen de confianza: 95%

A través de este análisis encontramos que el conjunto de datos de la concentración de CN no tiene distribución normal con $p - valor = 5,46 \times 10^{-6}$. (ver **figura 19**).

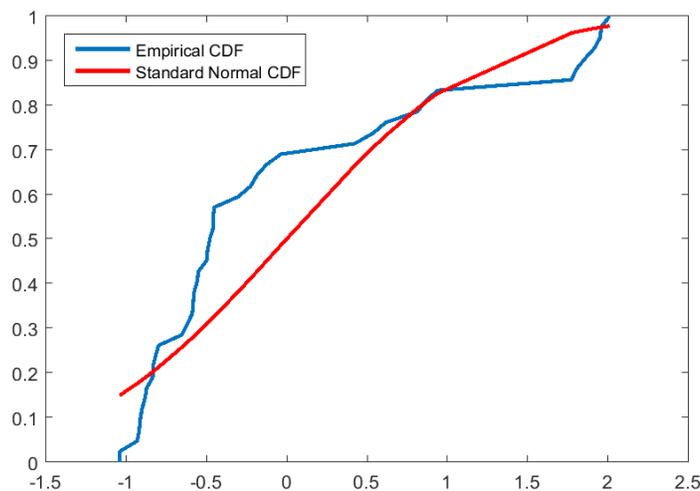


Figura 18. Prueba de normalidad para los datos de concentración de CN.

U de Mann-Whitney-Wilcoxon

Aplicamos esta prueba debido a que nuestro conjunto de datos de la concentración de CN en la nieve del glaciar Huaytapallana no tiene distribución normal.

Nuestro estudio consta de la comprobación de hipótesis estadística. Evaluamos si existen diferencias en el periodo seco y lluvioso de la concentración de CN en el glaciar:

H_0 : No existen diferencias significativas de la concentración del CN en el periodo seco y lluviosos en el en el glaciar Huaytapallana.

H_a : Existen diferencias significativas de la concentración del CN efectivo en el periodo seco y lluvioso en el glaciar Huaytapallana.

$$H_0: p \geq 0.05$$

$$H_a: p \leq 0.05$$

Margen de confianza: 95%

3.9. Modelamiento numérico

3.9.1. Datos de entrada y configuración del modelo SNICAR

Para estimar el impacto de la deposición de CN en el albedo superficial de la nieve, utilizamos el modelo SNICAR (Flanner et al., 2007). La solución de transferencia radiativa de dos corrientes que utiliza SNICAR es de Toon et al., (1989). Esta solución formula la solución multicapa en forma de una matriz tridiagonal con aproximaciones: Delta-Eddington, Quadrature y Hemispheric Mean, que pueden ser resueltas de manera eficiente. El modelo computacional SNICAR está escrito en el lenguaje de programación Matlab.

El modelo SNICAR depende de variables directamente observables, como: el tipo la radiación solar incidente (directa y difusa); el ángulo cenital solar (SZA, por sus siglas en ingles), si la radiación incidente es directa; la distribución espectral de la superficie: latitud media, si la radiación es directa, cielo tan claro y si la radiación es difusa, cielo tan nublado; el radio

efectivo del grano de la nieve; el espesor de la capa de la nieve; la densidad de nieve acumulada; el albedo de banda ancha de la superficie subyacente; y las impurezas (CN, polvo y concentraciones de cenizas volcánicas). Aquí solo nos preocupamos por la concentración del CN. A continuación, describimos cada uno de los parámetros de entrada al modelo SNICAR para determinar el efecto en el albedo de la superficie del glaciar Huaytapallana.

El tipo de la radiación solar indecente

Este parámetro determina el tipo de la radiación solar que incide sobre la superficie del glaciar si es directa o difusa. Los factores más importantes que pueden determinar este parámetro son los aerosoles y las nubes. En este estudio nos basamos en un análisis de las propiedades ópticas de la nube para un radio de 10 km, tomando como punto centro el sitio de muestreo (lat. -11.9345°; lon. -75.0294°). Para ello, se utilizó el producto MOD06 L2 del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA para las 10:30 TL de cruce ecuatorial para los días de campaña. Se extrajeron los valores de los parámetros ópticos de la nube como: la fase y el espesor óptico. La fase de la nube determina el tipo de partículas que conforman la nube, o sea, si es líquida o hielo. Con el espesor óptico de la nube (COT, por sus siglas en inglés) se calcula la transmitancia total (T_{total}) de la nube (Eq. 74) propuesta por Platnick y Oreopoulos (2008):

$$T_{total} = \frac{2}{(2 + (1 - g) \times COT)}$$

ecuación 74.

Donde, g es el parámetro de asimetría de las partículas en la nube ($g = 0.85$ para nubes de agua líquida y $g = 0.76$ para nubes de hielo). T_{total} considera las componentes de transmitancia de la nube directa ($T_{directa}$) y difusa (T_{difusa}). Para separar estas componentes se aplican las ecuaciones 75 y 76 (Platnick, comunicación personal).

$$T_{directa} = e^{\left(\frac{-COT}{\mu_0}\right)}$$

ecuación 75.

$$T_{difusa} = T_{total} - T_{directa}$$

ecuación 76.

Donde, μ_0 es el ángulo cenital solar (SZA, por sus siglas en inglés). La clasificación del tipo de la radiación solar para el modelado se determinó en base a las siguientes condiciones: si $T_{directa} > T_{difusa}$ fue directa y si $T_{directa} < T_{difusa}$ fue difusa. En este caso tanto $T_{directa}$ como T_{difusa} fueron el promedio para el rango de 10 km.

El Ángulo Cenital Solar

Este parámetro determina la posición del sol sobre la vertical. Los principales factores que interfieren en su variación son el tiempo y la ubicación geográfica (latitud, longitud y altitud). El SZA define en gran medida la intensidad de la radiación solar en cada región que es inversamente proporcional. Para el cálculo del SZA para este estudio recurrimos al algoritmo de posición solar de Reda y Andres (2003). Este algoritmo está escrito en el lenguaje de programación Matlab que considera todos los parámetros astronómicos para su cálculo. Este algoritmo tiene una incertidumbre muy baja de cálculo de los ángulos cenital y acimutal del sol, la incertidumbre es de $\pm 0,0003^\circ$ para periodos entre 2000 al 6000.

Calculamos el SZA para todos los días de campaña de muestreo para las siguientes coordenadas geográficas: latitud $-11,9345^\circ$, longitud $-75,0294^\circ$ y altitud 5100 m.s.n.m. que corresponde al sitio de muestreo de nieve. Luego de hacer el cálculo a una resolución temporal de cada minuto generamos un subconjunto de datos para las 11:30 TL para todos los días que están representados en la **tabla 2**.

La Densidad y el Radio efectivo del grano de la nieve

La densidad de la nieve (ρ_{nieve}) determina la masa del objeto sobre su volumen. El principal factor que influye en la densidad de la capa de la nieve es el tamaño efectivo del grano de la nieve (R_{nieve}). Realizamos observaciones en campo para determinar la ρ_{nieve} empleando un método tradicional. Un tubo de acero inoxidable se introdujo en la capa de nieve luego fue pesado con una balanza colgante mecánica de 5 kg. El R_{nieve} determina el tamaño de las partículas que conforman la capa de nieve. Para clasificar el R_{nieve} nos basamos tres tipos dependiendo de la ρ_{nieve} a partir de las siguientes condiciones: (1) si la $\rho_{nieve} < 330 \text{ Kg m}^{-3}$ entonces el $R_{nieve} = 400 \mu\text{m}$, (2) si $330 \text{ Kg m}^{-3} < \rho_{nieve} < 345 \text{ Kg m}^{-3}$ entonces el $R_{nieve} = 300 \mu\text{m}$, y (3) si la $\rho_{nieve} > 345 \text{ Kg m}^{-3}$ entonces el $R_{nieve} = 200 \mu\text{m}$. Esta clasificación siguió el principio de cuanto más grande el tamaño de las partículas de un material constituido por partículas menor densidad debería tener y cuando menor sea el tamaño de la partícula mayor densidad debería tener siempre que se conformen del mismo material. Esta clasificación siguió el principio de cuanto más grande el tamaño de las partículas de un material constituido por partículas menor densidad debería tener y cuando menor sea el tamaño de la partícula mayor densidad debería tener siempre que se conformen del mismo material.

Configuración del modelo SNICAR

Configuramos el modelo SNICAR de la siguiente manera: el método de aproximación de dos corrientes fue Hemispheric Mean porque las aproximaciones Delta-Eddington y Quadrature pueden proporcionar albedo negativo en el IR cercano en condiciones de luz difusa (Toon et al., 1989) en nuestro caso 7 expediciones de campo fueron determinados como condiciones de luz difusa; el albedo de banda ancha de la superficie subyacente fue 0.53 considerado para una superficie de hielo (Armstrong y Brun 2010); el número de capas de nieve fueron 4 (0, 2, 10, 20, 30 cm) en la primera capa se consideró la concentración medida de CN. Esta

configuración fue programada en el lenguaje de programación Matlab para todos los casos de modelado. En la tabla 2 se puede observar algunos de los parámetros de entrada al modelo SNICAR.

Tabla 2. Parámetros de ingreso al modelo SNICAR.

Fecha	Tipo de Radiación	SZA (°)	ρ_{nieve} (kg m ⁻³)	R_{nieve} (µm)	CN (ppb)
22/11/2015	Difusa	9,09	329	400	14,48
20/12/2015	Directa	13,23	337	300	11,42
17/01/2016	Difusa	13,04	358	200	12,20
21/02/2016	Directa	10,81	353	200	3,42
20/03/2016	Difusa	15,27	353	200	24,92
17/04/2016	Difusa	23,87	334	300	9,47
22/05/2016	Difusa	33,14	324	400	34,81
29/06/2016	Directa	36,05	316	400	44,59
17/07/2016	Directa	34,14	319	400	82,05
21/08/2016	Difusa	25,11	317	400	83,75
25/09/2016	Difusa	11,98	320	400	82,57
23/10/2016	Directa	3,52	324	400	54,28

3.9.2. Datos de entrada y configuración del modelo HYSPLIT

Para determinar las trayectorias de masas de aire alcanzadas al glaciar Huaytapallana, se calcularon trayectorias hacia atrás para 7 días, utilizando el modelo HYSPLIT.

Las trayectorias hacia atrás fueron calculadas cada 3 horas (01:00, 04:00, 07:00, 10:00, 13:00, 16:00, 19:00 y 22:00 UTC) a 1000 metros sobre el nivel del suelo comenzando en el sitio de medición. Los datos meteorológicos de ingreso para el cálculo de las trayectorias hacia atrás fueron descargadas del modelo Sistema Global de Asimilación de Datos utilizado por Centro Nacional de Predicción Ambiental (GDAS/NCEP, por sus siglas en inglés) a una resolución espacial de 0,5°.

3.10. Estimación del efecto de la deposición del CN sobre el forzamiento radiativo en la nieve del glaciar Huaytapallana

Para estimar el FR como consecuencia de la deposición del CN utilizamos el modelo SNICAR (Flanner et al., 2007; Toon et al., 1989; Wiscombe y Warren, 1980) para evaluar el albedo de la nieve en condiciones de nieve limpia y con impurezas (CN). Al integrar la diferencia del albedo de nieve limpia y con impurezas con la irradiancia espectral proporciona el FR (Eq. 77) (Painter et al., 2012; Sterle et al., 2013; Kaspari et al., 2014; Yang et al., 2015; Niu et al., 2017).

$$FR = \sum_{0.305\mu m}^{4.995\mu m} E \downarrow (\lambda, \theta) \cdot \left(\alpha_{lim.}(R_{nieve}, \lambda) - \alpha_{imp.(CN)}(R_{nieve}, \lambda) \right) \cdot \Delta \lambda$$

Ecuación 77.

Donde, $E \downarrow$ es la irradiancia espectral incidente proporcionada por CERES para este estudio se extrajeron los valores de las 11:30 TL, $\alpha_{lim.}$ es el albedo limpio y $\alpha_{imp.(CN)}$ es el albedo con impurezas en este caso solo para CN ambos proporcionados por el modelo SNICAR.

3.11. Evaluación estadística del efecto de la deposición del CN sobre el forzamiento radiativo en la nieve del glaciar Huaytapallana

Para evaluar si la deposición de CN contribuye significativamente con el forzamiento radiativo. Primero evaluamos la distribución de los datos de deposición de CN en la nieve y el forzamiento radiativo aplicando la prueba de normalidad de Shapiro-Wilk para ambos casos. Hemos comprobado que los datos de deposición de CN en la nieve no tienen distribución normal con $p - valor = 0.0451$, mientras que los datos de forzamiento radiativo si cumplen con distribución normal con $p - valor = 0.0532$, en ambos casos con un nivel de significancia de 5%. Por ello, aplicamos la prueba estadística de correlación de Spearman para comprobar la siguiente hipótesis.

H_0 : No existen relación entre la deposición del CN y el forzamiento radiativo en el glaciar Huaytapallana.

H_a : Existen relación entre la deposición del CN y el forzamiento radiativo en el glaciar Huaytapallana.

$$H_0: p \geq 0.05$$

$$H_a: p \leq 0.05$$

Margen de confianza: 95%

CAPÍTULO IV

4. ORGANIZACIÓN, PRESENTACIÓN Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

4.1. Resultados

4.1.1. Descripción meteorológica del glaciar Huaytapallana

La variación temporal de la temperatura del aire (2 m del suelo) se representa en la **figura 20a** para el periodo de estudios. La temperatura promedio fue $3,46 \pm 0,72$ °C (\bar{x} ; σ). El mes con mayor temperatura fue registrada en enero (4,36 °C), mientras que el mes con menor temperatura fue en agosto (2,39 °C). Esta variación es típica de la región tropical andina como lo describen Trasmonte et al., (2006). La variación temporal de la precipitación se representa en la **figura 20b**. La precipitación acumulada fue 771,11 mm año⁻¹. El mes con mayor precipitación fue registrado en febrero (207,37 mm mes⁻¹), mientras que el mes con menor precipitación fue en julio (4,30 mm mes⁻¹). Esta variación es típica de esta región como lo describen Silva et al., (2008). La variación temporal de la humedad se

representa en la **figura 20c**. La humedad promedio fue $67,45 \pm 9,2\%$. Como era de suponer el mes con mayor humedad fue registrado en febrero (80,65%), mientras que el mes con menor humedad fue en julio (50,48%). La variación temporal de la radiación solar incidente de onda corta se representa en la **figura 20d**. La radiación solar incidente de onda corta promedio fue $218,51 \pm 11,01 \text{ W m}^{-2}$. Este valor es mayor a lo reportado por Suarez et al., (2015) para un glaciar ubicado en la Cordillera Quisoquipina ($13,8^{\circ}\text{O}$; $70,74^{\circ}\text{S}$), probablemente esto sea debido a que la Cordillera Huaytapallana se encuentra más cerca de la línea del Ecuador por ello haya mayor disponibilidad de radiación solar. La mayor radiación solar incidente de onda corta fue registrada en enero ($235,49 \text{ W m}^{-2}$), mientras que el mes con menor radiación fue en febrero ($202,84 \text{ W m}^{-2}$) este valor probablemente se debe a que febrero fue el mes con mayor precipitación y humedad para que suceda este proceso la atmósfera ha tenido que estar cargado de nubes los cuales atenúan la radiación incidente.

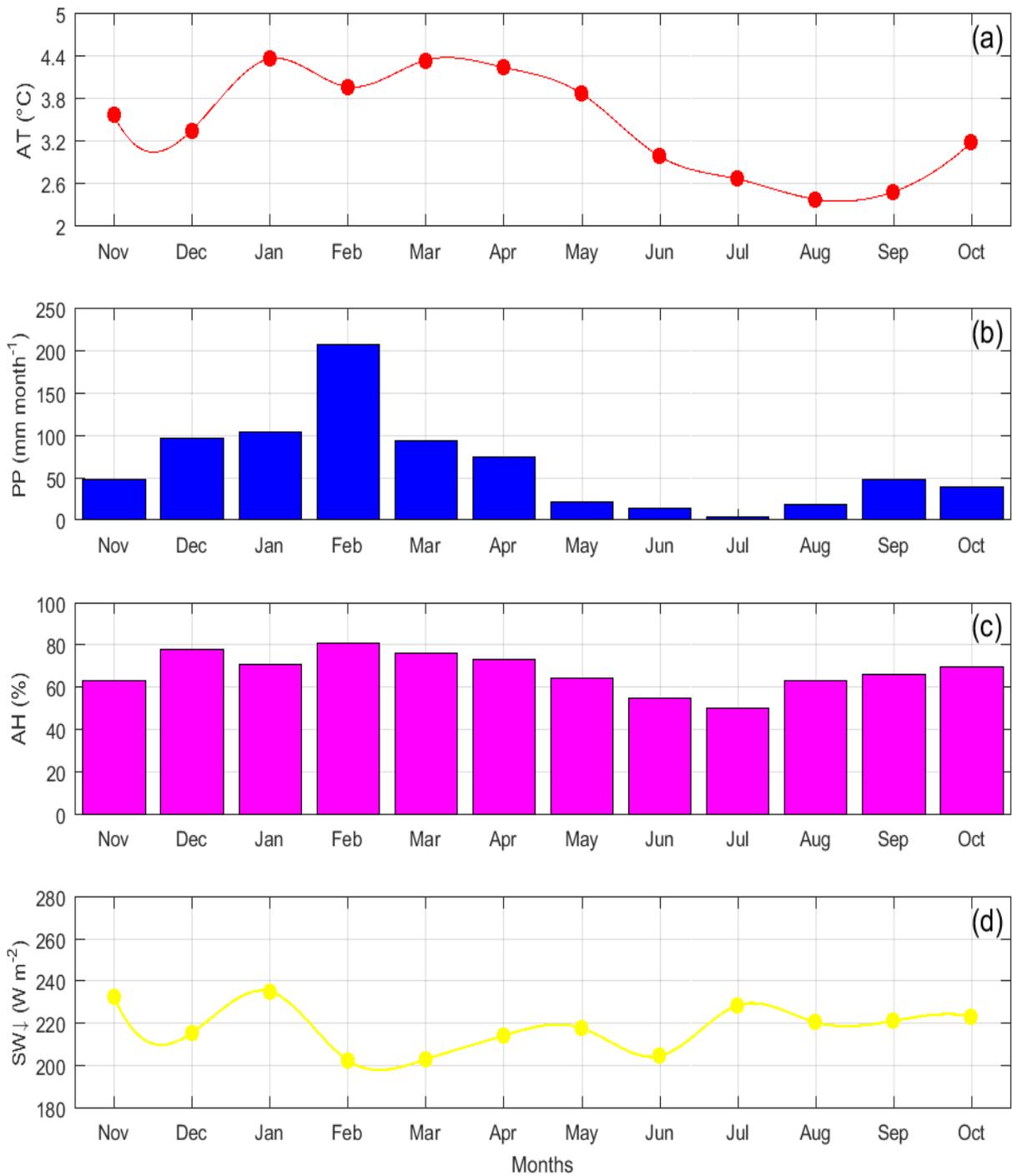


Figura 20. (a) variación de la temperatura de aire, (b) variación de la precipitación, (c) variación de la humedad relativa y (d) variación de la radiación incidente de onda corta. Todas las variables a una resolución mensual en el glaciar Huaytapallana.

4.1.2. Descripción de los parámetros de entrada al modelo SNICAR

4.1.2.1. Tipo de radiación solar

Hemos encontrado que 7 días de expedición el tipo de la radiación solar fue difusa mientras que 5 días fueron el tipo de la radiación directa. Generalmente las condiciones difusas se encuentran en verano esto es debido a que los Andes presenta condiciones lluviosas en esta temporada. Ha modo de ilustración hemos representado en la **figura 21** el radio efectivo de la nube para observar la cobertura de nubosidad para la región central y sur de Perú. Hemos representado para el 17 de enero (**figura 21a**) y el 29 de junio (**figura 21b**) del 2016. Podemos observar que en enero gran parte de los Andes y la Amazonia están cubierto por nubes, mientras que en junio gran parte de los Andes se encuentra libre de nubes.

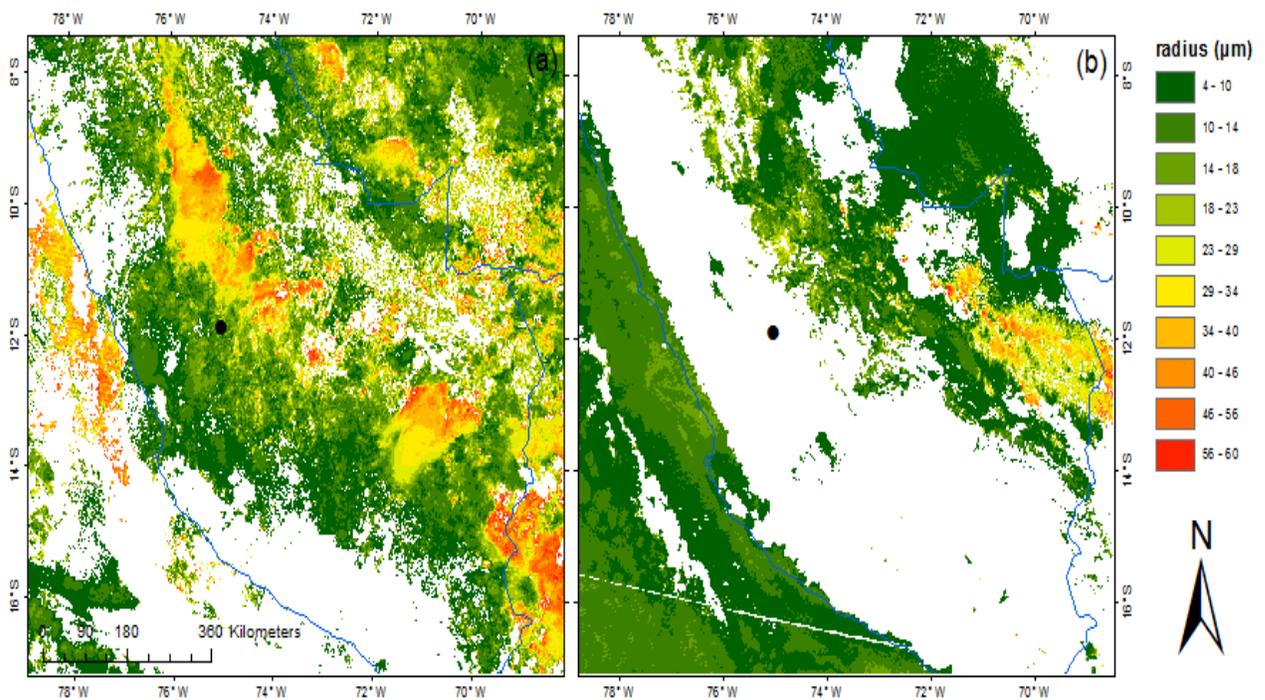


Figura 21. Radio efectivo de las nubes (a) para 17 de enero y (b) para el 29 de junio del 2016, el punto negro indica la ubicación del glaciar Huaytapallana.

4.1.2.2. Ángulo cenital solar

En la **figura 22** hemos representado la variación horaria del SZA para 4 días de expedición de campo para diferentes estaciones del año. Se puede observar que los valores comienzan a decrecer conforme transcurre la hora hasta llegar a los valores más bajos que se encuentran entre las 11:45 a 12:15 HL, después comienzan a incrementar. Se observo para el 17 de enero el valor más bajo fue 8.81° a las 12:11 TL, para el 17 de abril el valor más bajo fue 22.73° a las 12:00 TL, para el 17 de julio el valor más bajo fue 32.96° 12:07 TL y para el 23 de octubre el valor más bajo fue 0.23° a las 11:45 TL.

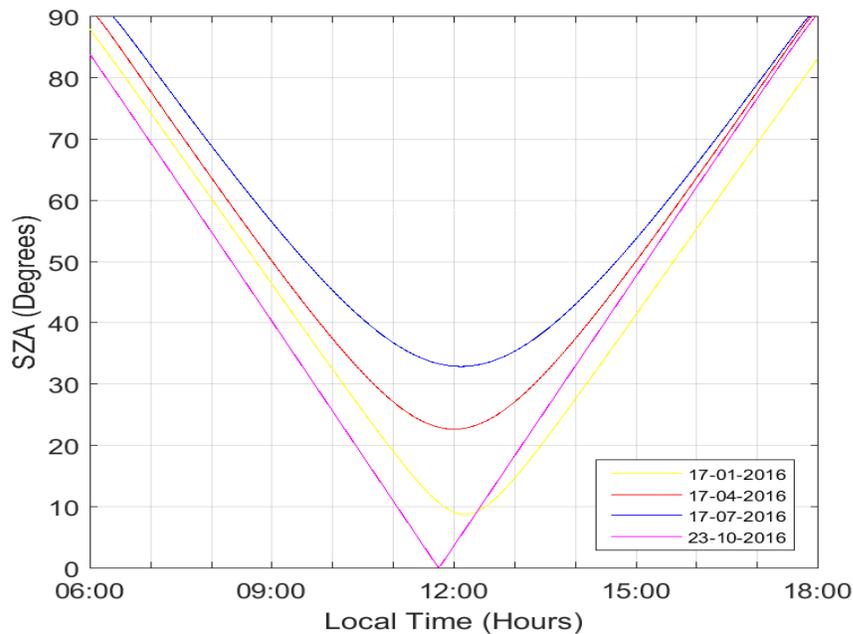


Figura 22. Variación horaria del ángulo cenit solar para el glaciar Huaytapallana.

En la **figura 23** hemos representado la variación mensual del SZA para el glaciar Huaytapallana desde noviembre del 2015 a octubre del 2016 para los días de campaña. Podemos observar en la gráfica que tiene un comportamiento bimodal. El primer pico se observa en enero y el segundo en junio. También observamos que las estaciones de otoño e invierno el SZA se encuentra por encima de $14,5^\circ$. El valor más bajo se encontró el 23

de octubre mientras que el más alto el 29 de junio. Entonces las estaciones donde se encuentran los registros más altos de radiación solar son primavera y verano, mientras que las estaciones con menor registros más bajos son otoño e invierno. Sin embargo, las estaciones de primavera, verano y otoño la mayor parte de los días el cielo se encuentran cubierto por nubes en su totalidad, ello hace que la energía sea atenuada en la atmósfera, pero en algunos días cuando el cielo se encuentra cubierto por nubes parcialmente donde existe una posibilidad que las nubes contribuyan con un efecto positivo de energía conocido como dispersión múltiple.

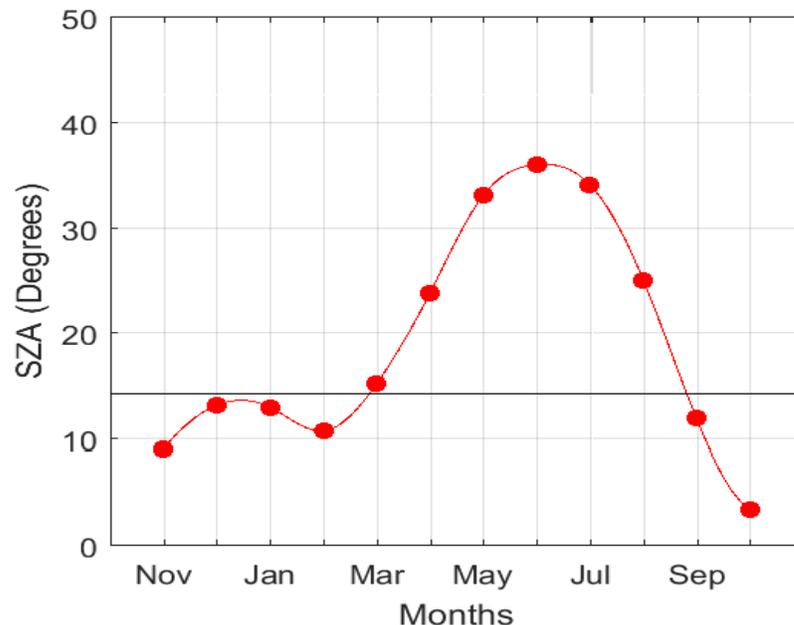


Figura 23. Variación mensual de los días de campaña del ángulo cenit solar para el glaciar Huaytapallana.

4.1.2.3. Densidad de la capa de nieve

En la **figura 24 5** representamos la variación temporal de la densidad de la capa de nieve del glaciar Huaytapallana para los días de campaña. El valor promedio fue $332 \pm 15 \text{ Kg m}^{-3}$. Podemos observar que la densidad osciló desde 316 hasta 358 Kg m^{-3} . El valor más alto fue registrado el 17 de enero de 2016 mientras que el valor más bajo el 21 de junio de 2016. Esta

variación está en relación directamente proporcional con la temperatura del aire de la estación Huaytapallana. Los meses más fríos se encontraron valores más bajos mientras que los meses más cálidos fueron sustancialmente valores más altos. Valores similares fueron reportados en otros estudios para otros glaciares en el mundo (Winther et al., 1998; Warren et al., 1999). Sobota (2011) informo que la densidad de nieve en los glaciares de Svalbard (lat. -10° a -35° ; lon. 76° a 81°) oscila desde 346 hasta 378 kg m^{-3} . En los meses más fríos se encontraron valores más bajos mientras que los meses más cálidos fueron sustancialmente valores más altos de la densidad de la nieve.

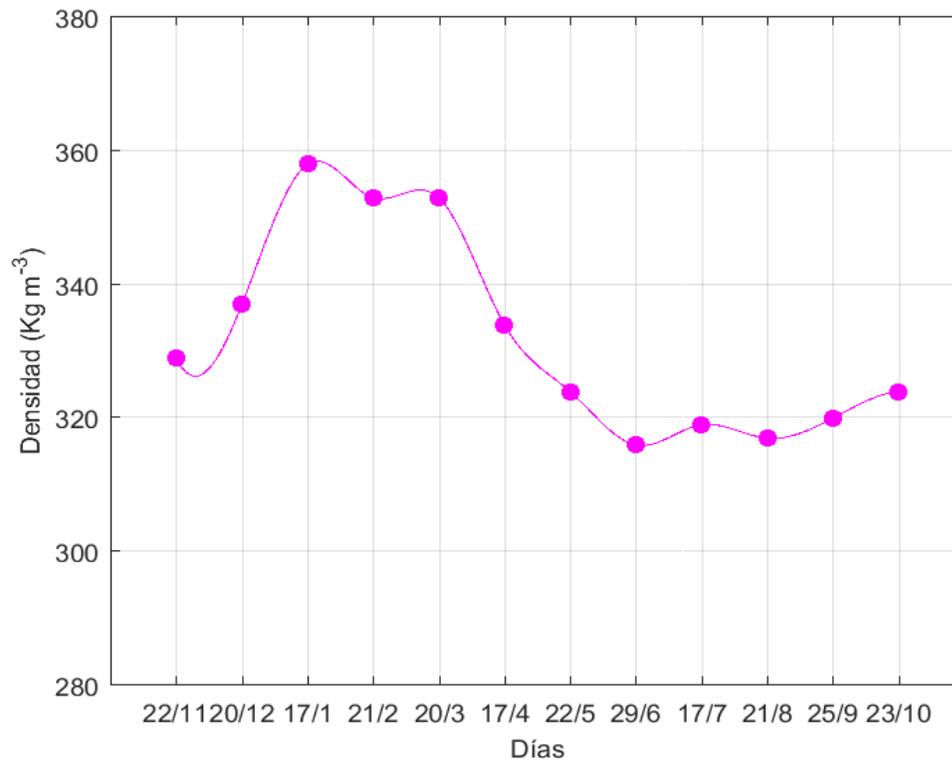


Figura 24. Densidad de la nieve en el glaciar Huaytapallana para los días de campaña.

4.1.3. Variación temporal de la concentración de CN en el glaciar Huaytapallana

En la **figura 25** se observa la variación temporal mensual de la concentración de CN para el periodo estudiado. El promedio de CN para todo el periodo fue $38,16 \pm 30,81$ ppb. Los valores de CN oscilaron desde los más bajos 3,42 ppb hasta los más altos 82,57 ppb. Los valores más bajos se encontraron en verano y otoño mientras que los valores más altos en invierno y primavera. Hay que resaltar que el 20 de marzo del 2016 la concentración de CN incremento en 7 veces más respecto al mes anterior y 3 veces más respecto al mes siguiente. Respecto a las barras de error de cada campaña, los meses con altas concentraciones de CN (junio, julio y agosto) donde el las barras de error fueron más bajas (junio = 2,19 ppb, julio = 0,70 ppb, agosto = 4,68 ppb), mientras tanto en mayo se encontró la mayor barra de error (17,04 ppb). Al realizar la prueba de normalidad de nuestro conjunto de datos hemos comprobado que este no tiene una distribución normal. Por ello, hemos aplicado una prueba estadística no paramétrica de U de Mann-Whitney-Wilcoxon para la comprobación de hipótesis. Al aplicar la prueba de U de Mann-Whitney-Wilcoxon hemos encontrado que existen diferencias significativas de las concentraciones de CN en el glaciar Huaytapallana para el periodo lluvioso (septiembre-mayo) y seco (junio-agosto) con un p-valor de $2,16 \times 10^{-4}$. Las concentraciones altas de CN en el periodo seco tienen un buen acuerdo con los incendios de vegetación abierta en la región Amazónica y Andina. Además, la ausencia de precipitación genera que los contaminantes urbanos se transporten distancias más grandes.

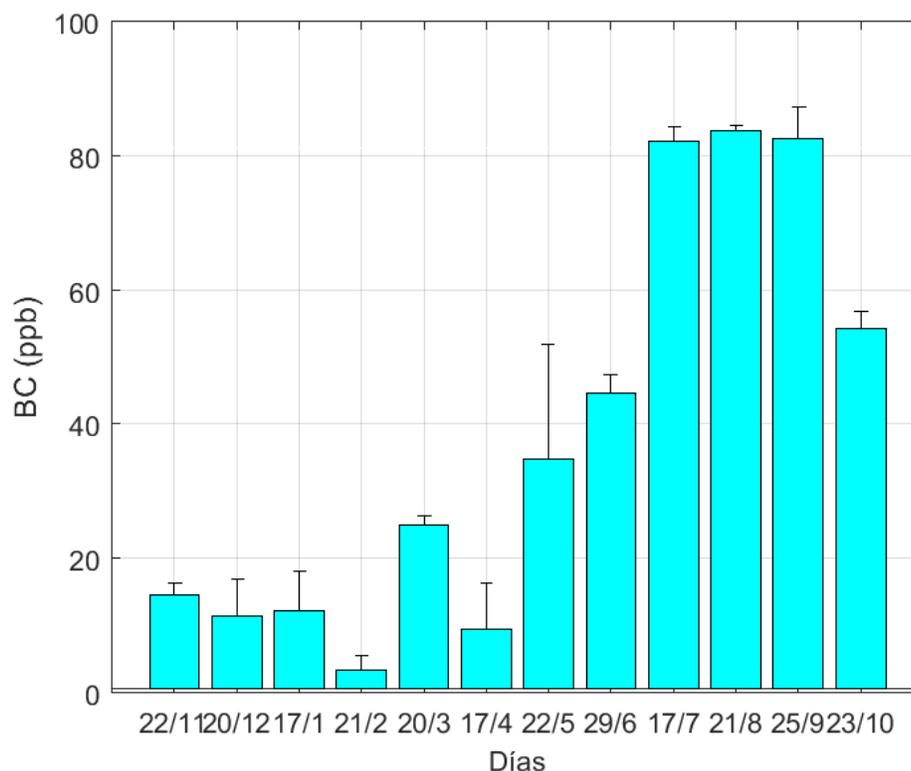


Figura 25. Variación temporal de la concentración del carbono negro en la nieve del glaciar Huaytapallana.

4.1.4. Evaluación del efecto en el albedo de la superficie del glaciar Huaytapallana

Albedo de la superficie del glaciar Huaytapallana sin CN

En la **tabla 3** en la columna **albedo sin CN** se observa los resultados de albedo generados a partir del modelo SNICAR. Este parámetro oscila entre 71,79 a 85,97 %. Teóricamente el albedo de la nieve recién caído debe estar en 95 % Wiscombe (1976). Sin embargo, muchos factores afectan este valor significativamente. Probablemente nuestra cercanía al ecuador y al estar en la región tropical las temperaturas en los glaciares son significativamente más altas respecto a otros glaciares alejados de la región tropical. Esto conlleva a que las partículas de nieve sean más grandes por ello el albedo sea menor debido a que el tamaño

del grano de la nieve es un factor importante en el albedo de la superficie de un glaciar con capa de nieve.

Albedo de la superficie del glaciar Huaytapallana con CN

En la **tabla 3** en la columna de **albedo con CN** se observa los resultados de albedo estimados con el modelo SNICAR. Este parámetro oscila entre 67,83 a 85,08 %, se puede observar una reducción para todos los meses debido a la presencia de CN en la nieve.

Reducción del albedo por la deposición de CN en la nieve del glaciar Huaytapallana

En la **figura 26** se observa la reducción del albedo de la nieve del glaciar Huaytapallana como consecuencia de la deposición de CN en la nieve para todo el periodo de estudio. El promedio del albedo para todo el periodo de estudio fue $2,33 \pm 2,07$ %. El valor más bajo se encontró el 21 de febrero del 2016 (0,54%) y el más alto el 17 de julio del 2016 (6,31%). Los valores más altos se encontraron en invierno y primavera mientras que los valores más bajos se encontraron en verano y otoño (ver **tabla 3 en reducción de albedo**).

Tabla 3. Resultado del modelo SNICAR y del forzamiento radiativo.

Fecha	SW rad incidente (W m ²)	albedo sin BC (%)	albedo con BC (%)	Reducción de albedo (%)	FR (W m ²)
22/11/2015	502,61	82,73	81,40	1,61	6,68
20/12/2015	634,43	73,69	72,49	1,63	7,61
17/01/2016	362,37	85,97	85,08	1,04	3,23
21/02/2016	719,34	75,86	75,45	0,54	2,95
20/03/2016	454,09	85,97	84,51	1,70	6,63
17/04/2016	561,61	84,14	83,27	1,03	4,89
22/05/2016	573,79	82,73	80,28	2,96	14,06
29/06/2016	819,72	73,36	70,27	4,21	25,33
17/07/2016	797,70	73,20	68,58	6,31	36,85
21/08/2016	531,45	82,72	78,42	5,20	22,85
25/09/2016	664,20	82,72	78,46	5,15	28,29
23/10/2016	865,83	71,79	67,83	5,52	34,29

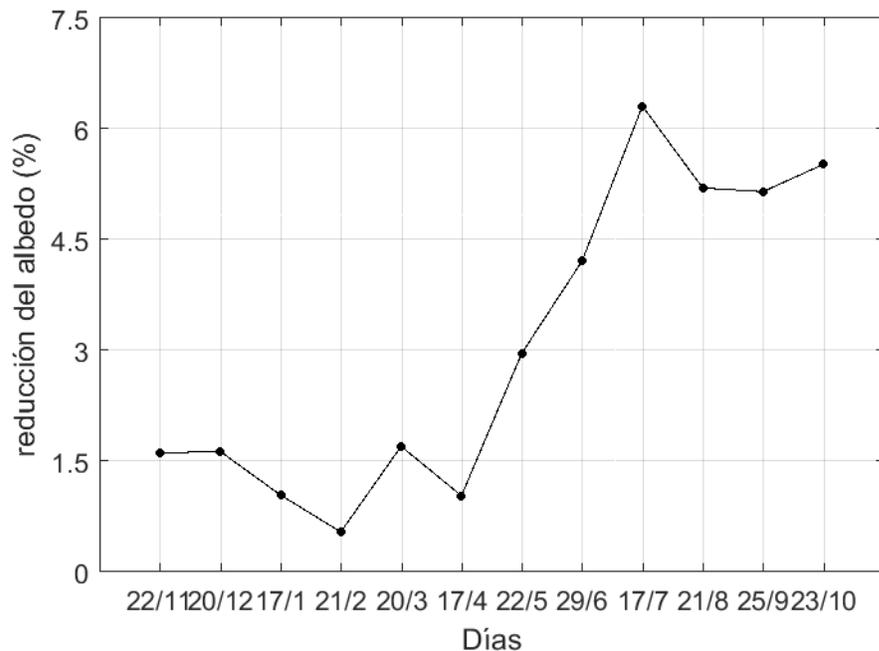


Figura 26. Reducción del albedo de la superficie del glaciar Huaytapallana.

4.1.5. Identificación de los sectores de donde proviene el CN al glaciar Huaytapallana

La **figura 27** se muestran las trayectorias de 7 días hacia atrás que llegaron al glaciar Huaytapallana a 500 m sobre el nivel de suelo con intervalos de 3 horas para los días de recolección de muestras. Gran parte de las trayectorias se acercan desde el norte-este y este pasando sobre por los departamentos de Cerro de Pasco, Huánuco, Ucayali y San Martín que corresponden a la Amazonia de Perú y en algunas veces recorrieron la Amazonia de Brasil. Por otro lado, una fracción menor se acerca del sur-este pasando sobre los departamentos de Cusco, Madre de Dios y Puno, llegando también desde la Amazonia de Bolivia. Para el 20 de marzo del 2016 se observa (figura 25 trayectoria de rojo) que gran parte de estas trayectorias se acercan de los departamentos de Cusco,

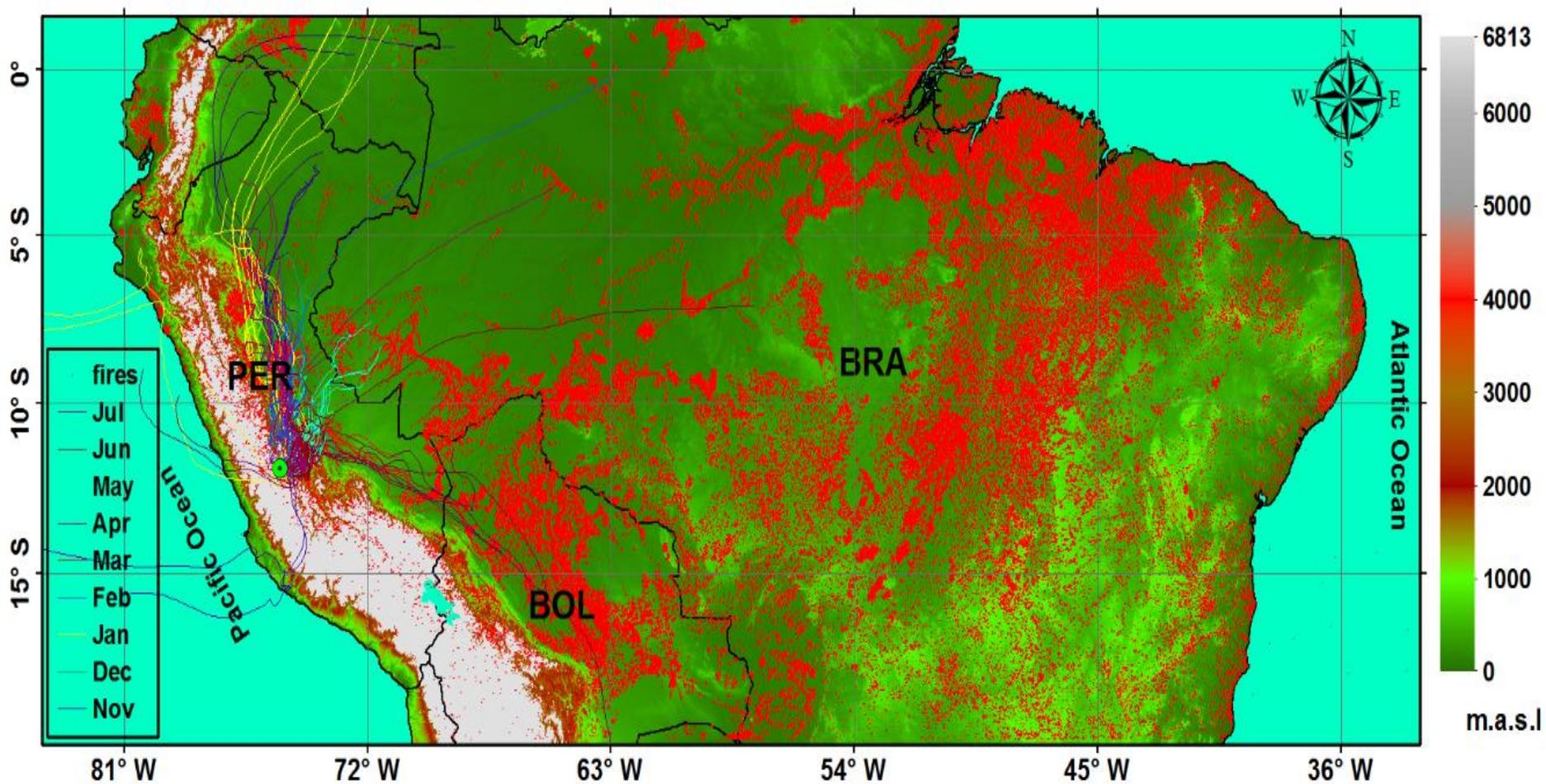


Figura 27. Trayectorias hacia atrás comenzando desde el glaciar Huaytapallana (punto verde) para los días de campaña. Los puntos rojos muestran los focos de calor desde 1 de noviembre de 2015 hasta 31 de octubre de 2016.

Madre de Dios y Puno y la Amazonia de Bolivia coincidentemente para este día la concentración de CN en la nieve del glaciar Huaytapallana aumento considerablemente como se describe en la sección 4.1.3. Finalmente, una pequeña fracción de trayectorias se acercan por el oeste, es debido a que los Andes Centrales de Perú es considerado la zona de convergencia.

4.1.6. Análisis del efecto de la deposición de CN en el forzamiento radiativo en el glaciar Huaytapallana

La deposición del CN en la criósfera ha demostrado ser un factor que afecta considerablemente al forzamiento radiativo. El uso de modelos de nieve para estimar el forzamiento radiativo del CN local es uno de los métodos principales y predominantes de evaluar. Basándonos en mediciones de CN y propiedades físicas de la nieve superficial del glaciar Huaytapallana, estimamos el forzamiento radiativo del CN. Suponiendo que el rango de reducción del albedo espectral estimado en este estudio es razonable y a lo largo de las mediciones, asumiendo también que los datos de radiación incidente de onda corta proporcionados por CERES-NASA es razonable. Por lo tanto, el forzamiento radiativo de la deposición del CN en la nieve del glaciar Huaytapallana promedio para todo el periodo de estudios fue $16,13 \pm 12,64 \text{ W m}^{-2}$. El forzamiento radiativo oscila desde $2,95 \text{ W m}^{-2}$ hasta $36,85 \text{ W m}^{-2}$ (**figura 28**) instantáneo. Al considerar solo las estaciones de invierno y primavera el promedio del forzamiento radiativo fue $25,15 \pm 10,72 \text{ W m}^{-2}$ que es un valor importante para tener en cuenta en el balance de energía de los glaciares tropicales de Perú. Finalmente, al evaluar la correlación del CN y el forzamiento aplicando la prueba estadística de Spearman encontramos que existen relación altamente significativa entre ambas variables. Por lo tanto, la deposición de CN en la nieve del glaciar Huaytapallana afecta significativamente al forzamiento radiativo con $p - \text{valor} = 9,69 \times 10^{-4}$ a un nivel de significancia del 5%. En la **figura 29** se observa el efecto directamente

proporcional cuanto mayor es la deposición del CN en la nieve mayor es el efecto en el forzamiento radiativo.

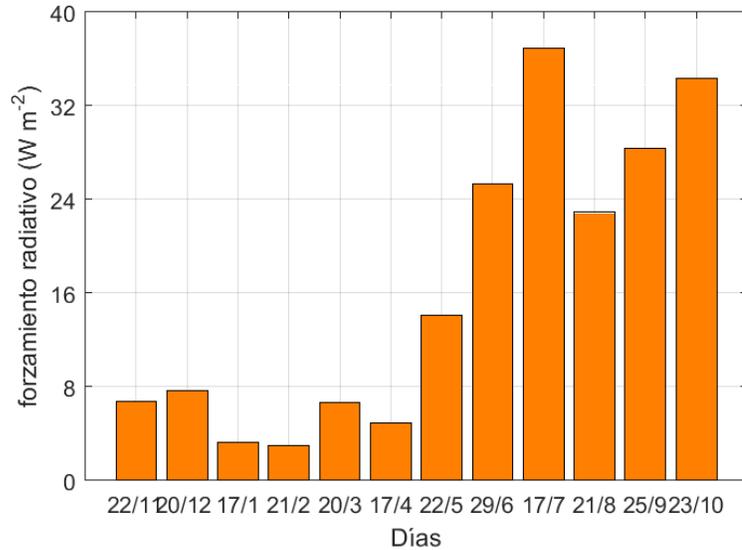


Figura 28. Forzamiento radiativo por la deposición de CN en el glaciar Huaytapallana.

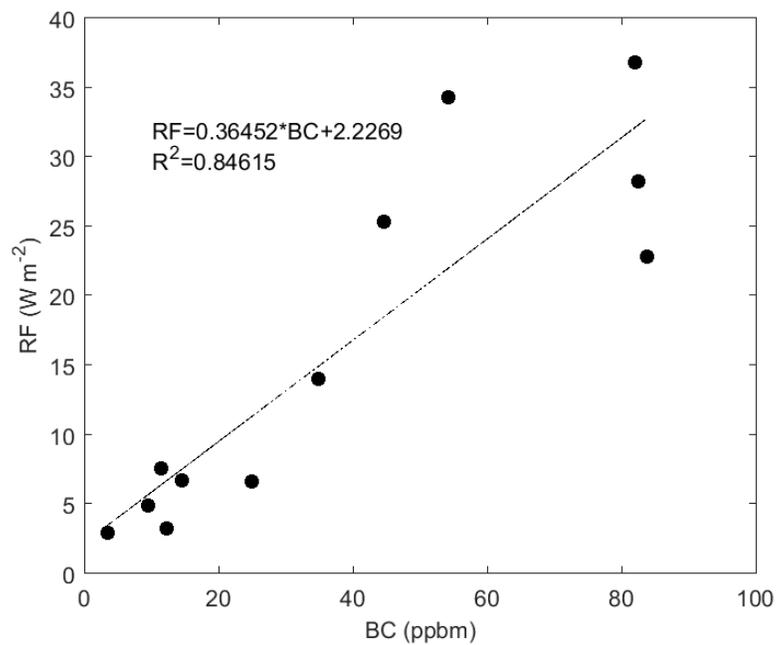


Figura 29. Correlación de la deposición de CN y forzamiento radiativo para el glaciar Huaytapallana.

4.2. Discusión de resultados

Nuestros resultados de la concentración de CN depositado en la nieve del glaciar Huaytapallana (3,42-83,75 ppb) son similares a los reportados en otros estudios realizados como en la Cordillera Blanca por Schmitt et al., (2015); en el Monte Nyainqentanglha por Ming et al., (2013); en el Norte América central por Doherty et al., (2014), con intervalos de 2-80 ppb; 4-70 ppb y 5-70 ppb, respectivamente. Sin embargo, pueden ser menores a lo reportado en los glaciares ubicados al norte de China por Wang et al., (2013) con concentraciones de 117-1120 ppb. Las concentraciones de CN aumentaron con el tiempo desde mayo hasta octubre del 2016 en la temporada seca (junio-agosto). Este incremento está en buen acuerdo con los aumentos de los incendios de vegetación abierta que ocurren en América del Sur como lo reporta Saldanha de Vasconcelos et al., (2013).

La deposición de las partículas absorbentes de luz puede atenuar considerablemente la superficie del glaciar, reducir el albedo de la nieve, y así aumentar el flujo de energía en los glaciares, acelerando la fusión glacial. Basándonos en el modelo SNICAR, para concentraciones de CN y propiedades físicas observadas en la nieve del glaciar Huaytapallana, encontramos que la reducción del albedo oscila entre 0,54% y 6,31%, que es similar a lo reportado por otros estudios como Yasunari et al. (2010) donde señalaron que el rango de reducción posible en el albedo debido a deposición del CN en la nieve en los glaciares del Himalaya ha de ser de 4,2-5%; Jacobi et al., (2015) informaron que el albedo en la nieve del Himalaya se redujo en 2,7-6%. Pero es menor a lo reportado por Flanner et al. (2007) informaron que la adición del 500 ppb de CN en la nieve disminuye el albedo espectral en 10%; Dumont et al., (2014) informaron que el albedo de la nieve en Groenlandia se redujo en 13% como consecuencia de la deposición de CN. Los valores más altos de reducción del albedo se observaron en la temporada seca (junio-agosto) que coincide con altas concentraciones de CN depositado en la nieve del glaciar Huaytapallana.

De acuerdo con nuestro análisis de trayectorias hacia atrás hemos observado que el CN proviene del sector este donde se encuentra la Amazonia de Brasil, Bolivia y Perú. Varios trabajos como el de Andreae et al., (2012); Suarez, (2015) y Bourgeois et al., (2015); Moya et al., (2017) han observado que los contaminantes atmosféricos producidos en los incendios sobre Brasil y Bolivia son transportados a los Andes. Sobre la base de estos trabajos anteriores, nuestro análisis de trayectorias sugiere que el transporte regional contribuyó con concentraciones importantes de CN en el sitio receptor como el glaciar Huaytapallana.

La deposición de CN reduce el albedo de la superficie y como consecuencia mayor energía queda retenida favoreciendo al retroceso acelerado de los glaciares. Nuestro análisis demuestra que forzamiento radiativo como consecuencia de la deposición de CN en la nieve del glaciar Huaytapallana contribuye desde valores muy bajos de 2,95 hasta más altos 36,85 W m⁻². Flanner et al. (2007) estimaron el forzamiento radiativo instantáneo del CN sobre la Meseta Tibetana, que excede en 20 W m⁻² en algunos glaciares debido a la existencia del CN en la nieve. Ming et al., (2013) informaron que la deposición del CN causa un forzamiento radiativo promedio de 6 W m⁻² (aproximadamente 5% del forzamiento total) en los glaciares de Asia alta. Sterle et al., (2013) informaron que la deposición del CN en la nieve retiene energía solar de onda corta entre 20-40 W m⁻² durante abril y mayo en Sierra Nevada. Zhang et al., (2017) informaron que la deposición del CN contribuye con el forzamiento radiativo entre 1,0-141 W m⁻² en la Meseta Tibetana. Niu et al., (2017) informaron que el CN depositado en la nieve es responsable de absorber entre 76,38-146,96 W m⁻² en la Meseta Tibetana. El CN en el glaciar Huaytapallana en promedio para todo el periodo de estudios absorbe el 16,13 W m⁻² de la absorción total. El 87.31% de la absorción se puede atribuir a hielo, polvo, o agua líquida existente en el glaciar y otros factores. Una suposición simple es que el hielo es responsable de absorber el 20% de la luz solar, si asumiendo que la nieve pura tiene un albedo más alto de aproximadamente el 85% Warren y

Wiscombe, (1980), y luego el 8% podría atribuirse al polvo y al agua, lo que requerirá realizar más mediciones en campo para validar. Sin embargo, haciendo un análisis del promedio para invierno y primavera se observa que el la deposición del CN contribuye con el forzamiento radiativo de $25,15 \text{ W m}^{-2}$, lo que supone un 21% de la absorción total. Finalmente, aplicando la prueba de Spearman se encontró que la deposición de CN afecta significativamente en el forzamiento radiativo con $p - \text{valor} = 9,69 \times 10^{-4}$ a un nivel de significancia del 5%. Por lo tanto, desde el punto de vista del balance de energía, el impacto de la deposición de CN en el retroceso de los glaciares de la Cordillera Huaytapallana es importante y debe ser considerado en los modelos hidrológicos de predicciones futuras de disponibilidad de agua sobre todo en los lugares donde la escorrentía es apoyada por descongelamiento de glaciares.

CONCLUSIONES

1. La concentración de carbono negro (CN) en la nieve del glaciar Huaytapallana en promedio para todo el periodo de estudios fue $38,16 \pm 30,81$ ppb. La variación temporal de la deposición de CN depende principalmente de la temporada del año. Los valores más altos (82,57 ppb) fueron encontrados en la temporada seca (junio-agosto) que concuerda muy bien con la ocurrencia de los incendios de vegetación abierta en América del Sur.
2. La reducción del albedo de la superficie del glaciar Huaytapallana como consecuencia de la deposición de CN en promedio para todo el periodo de estudios fue $2,33 \pm 2,07\%$. Los valores se encuentran desde 0,54 a 6,31%. Los valores de reducción más altos fueron encontrados en las estaciones de invierno y primavera donde la deposición de CN aumento como también los incendios de vegetación abierta.
3. Se observo que el CN producido en las quemas de vegetación abierta en la amazonia de Perú contribuyen considerablemente con concentraciones altas de CN debido a que son transportados hacia los glaciares del Huaytapallana de acuerdo con el análisis de trayectorias hacia atrás. Además, una proporción regular es contribuido por los incendios ocurridos en la Amazonia de Brasil y Bolivia como ocurrió el 20 de marzo del 2016.
4. Se observo que el forzamiento radiativo como consecuencia de la deposición del CN en la nieve del glaciar Huaytapallana fue $16,13 \text{ W m}^{-2}$. Pero si se analiza por estaciones este valor puede incrementar hasta dos veces más. Por ello, es preferible analizar estos valores por estaciones. En el glaciar Huaytapallana para las estaciones de invierno y primavera el forzamiento radiativo fue $25,15 \text{ W m}^{-2}$. Finalmente, aplicando la prueba de Spearman es encontró que la deposición de CN afecta significativamente en el forzamiento radiativo $\text{valor} = 9,69 \times 10^{-4}$. En términos de balance de energía este valor es importante y debe ser considerado en los modelos hidrológicos de predicciones futuras de disponibilidad de agua sobre todo en los lugares donde la escorrentía es apoyada por el descongelamiento de glaciares.

RECOMENDACIONES

1. Se recomienda considerar el presente trabajo de investigación como un sustento técnico-científico para elaborar ordenanzas regionales que prohíban quemas agrícolas debido a que estos son la principal causa de incendios de vegetación abierta de gran magnitud y como consecuencia de grandes emisiones de CN se liberan a la atmósfera.
2. Se recomienda que las autoridades tomen decisiones concretas para reducir las emisiones de contaminantes atmosféricos provenientes de quemas de biomasa y combustibles fósiles debido a su importante efecto en el forzamiento radiativo en el glaciar Huaytapallana.
3. Se recomienda seguir con las mediciones de CN y propiedades físicas de la nieve en el glaciar Huaytapallana para hacer un análisis de tendencias y evaluar si la concentración de CN es creciente.
4. Se recomienda hacer mediciones de radiación solar incidente de onda corta en las campañas de recolección de muestras de nieve en el glaciar Huaytapallana para validar los datos provenientes de CERES utilizados en ese estudio.
5. Se recomienda hacer la validación del modelo SNICAR con mediciones en campo para determinar el error absoluto.

REFERENCIAS

- ANA (Autoridad Nacional del Agua), 2014. Inventario Nacional de Glaciares y Lagunas, Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos. <http://www.ana.gob.pe/media/981508/glaciares.pdf>.
- Armstrong, R., y Brun, E., 2008. Snow and climate: physical processes, surface energy exchange and modeling, Cambridge Univ. Pr. Londres, 256 pp. www.cambridge.org/9780521854542.
- Arroyo, J., Gumendi, P., y Machuca, E., 2014. Efectos de las anomalías climáticas en la cobertura de nieve de los glaciares centrales de Perú. <http://www.met.igp.gob.pe/publicaciones/2014/Arroyo.pdf>.
- Alexandri, G., Georgoulas, A. K., Meleti, C., Balis, D., Kourtidis, K. A., Sanchez-Lorenzo, A., Trentmann, J., y Zanis, P., 2017. A high-resolution satellite view of surface solar radiation over the climatically sensitive region of Eastern Mediterranean, Atmospheric Research, 188, 107–121. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.12.015>.
- Andreae, M., Artaxo, P., Beck, V., Bela, M., Freitas, S., Gerbig, C., Longo, K., Munger, J., Wiedemann, K., and Wofsy, S., 2012. Carbon monoxide and related trace gases and aerosols over the Amazon Basin during the wet and dry seasons. Atmos. Chem. Phys., 12, 6041-6065. <http://dx.doi.org/10.5194/acp-12-6041-2012>.
- Bórquez, R., Larraín, S., Polanco, R., y Urquidi, J., 2005. Glaciares Chilenos Reservas Estratégicas de Agua Dulce para La Sociedad, los Ecosistemas y la Economía, LOM Ediciones, Chile.
- Bond T. C., Doherty S. J., Fahey, D. W., Forster, P. M., Berntsen T., DeAngelo B. J., Flanner M. G., Ghan S., Kärcher B., Koch D., Kinne S., Kondo Y., Quinn P. K., Sarofim M. C., Schultz M. G., Schultz M., Venkataraman C., Zhang H., Zhang S., Bellouin N., Guttikunda S. K., Hopke P. K., Jacobson M. Z., Kaiser J. W., Klimont Z., Lohmann U., Schwarz J. P., Shindell D.,

- Storelvmo T., S. Warren G., y Zender C. S., 2013. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118, 5380–5552. <http://dx.doi.org/10.1002/jgrd.50171>.
- Bourgeois, Q., Ekman A., and Krejci, R., 2015. Aerosol transport over the Andes from the Amazon Basin to the remote Pacific Ocean: A multiyear CALIOP assessment. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 120, 8411–8425. <http://dx.doi.org/10.1002/2015JD023254>.
- Bury, J.T., Mark, B.G., McKenzie, J.M., French, A., Baraer, M., In Huh, K., Zapata Luyo, M.A., R.J., Gomez Lopez, 2011. Glacier recession and human vulnerability in the Yanamarey watershed of the Cordillera Blanca, Peru. *Clim. Chang.* 105, 179–206.
- Cusicanqui, D., Soruco, Á., Rabatel, A., y Anthelme, F., 2015. Balance de masa del glaciar de Zongo entre 2006 y 2013 mediante el método volumétrico, empleando imágenes de alta resolución pléiades adquiridas sobre la Cordillera Real, Bolivia (16°s, 68°w), *Geológicas y del Medio Ambiente*, 7, 5–20. http://lgge.osug.fr/personnels/RABATEL_Antoine/Publi/Cusicanqui2015R BG.pdf.
- CCOHS (2006) Canadian National Resource for Occupational Safety and Health. Black Carbon-Effects in the Health [en línea]. <https://www.ccohs.ca/headlines/text186.html>
- Chevalier, P., Pouyand, B., Suarez, W., y Condom, T., 2011. Climate change threats to environment in the Tropical Andes: glaciers and water resources. *Reg. Environ. Chang.* 11 (1), 179–187. <http://dx.doi.org/10.1007/s10113-010-0177-6>.
- Delaney, I., Kaspari, S., y Jenkins, M., 2015. Black carbon concentrations in snow at Tronsen Meadow in Central Washington from 2012 to 2013: Temporal and spatial variations and the role of local forest fire activity, *Journal of*

- Geophysical Research Atmospheres, 120, 9160–9172.
<http://dx.doi.org/10.1002/2015JD023762>.
- Doherty, S., Dang, C., Hegg, D., Zhang, R., y Warren, S., 2014. Black carbon and other light-absorbing particles in snow of central North America, Journal of Geophysical Research Atmospheres, 119, 12807–12831.
<http://dx.doi.org/10.1002/2014jd022350>.
- Doherty, S. J., Hegg, D. A., Johnson, J. E., Quinn, P. K., Schwarz, J. P., Dang, C., y Warren, S. G., 2016. Causes of variability in light absorption by particles in snow at sites in Idaho and Utah, Journal of Geophysical Research Atmospheres, 121, 4751–4768,
<http://dx.doi.org/10.1002/2015JD024375>.
- Dumont, M., Brun, E., Picard, G., Michou, M., Libois, Q., Petit, J-R., Geyer, M., Morin S., y Josse, B., 2014. Contribution of light-absorbing impurities in snow to Greenland's darkening since 2009, Nature Geoscience, 7, 509–512. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo2180>.
- Draxler R. y Hess G. D., 1998. An overview of the HYSPLIT_4 modeling system for trajectories, dispersion, and deposition. Aust. Meteor. Mag., 47, 295–308.
- Figueroa, N., 1988. Química General Inorgánica y Orgánica. Editorial Mantaro, Tercera edición, Lima, Perú.
- Flanner, M., Zender, C., Randerson, J., y Rasch, P. 2007. Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 112, D11202.
<http://dx.doi.org/10.1029/2006JD008003>.
- Flanner, M. G., C. S. Zender, P. G. Hess, N. M. Mahowald, T. H. Painter, V. Ramanathan, y Rasch P. J., 2009. Springtime warming and reduced snow cover from carbonaceous particles, Atmos. Chem. Phys., 9, 2481-2497. <https://doi.org/10.5194/acp-9-2481-2009>.

- Francou, B., Pouyaud, B., Bucher, R., Cáceres, B., Chazarin, J.-P., Chevallier, P., L'hote, Y., Machaca, A., Maisincho, L., Mendoza, J., Ramírez, J., Soruco, Á., Taupin, J.-D., y Wagnon, P., 2004. Métodos de observación de glaciares en los Andes tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos (I. Great Ice Ed. Vol. 1). France.
- Flynn P.F., Durrett R.P., Hunter G.L., Loye A.O., Akinyemi O.C., Dec J.E. y Westbrook C.K. 1999. Diesel combustion: an integrated view combining laser diagnostics, chemical kinetics, and empirical validation. SAE Paper 1999-01-0509.
- Heywood J.B., 1988. Internal combustion engine fundamentals McGraw-Hill, New York.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2013. Climate Change 2013: The physical Science Basic Report. <https://www.ipcc.ch/report/ar5/>.
- Jacobi, H.-W., Lim, S., Ménégoz, M., Ginot, P., Laj, P., Bonasoni, P., Stocchi, P., Marinoni, A., y Arnaud, Y. 2015. Black carbon in snow in the upper Himalayan Khumbu Valley, Nepal: observations and modeling of the impact on snow albedo, melting, and radiative forcing, *The Cryosphere*, 9, 1685-1699, <http://dx.doi.org/10.5194/tc-9-1685-2015>.
- Janssen N., Gerlofs M., Lanki E., Cassee F., Hoek G., Fisher P., Brunekreef, B. y Krzyzanowshi M. 2012. Health Effects of Black Carbon. World Health Organization. Regional Office for Europe.
- Joseph, J. H., W. J. Wiscombe, y J. A. Weinman 1976. The delta-Eddington approximation for radiative transfer, *J. Atmos. Sci.*, 33, 2452-2459.
- Kaspari, S.D., Painter, T.H., Gysel, M., Skiles, S.M., Schwikowski, M., 2014. Seasonal and elevational variations of black carbon and dust in snow and ice in the Solu-Khumbu, Nepal and estimated radiative forcings. *Atmos. Chem. Phys.* 14, 8089–8103. <https://doi.org/10.5194/acp-14-8089-2014>.

- Kirchhoff, G. (1860). Über das Verhältnis zwischen dem Emissionsvermögen und dem Absorptionsvermögen der Körper für Wärme und Licht. *Ann. Phys. Chem.* 109, 275–301.
- Liou, K., 2002. *An Introduction to Atmospheric Radiation*, Department of Atmospheric Sciences University of California, Los Angeles, California.
- Liou, K. N., 1974. Analytic two-stream and four-stream solutions for radiative transfer, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1473-1475.
- Lin, J. C., C. Gerbig, S. C. Wofsy, A. E. Andrews, B. C. Daube, K. J. Davis, y C. A. Grainger, 2003. A near-field tool for simulating the upstream influence of atmospheric observations: The Stochastic Time-Inverted Lagrangian Transport (STILT) model. *J. Geophys. Res.*, 108, 4493.
- López J.I., Fontaneda, S., Bazo, J., Revuelto, J., Azorin-Molina, C., Valero-Garcés, B., Morán-Tejeda, E., Vicente-Serrano, S.M., Zubieta, R., Alejo-Cochachín, J., 2014. Recent glacier retreat and climate trends in Cordillera Huaytapallana, Peru, *Global and Planetary Change*, 112, 1-11. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.10.010>.
- Martos Ramos F.J., 2006. Caracterización morfológica de las partículas diesel. Tesis doctoral, Universidad de Castilla la Mancha, Departamento de Mecánica Aplicada e Ingeniería de Proyectos, Escuela Técnica de Ingenieros Industriales.
- Masiokas, M., s.f. Preocupante pérdida de hielo en los glaciares patagónicos, Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, Argentina. <http://nuestragranreservadeaguadulce.blogspot.pe/>.
- Meador, W. E., y Weaver, W. R., 1980. Two-stream approximations to radiative transfer in planetary atmospheres: A unified description of existing methods and a new improvement, *J. Atmos. Sci.*, 37, 630-643.
- Ming, J., Xiao, C., Cachier, H., Qin, D., Qin, X., Li, Z., y Pu, J., 2009. Black Carbon (BC) in the snow of glaciers in west China and its potential effects on

- albedos. *Atmospheric Research*, 92, 114–123.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.09.007>.
- Ming, J., Xiao, D., Du, Z., y Yang, X., 2013. An overview of black carbon deposition in High Asia glaciers and its impacts on radiation balance. *Advances in Water Resources*, 55, 80-87.
<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.015>.
- Monin, Ch., 2009. Caracterización del Proceso de Formación de Hollín en una Llama de Difusión Diesel de Baja Temperatura. DEPARTAMENTO DE MÁQUINAS Y MOTORES TÉRMICOS, UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE VALENCIA, Tesis Doctoral.
- Moya, A., Arredondo, R., y R., Yuli, 2017. Determinación de la presencia de partículas (PM10) en Perú producidas por quema de biomasa con ayuda de modelos numéricos. *Rev. Int. Contam. Ambie.* 33 (1) 99-108.
<https://doi.org/10.20937/RICA.2017.33.01.09>.
- Niu, H., Kang, S., Shi, X., Paudyal, R., He, Y., Li, G., Wang, S., Pu, T., Shi, X., 2017. In-situ measurements of light-absorbing impurities in snow of glacier on Mt. Yulong and implications for radiative forcing estimates. *Science of The Total Environment*, 581-582, 848-856.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.01.032>.
- Otzen, T. y Manterola C., 2017. Técnicas de muestreo sobre una población a estudio. *Int. J. Morphol.*, 35(1):227-232. <http://dx.doi.org/10.4067/S0717-95022017000100037>.
- OMS (Organization Mundial de Salud), 2012. Health effects of black carbon.
<http://www.euro.who.int/en/health-topics/environment-and-health/air-quality/publications/2012/health-effects-of-black-carbon-2012>.
- Platnick, S., and L. Oreopoulos, 2008. Radiative susceptibility of cloudy atmospheres to droplet number perturbations: 1. Theoretical analysis and examples from MODIS, *JGR-Atmospheres*, 113(D14), 17, doi:10.1029/2007JD009654.

- Painter, T. H., A. C. Bryant, and S. M. Skiles, 2012. Radiative forcing of dust in mountain snow from MODIS surface reflectance data, *Geophysical Research Letters*, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L17502. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL052457>.
- Painter, T. H., Flanner, M. G., Kaser, G., Marzeion, B., VanCuren, R. A., y Abdalati, W., 2013. End of the Little Ice Age in the Alps forced by industrial black carbon, *P. Natl. Acad. Sci.*, 110, 15216–15221. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1302570110>.
- Paterson, W. S. B. (1994). *The physics of glaciers Vol. 3*. Pergamon (Ed.) (pp. 480). <https://www.elsevier.com/books/the-physics-of-glaciers/cuffey/978-0-12-369461-4>.
- Planck, M. (1901). Ueber das Gesetz der Energieverteilung im Normalspectrum. *Ann. Physik* 4, 553–563.
- Reda, I., y Andreas, A., 2003. Solar position algorithm for solar radiation application. *Solar Energy*, 76, 577-589. <https://doi.org/10.1016/j.solener.2003.12.003>.
- Riveros, M., 2016. Cuenca Hidrográfica. <http://cuencahidrograficamila.blogspot.pe/2016/04/cuencahidrografica-el-ambito-de-la.html>.
- Saldanha de Vasconcelos, S., Philip Martin, P., Lima de Alencastro Graça, P., Valentim, D., and Wagner, F., 2013. Variability of vegetation fires with rain and deforestation in Brazil's state of Amazonas. *Remote Sensing of Environment*, 136, 199–209. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2013.05.005>.
- Sánchez, S. F. 1995. Una aproximación al proceso de planificación de cuencas hidrográficas. Universidad del Tolima. Facultad de Ingeniería Agronómica. Ibagué. 94 p.
- Schmitt, C. G., All, J. D., Schwarz, J. P., Arnott, W. P., Cole, R. J., Lapham, E., y Celestian, A., 2015. Measurements of light-absorbing particles on the

- glaciers in the Cordillera Blanca, Peru, *The Cryosphere*, 9, 331-340.
<http://dx.doi.org/10.5194/tc-9-331-2015>.
- Segura, S., 2015. Caracterización in-situ de las Propiedades Espectrales de Absorción de los Aerosoles Atmosféricos en Valencia. Departamento de la Tierra y Termodinámica, Tesis Doctoral, Valencia, España.
- Sicart, J. E., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B., y Condom, T., 2007. Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, bolivia, comparing hydrological and glaciological methods. *Global and Planetary Change*, 59, 27–36.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.024>.
- Silva, Y., Takahashi, K., y Chávez, R., 2008. Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). *Advances in Geosciences* 14, 261-264.
- Sterle, K. M., McConnell, J. R., Dozier, J., Edwards, R., y Flanner, M. G., 2013. Retention and radiative forcing of black carbon in eastern Sierra Nevada snow, *The Cryosphere*, 7, 365-374, <https://doi.org/10.5194/tc-7-365-2013>.
- Stein, A.F., Draxler, R.R, Rolph, G.D., Stunder, B.J.B., Cohen, M.D., y Ngan, F., 2015. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96, 2059-2077,
<http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>.
- Stamnes, K., S. Tsay, W. Wiscombe, y Jayaweera, K., 1988. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Appl. Opt.*, 27, 2502-2509.
- Shettle, E. P., and Weinman, J. A., 1970. The transfer of solar irradiance through inhomogeneous turbid atmospheres evaluated by Eddington's approximation, *J. Atmos. Sci.*, 27, 1048-1055.
- Soruco, Á., Vincent, C., Francou, B., y Gonzales, J. F., 2009a. Glacier decline between 1963 and 2006 in the Cordillera real, Bolivia. *Journal of Geophysical Research*, 36.

- Stohl, A., S. Eckhardt, C. Forster, P. James, N. Spichtinger, y P. Seibert, 2002. A replacement for simple back trajectory calculations in the interpretation of atmospheric trace substance measurements. *Atmos. Environ.*, 36, 4635–4648, [http://dx.doi.org/10.1016/S1352-2310\(02\)00416-8](http://dx.doi.org/10.1016/S1352-2310(02)00416-8).
- Sobota, I., 2011. Snow accumulation, melt, mass loss, and the near-surface ice temperature structure of Irenebreen, Svalbard. *Polar Science* 5, 327-336. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2011.06.003>.
- Suarez, W., Macedo, N., Montoya, N., Arias, S., Schauwecker, S., Huggel, Ch., Rohrer, M., y Condom, T., 2015. Balance energético neto (2012-2014) y evolución temporal del nevado Quisoquipina en la región de Cusco (1990-2010). *Geo-Atmosférica*, 4, 80-92.
- Suarez, L., 2015. Transboundary air pollution in Southern Amazon of Peru. ResearchGate. <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.1.1453.6161>.
- Tree D.R. y Svensson K.I. 2007. Soot processes in compression ignition engines. *Progress in Energy and Combustion Science* 33, pp. 272-309.
- Trasmonte, G., Silva, Y., Chávez, R., y Segura, B., 2006. Trends in maximum and minimum temperature in the Central Andes of Peru (Mantaro river basin). *Actas de la Octava "International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography"*, Foz do Iguaçu, 2006, p. 463-468.
- Toon, O. B., C. P. McKay, T. P. Ackerman, y Santhanam, K., 1989. Rapid calculation of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres, *J. Geophys. Res.*, 94(D13), 16287–16301, <http://dx.doi.org/10.1029/JD094iD13p16287>.
- Vera, C., y Camilloni, I., s.f. *El Ciclo del Agua*, Ministerio de Educación, Ciencia y Cultura, Argentina. <http://www.bnm.me.gov.ar/giga1/documentos/EL002315.pdf>.
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., y Willemet, J.-M., 2012. The detailed snowpack scheme Crocus and its

- implementation in SURFEX v7.2, *Geosci. Model Dev.*, 5, 773-791, <http://dx.doi.org/10.5194/gmd-5-773-2012>.
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B.G., Bradley, R.S., 2008a. Climate change and tropical Andean glaciers: past, present and future. *Earth-Sci. Rev.* 89, 79–96. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.04.002>.
- Vuille, M., Kaser, G., Juen, I., 2008b. Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. *Glob. Planet. Chang.* 62, 14–28. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.11.003>.
- Wang, X., Doherty, S., y Huang, J., 2013. Black carbon and other light-absorbing impurities in snow across Northern China, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118, 1471–1492. <http://dx.doi.org/10.1029/2012JD018291>.
- Warren, S.G., Rigor, I.G., Untersteiner, N., Radionov, V.R., Bryazgin, N.N., Aleksandrov, Y.I., Colony, R., 1999. Snow depth on Arctic sea ice. *J. Clim.* 12, 1814e1829.
- Wiscombe, W. J., 1976. Extension of the doubling method to inhomogeneous sources, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 16, 477- 489.
- Wiscombe, W. J., 1977. The delta-Eddington approximation for a vertically inhomogeneous atmosphere, Tech. Note TN-121 + STR, Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.
- Wiscombe, W.J., y S.G., Warren, 1980. A model for the spectral albedo of snow .1. Pure snow. *J. Atmos. Sci.* 37, 2712e2733. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2).
- Winther, J.G., Bruland, O., Sand, K., Kilingtveit, A., y D., Marechal, 1998. Snow accumulation distribution on Spitsbergen, Svalbard, in 1997. *Polar Res.* 17 (2), 155-164. DOI: 10.1111/j.1751-8369.1998.tb00269.x.

- Whiteman, C., 2000. Mountain meteorology fundamentals and applications, Oxford, New York. <https://global.oup.com/academic/product/mountain-meteorology-9780195132717?cc=us&lang=en&>
- Warren SG, Wiscombe W. A., 1980. model for the spectral albedo of snow. II: Snow containing atmospheric aerosols. J Atmos Sci; 37(12):2734–45.
- Yasunari, T. J., Bonasoni, P., Laj, P., Fujita, K., Vuillermoz, E., Marinoni, A., Cristofanelli, P., Duchi, R., Tartari, G., y K.-M., Lau, 2010. Estimated impact of black carbon deposition during pre-monsoon season from Nepal Climate Observatory – Pyramid data and snow albedo changes over Himalayan glaciers, Atmos. Chem. Phys., 10, 6603-6615.
- Zhang, Y., Kang, S., Cong, Z., Schmame, J., Sprenger, M., Li, C., Yang, W., Gao, T., Sillanpää, M., Li, Y., Liu, X., Chen, P., y Zhang, X., 2017. Light-absorbing impurities enhance glacier albedo reduction in the southeastern Tibetan plateau, J. Geophys. Res. Atmos., 122, 6915–6933, <http://dx.doi/10.1002/2016JD026397>.

ANEXOS

Foto 1. Medición de la densidad de la nieve y recolección de muestras en el glaciar Huaytapallana.



Foto 2. Campamento base en el glaciar Huaytapallana.



Foto 3. Filtrado de la nieve en filtros de cuarzo en el glaciar Huaytapallana.



Foto 4. Filtros recolectados del glaciar Huaytapallana.



Foto 5. Instrumento LAHM para medición de CN presente en filtros de cuarzo en Colorado EE. UU.

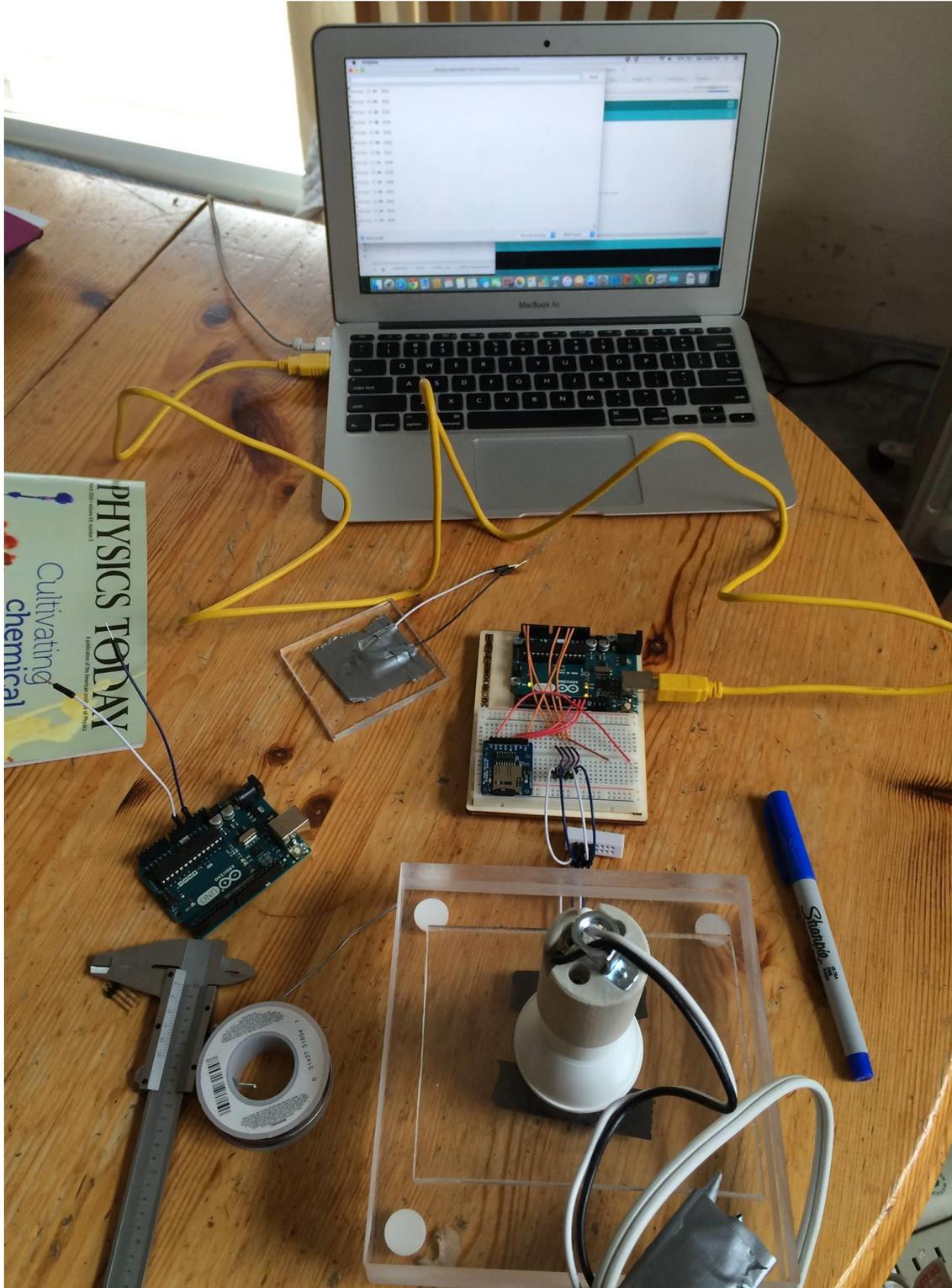


Foto 6. Exposición de resultados preliminares de la tesis en el Foro Internacional de Glaciares y Ecosistemas de Montaña en Huaraz 2016.



Foto 7. Expedición al nevado Coropuna en Arequipa 2017 para estudiar el efecto de la deposición de CN en el forzamiento radiativo.

