



**EVALUACIÓN DE LOS
AEROSOL ABSORBENTES EN
LA REDUCCIÓN DEL ALBEDO EN
NIEVE EN LA PRIMAVERA
AUSTRAL DE LOS ANDES
CENTRALES**



**UNIVERSIDAD TECNOLÓGICA NACIONAL
FACULTAD REGIONAL MENDOZA**

**Tesis para optar por el título de
Doctor en Ingeniería – Mención
Civil Ambiental**

TESISTA: MSc. Ing. Tomás Rafael Bolaño Ortiz

DIRECTOR: Dr. Ing. Salvador Enrique Puliafito

CO-DIRECTOR: Dr. Ing. David Gabriel Allende

Mendoza, marzo de 2019

“Evaluación de los aerosoles absorbentes en la reducción del albedo en nieve en la primavera austral de los Andes Centrales”

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. S. Enrique Puliafito, por confiar en mí y por haberme dado la oportunidad de realizar este doctorado bajo su dirección.

A la Dra. Gabriela S. Lakkis por co-dirigir mi beca doctoral, además por su apoyo incondicional y consejos científicos durante el desarrollo de esta investigación.

Al Dr. David G. Allende, por sus aportes y orientación en la identificación de la problemática de investigación desarrollada durante esta beca doctoral.

A la Universidad Tecnológica Nacional - Facultad Regional Mendoza, como lugar de trabajo, por brindarme la infraestructura tecnológica para poder cumplir con los objetivos planteados.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por brindarme el apoyo económico por medio de la Beca Interna Doctoral 2014-2019.

A la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, por permitir usar su cluster para correr el modelo WRF-Chem.

A los miembros del jurado: Dr. Raúl Pérez, Dr. Diego Araneo y Dr. Rubén Santos, por sus relevantes y valiosos aportes a este trabajo.

DEDICATORIA

A mis padres, abuela, hermanos, hermana y sobrinas que, a pesar de estar a más de 5000 km de distancia, siempre me apoyaron e impulsaron a cumplir mis sueños.

Al Grupo de Estudios Atmosféricos y Ambientales (GEAA), por compartir estos largos años conmigo. Especialmente a Romina Pascual, Florencia Ruggeri, Ana López, Edgardo Bastiani, Elba Pescetti, Pablo Cremades y Rafael Fernández, quienes han sabido apoyarme y entenderme mejor que nadie, con una paciencia y amistad que trasciende el ámbito científico y laboral.

Tomás Rafael Bolaño-Ortiz

RESUMEN

Los cambios en el albedo en nieve (SA) en las cuencas Limari, Choapa, Aconcagua, Maipo, San Juan, Mendoza y Tunuyán en los Andes centrales se asocian con la posible deposición de partículas absorbentes de luz (LAP) en la primavera austral. Para comprender mejor que está sucediendo con este, relacionamos el comportamiento del SA con los datos diarios de cobertura de nieve (SC), la profundidad óptica del aerosol (AOD) y la temperatura de la superficie terrestre (LST) disponibles del Espectrorradiómetro de Imagen de Resolución Moderada (MODIS) a bordo del satélite Terra de la NASA durante 2000-2016, y otros parámetros derivados como días después de nevadas (DAS) y la precipitación nival (SP). Utilizamos píxeles con 100% SC para obtener el valor promedio mensual de SA, LST, AOD, DAS y SP de septiembre a noviembre, y realizando un análisis de regresión múltiple se ha mostrado representar adecuadamente el SA. El modelo de regresión múltiple evidencia que los aumentos de aerosoles (AOD) pueden estar reduciendo el SA en los meses de primavera en 13.6, 8.6, 6.4, 4.6 y 3.8% en las cuencas Limari, Tunuyán, San Juan, Mendoza y Maipo respectivamente. Además, utilizamos un modelo de predicción numérica Investigación (WRF-Chem) ha mostrado que la distribución de carbono negro (BC) procedentes de la quema de biomasa a cielo abierto en la región y el AOD promedio diario se asocian con una disminución del 10, 33 y 22% de SA en las cuencas San Juan, Mendoza y Tunuyán respectivamente, entre el 29 y el 30 de septiembre de 2016. La salida de WRF-Chem mostró que las concentraciones de BC se presentan

desde el noreste, coincidiendo una apreciable cantidad de focos de quema observados en imágenes del satélite VIIRS para estos días. Asimismo, se aplicó el modelo de trayectoria NOAA HYSPLIT que constató que las masas de aire con BC fueron arrastradas desde la fuente en dirección a las cuencas de San Juan, Mendoza y Tunuyán. Nuestros resultados sugieren que la disminución de SA debido a AOD, en el caso de estudio, se originó debido al BC generado por las quemas del noreste que comúnmente se presentan en esa época del año en Argentina y Suramérica, lo que produce un impacto negativo en la nieve y en los recursos hidrológicos que se genera en los Andes Centrales.

ABSTRACT

Changes in snow albedo (SA) on Limari, Choapa, Aconcagua, Maipo, San Juan, Mendoza and Tunuyán basins in the central Andes are associated with the possible deposition of light absorbing particles (LAP) in the austral spring. To better understand what is happening with this, we relate the behavior of the SA with the daily data of snow cover (SC), aerosol optical depth (AOD), and land surface temperature (LST) available from the Spectroradiometer Moderate Resolution (MODIS) onboard NASA's Terra satellite during 2000-2016, and other derived parameters such as days after snowfall (DAS) and snowy precipitation (SP). We use pixels with 100% SC to obtain the monthly average value of SA, LST, AOD, DAS and SP from September to November, and performing a multiple regression analysis has been shown to adequately represent the SA. The multiple regression model shows that aerosol increases (AOD) can reduce the SA in the spring months by 13.6, 8.6, 6.4, 4.6, and 3.8% on Limari, Tunuyán, San Juan, Mendoza and Maipo basins, respectively. In addition, we use a numerical prediction model. Output of WRF-Chem model has shown that the BC distribution from the biomass burning in the region and the AOD average daily is associated with a decrease of 10, 33 and 22% of SA in the San Juan, Mendoza and Tunuyán basins, respectively, between September 29 and 30, 2016. The output of WRF-Chem showed that BC concentrations are present from the northeast, coinciding with an appreciable amount of biomass burning spots observed in VIIRS satellite images for these days. Likewise, the trajectory model NOAA HYSPLIT was applied, which found that air masses with BC were dragged

from the source in the direction of the San Juan, Mendoza and Tunuyán basins. Our results suggest that SA decrease due to AOD, in the case study, originated due to the BC generated by the northeastern burnings that commonly occur at that time of the year in Argentina and South America, which has a negative impact on the snow and the hydrological resources that are generated in the Central Andes.

Contenido

AGRADECIMIENTOS.....	3
DEDICATORIA	3
RESUMEN.....	4
ABSTRACT.....	6
Índice de tablas.....	11
Índice de figuras.....	12
Índice de acrónimos más usados.....	16
CAPITULO 1: Introducción.....	17
1.1 Los aerosoles atmosféricos	17
1.1.1 Aerosoles primarios	18
1.1.2 Aerosoles secundarios.....	19
1.2 Los aerosoles y clima global	19
1.3 Albedo de la criósfera	21
1.3.1 Aerosoles atmosféricos y su impacto en la criósfera	22
1.3.2 Efecto de oscurecimiento de la nieve	23
1.4 Antecedentes	24
1.5 Sensado remoto en el estudio de la criósfera	25
1.6 Modelos de calidad del aire con meteorología.....	26
1.7 Panorama del SDE en Los Andes Centrales: MOTIVACIÓN ...	27
1.8 Planteamiento del problema	28
1.9 Objetivos.....	28
1.9.1 Objetivo general.....	28
1.9.2 Objetivos específicos	28
1.10 Metodología de trabajo	29
1.11 Contribuciones	31

CAPITULO 2: Marco teórico	32
2.1 Área de estudio.....	32
2.2 Condiciones meteorológicas en la zona del estudio, con relación la variación espacial y estacional del albedo en nieve	36
2.3 Sensado remoto en alta montaña	38
2.3.1 Cobertura y albedo en nieve.....	39
2.3.2 Temperatura superficial nívea	40
2.3.3 Espesor óptico de aerosoles.....	41
2.3.3.1 Partículas que absorben la luz	41
2.3.4 Antigüedad de la nieve	42
2.3.5 Precipitación nívea.....	42
2.4 Efecto de la deposición de aerosol en la reducción de albedo en nieve.....	43
2.5 Modelo meteorológico acoplado con transporte químico	43
CAPITULO 3: Materiales y métodos	46
3.1 Herramientas de observación	46
3.1.1 Instrumentos satelitales: MODIS y TRMM	46
3.2 Procesamiento de datos de sensado remoto.....	47
3.2.1 Correlación entre los aerosoles y el decrecimiento del albedo en nieve	48
3.3 Caso de estudio	48
3.3.1 Modelación con de escenarios con WRF-Chem.....	49
3.3.1.1 Parametrización del modelo.....	49
3.3.1.1.1 Inventario de emisiones de alta resolución	51
3.3.2 Modelo de análisis de trayectorias.....	54
CAPITULO 4: Resultados	55

4.1 Análisis de datos de sensado remoto primavera austral (2000-2016).....	55
4.1.1 Análisis espacial de la variabilidad de cobertura y albedo en nieve	55
4.1.2 Análisis de la variabilidad de los parámetros analizados	56
4.1.3 Modelo de regresión múltiple	59
4.2 Caso de estudio	62
4.2.1 Modelación con WRF-Chem	64
4.2.1.1 Simulación de escenarios fire off y fire on	64
4.2.2 Análisis de trayectorias	77
CAPITULO 5: Discusiones finales	78
Referencias.....	80
Anexo: Contribución de los trabajos científicos a la presente tesis.....	97

Índice de tablas

Tabla 1. Principales características de las cuencas analizadas	34
Tabla 2. Fuentes y productos de sensado remoto usado	46
Tabla 3. Detalles de la parametrización usada en la simulación con WRF-Chem	51
Tabla 4. Coeficientes de correlación (r) entre el albedo en nieve y LST, ADO, DAS y SP para cada cuenca del área de estudio	59
Tabla 5. Porcentaje de contribución al albedo en nieve (SA) de cada parámetro para los conjuntos de datos y las cuencas analizadas utilizando el modelo de regresión múltiple.....	61

Índice de figuras

Figura 1. Fuentes y apariencia de los aerosoles atmosféricos. (Fullerton et al., 2009; Myhre et al., 2015)	18
Figura 2. Efecto directo de los aerosoles en el albedo superficial. (Fullerton et al., 2009; Myhre et al., 2015)	20
Figura 3. Funciones de densidad de probabilidad de los efectos de aerosol (Boucher & Haywood, 2001; Isaksen et al., 2012). Las líneas verticales muestran intervalos de confianza del 90%.	21
Figura 4. Impacto de LAPs en el albedo en nieve y la radiación solar neta.(S. M. K. Skiles et al., 2018)	22
Figura 5. Metodología de trabajo aplicada	30
Figura 6. Área de estudio en Suramérica y en los Andes Centrales. Línea azul encierra cuencas en Chile: Limari (1), Choapa (2), Aconcagua (3) y Maipo (4). Línea roja encierra cuencas de Argentina: San Juan (5), Mendoza (6) y Tunuyán (7).	33
Figura 7. Climatología del oeste del área de estudio (Santiago de Chile). Fuente: https://es.climate-data.org/	35
Figura 8. Climatología del este del área de estudio (Ciudad de Mendoza). Fuente: https://es.climate-data.org/	35
Figura 9. Ciclo de Acumulación - Fusión de nieve de la estación Nivométrica Toscas en la cuenca del río Mendoza. Fuente: Departamento General de Irrigación (Mendoza)	36
Figura 10. Representación esquemática de la circulación valle-montaña	37
Figura 11. Variación en el albedo en nieve en toda la gama de reflectancia de la nieve para cambios de contenido de LAP y el tamaño de grano de la nieve. a) Albedo de nieve modelado que muestra la disminución del albedo visible a medida que aumenta el contenido de LAP. b) Albedo de nieve limpio modelado que muestra un albedo de nieve decreciente en las longitudes de onda más largas a medida que aumenta el tamaño de grano de nieve. y c) Las series de tiempo diarias del albedo de la nieve disminuyen durante el deshielo, mostrando los impactos combinados del oscurecimiento de la	

superficie del LAP y el crecimiento de la nieve. (S. M. K. Skiles et al., 2018; S. M. Skiles, Painter, & Okin, 2017).....	38
Figura 12. Dominios definidos para la simulación meteorológica utilizando WRF.....	50
Figura 13. Focos de fuego identificados por el satélite VIIRS con resolución espacial de 375m para los días 26 al 30 de septiembre de 2016. Fuente: https://firms.modaps.eosdis.nasa.gov/	53
Figura 14. Variación espacial (proyección sexageimal) del albedo en nieve promedio para septiembre de 2000 (A), noviembre de 2000 (B), septiembre de 2016 (C) y noviembre de 2016 (D).....	55
Figura 15. Promedios diarios de albedo de nieve, para píxeles con 100% de cobertura de nieve, y para cada cuenca en la temporada de primavera de 2000 a 2016. Las barras indican el cuartil 1 y el cuartil 2, y los puntos son valores extremos fuera del rango intercuartil.	56
Figura 16. Promedios diarios de temperatura superficial (LST) en la nieve, para píxeles con 100% de cobertura de nieve, y para cada cuenca en la temporada de primavera de 2000 a 2016. Las barras indican el cuartil 1 y el cuartil 2, y los puntos son valores extremos fuera del rango intercuartil.....	57
Figura 17. Promedios diarios de AOD, para píxeles con 100% de cobertura de nieve, y para cada cuenca en la temporada de primavera de 2000 a 2016. Las barras indican el cuartil 1 y el cuartil 2, y los puntos son valores extremos fuera del rango intercuartil.	57
Figura 18. Promedios diarios de precipitación nivea, para píxeles con 100% de cobertura de nieve, y para cada cuenca en la temporada de primavera de 2000 a 2016. Las barras indican el cuartil 1 y el cuartil 2, y los puntos son valores extremos fuera del rango intercuartil.....	58
Figura 19. Promedios diarios de DAS (días después de cada evento de nevada), para píxeles con 100% de cobertura de nieve, y para cada cuenca en la temporada de primavera de 2000 a 2016. Las barras indican el cuartil 1 y el cuartil 2, y los puntos son valores extremos fuera del rango intercuartil.	59
Figura 20. Valores promedio diario de la cuenca San Juan para albedo y AOD para píxeles con 100% cobertura de nieve durante días de caso de estudio	63

Figura 21. Valores promedio diario de la cuenca Mendoza para albedo y AOD para pixeles con 100% cobertura de nieve durante días de caso de estudio	63
Figura 22. Valores promedio diario de la cuenca Tunuyán para albedo y AOD para pixeles con 100% cobertura de nieve durante días de caso de estudio	64
Figura 23. Promedio diario de BC para el día 26 de septiembre de 2016	65
Figura 24. Promedio diario de BC para el día 27 de septiembre de 2016	65
Figura 25. Promedio diario de BC para el día 28 de septiembre de 2016	66
Figura 26. Promedio diario de BC para el día 29 de septiembre de 2016	66
Figura 27. Promedio diario de BC para el día 30 de septiembre de 2016	67
Figura 28. Cortes diagonales para observar el comportamiento vertical de las concentraciones de BC para cada cuenca: San Juan (A-A'), Mendoza (B-B') y Tunuyán (C-C')	67
Figura 29. Perfil vertical promedio para el corte en el plano A-A' que atraviesa la cuenca de San Juan el día 26 de septiembre de 2016.....	68
Figura 30. Perfil vertical promedio para el corte en el plano A-A' que atraviesa la cuenca de San Juan el día 27 de septiembre de 2016.....	69
Figura 31. Perfil vertical promedio para el corte en el plano A-A' que atraviesa la cuenca de San Juan el día 28 de septiembre de 2016.....	69
Figura 32. Perfil vertical promedio para el corte en el plano A-A' que atraviesa la cuenca de San Juan el día 29 de septiembre de 2016.....	70
Figura 33. Perfil vertical promedio para el corte en el plano A-A' que atraviesa la cuenca de San Juan el día 30 de septiembre de 2016.....	70
Figura 34. Perfil vertical promedio para el corte en el plano B-B' que atraviesa la cuenca de Mendoza el día 26 de septiembre de 2016	71
Figura 35. Perfil vertical promedio para el corte en el plano B-B' que atraviesa la cuenca de Mendoza el día 27 de septiembre de 2016	72

Figura 36. Perfil vertical promedio para el corte en el plano B-B' que atraviesa la cuenca de Mendoza el día 28 de septiembre de 2016	72
Figura 37. Perfil vertical promedio para el corte en el plano B-B' que atraviesa la cuenca de Mendoza el día 29 de septiembre de 2016	73
Figura 38. Perfil vertical promedio para el corte en el plano B-B' que atraviesa la cuenca de Mendoza el día 30 de septiembre de 2016	73
Figura 39. Perfil vertical promedio para el corte en el plano C-C' que atraviesa la cuenca de Tunuyán el día 26 de septiembre de 2016	74
Figura 40. Perfil vertical promedio para el corte en el plano C-C' que atraviesa la cuenca de Tunuyán el día 27 de septiembre de 2016	75
Figura 41. Perfil vertical promedio para el corte en el plano C-C' que atraviesa la cuenca de Tunuyán el día 28 de septiembre de 2016	75
Figura 42. Perfil vertical promedio para el corte en el plano C-C' que atraviesa la cuenca de Tunuyán el día 29 de septiembre de 2016	76
Figura 43. Perfil vertical promedio para el corte en el plano C-C' que atraviesa la cuenca de Tunuyán el día 30 de septiembre de 2016	76
Figura 44. Trayectoria de desde la fuente de emisión estimada para el día de mayores concentraciones de BC del lado argentino (29 de septiembre de 2016).....	77

Índice de acrónimos más usados

Algunos corresponden a su sigla en inglés, sin embargo, se colocarán en español en esta sección para facilitar su interpretación durante la lectura de esta tesis:

SA:	Albedo en nieve
SLT:	Temperatura superficial
AOD:	Espesor óptico de aerosoles
SP:	Precipitación nívea
DAS:	Días después de cada nevada
OC:	Carbón orgánico
BC:	Negro de humo
LAP:	Partículas que absorben luz
SDE:	Efecto del oscurecimiento en nieve
RF:	Forzamiento radiativo

CAPITULO 1: Introducción

1.1 Los aerosoles atmosféricos

Los aerosoles son una mezcla heterogénea de partículas sólidas y líquidas en un medio gaseoso, cuyo tamaño puede oscilar entre 0.002 μm y 100 μm (William C. Hinds, 1999). Los aerosoles atmosféricos son una mezcla compleja y dinámica de partículas sólidas y líquidas de fuentes naturales y antropogénicas. El fondo natural del aerosol está presente en ausencia de actividad humana, mientras que el aerosol en áreas urbanas está dominado por fuentes antropogénicas. Afecta el clima global, el clima local, la visibilidad y la salud personal. Un ejemplo extremo es el desastre del smog de Londres en 1952, que causó miles de muertes principalmente debido a neumonía, bronquitis, tuberculosis e insuficiencia cardíaca. Otros ejemplos para los aerosoles naturales son la niebla, el polvo y las emisiones biogénicas; uno de los ejemplos más característicos de aerosoles antropogénicos es la emisión de gases de automóviles.

Su variabilidad se debe a las numerosas fuentes y a los variados mecanismos de formación (Figura 1). Las partículas de aerosol se emiten directamente a la atmósfera (aerosoles primarios) o se producen en la atmósfera a partir de gases precursores, llamados aerosoles secundarios (Myhre, Myhre, Samset, & Storelvmo, 2015).

Algunos autores (Myhre et al., 2015; Yttri et al., 2014), consideran que el tamaño y la composición química de las partículas evolucionan con el tiempo a través de la coagulación, la condensación y las reacciones químicas. Es decir, estas partículas pueden crecer al absorber agua, un proceso que depende de la composición química, el tamaño de las partículas y la humedad relativa del ambiente. Las diferentes partículas tienen diferentes impactos en la atmósfera dependiendo de la composición, y las numerosas fuentes y el amplio rango en las distribuciones de tamaño complican aún más la cuantificación de sus efectos. Tanto el crecimiento de partículas como la

mezcla de diferentes tipos de partículas influyen en el efecto climático de los aerosoles.

1.1.1 Aerosoles primarios

Los aerosoles primarios consisten en componentes inorgánicos y orgánicos. Los aerosoles primarios inorgánicos son relativamente grandes, a menudo más grandes que $1\ \mu\text{m}$ y se originan de la pulverización marina, el polvo mineral y los volcanes. Estos aerosoles gruesos tienen una vida útil corta en la atmósfera, típicamente solo unos pocos días. Los procesos de combustión, la quema de biomasa y los materiales de plantas / microbios son fuentes de aerosoles carbonosos, que incluyen tanto el carbono orgánico (OC) como el carbono negro sólido (BC). BC es el principal constituyente antropogénico absorbente de luz presente en los aerosoles. Sus principales fuentes son la combustión de combustibles fósiles (como la gasolina, el petróleo y el carbón), la madera y otros tipos de biomasa. Los aerosoles que contienen BC y OC primarios son generalmente más pequeños que $1\ \mu\text{m}$.

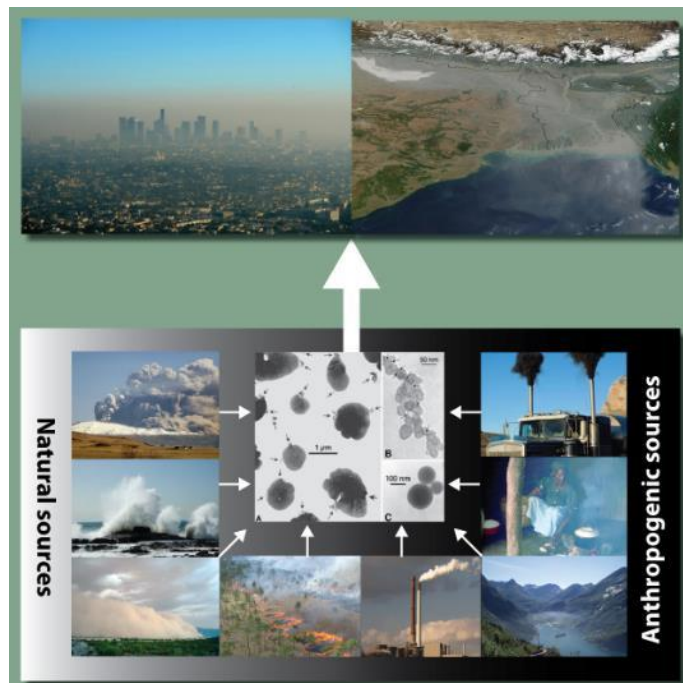


Figura 1. Fuentes y apariencia de los aerosoles atmosféricos. (Fullerton et al., 2009; Myhre et al., 2015)

La Figura 1 muestra (arriba) la contaminación del aire local (una ciudad grande) y de gran escala (una región), mientras las fuentes incluyen (abajo,

en sentido contrario a las agujas del reloj) erupciones volcánicas que producen ceniza volcánica y sulfato, rocío marino como sal marina y aerosol de sulfato, tormentas del desierto (polvo mineral), quema de biomasa de sabana (BC y OC), centrales eléctricas de carbón (BC de combustibles fósiles), OC, sulfato y nitrato, buques (BC, OC, sulfatos, nitrato), cocción doméstica (BC y OC), transporte por carretera (sulfato, BC, y COV que producen OC). En el centro de la figura se observa unas imágenes de microscopio electrónico de (A) sulfatos, (B) hollín, (C) cenizas volcánicas, un producto de la combustión del carbón (Pósfai, Anderson, Buseck, & Sievering, 1999).

1.1.2 Aerosoles secundarios

Los aerosoles secundarios se producen en la atmósfera a partir de gases precursores por condensación de vapores en partículas preexistentes o por nucleación de nuevas partículas. Una fracción considerable de la masa de los aerosoles secundarios se forma a través del procesamiento de nubes (Ervens, Turpin, & Weber, 2011; Myhre et al., 2015). Los aerosoles secundarios son pequeños, variando en tamaño desde unos pocos nanómetros hasta 1 μm y tienen vidas de días a semanas. Estos aerosoles consisten en mezclas de compuestos; principalmente sulfato, nitrato y OC. Los principales gases precursores son emitidos por la combustión de combustibles fósiles, pero los incendios y las emisiones biogénicas de compuestos orgánicos volátiles (COV) también son importantes. Ocasionalmente, las erupciones volcánicas producen enormes cantidades de aerosoles primarios y secundarios tanto en el suelo como en la estratosfera (Boulon, Sellegri, Hervo, & Laj, 2011; Myhre et al., 2015).

1.2 Los aerosoles y clima global

Los aerosoles atmosféricos dispersan la radiación solar entrante, y algunos tipos de aerosoles también pueden absorber la radiación solar. El BC es el más importante de estos últimos, pero el polvo mineral y algunos componentes de OC también son absorbentes de la luz solar (IPCC, 2007a, 2013). Los aerosoles que principalmente dispersan la radiación solar tienen

un efecto de enfriamiento al aumentar la radiación solar total reflejada de la Tierra. Los aerosoles que absorben fuertemente tienen un efecto de calentamiento. En la atmósfera, hay una mezcla de aerosoles que dispersan y absorben a luz solar (Francisco Cereceda-Balic, Vidal, Moosmüller, & Lapuerta, 2018; Qian et al., 2015; S. M. K. Skiles, Flanner, Cook, Dumont, & Painter, 2018), su efecto neto en el presupuesto energético de la tierra depende de las características de la superficie y las nubes. Los aerosoles que dispersan la luz sobre una superficie oscura y los aerosoles que absorben la radiación sobre una superficie brillante son los más eficientes.

El aerosol de dispersión (absorción) sobre una superficie brillante (oscura) es menos eficiente porque la radiación solar se refleja (absorbe) de todos modos. Figura 2 muestra el efecto directo del aerosol con el albedo de superficie alta y baja, para los aerosoles que dispersan y aerosoles que absorben. Una superficie oscura (bajo albedo) absorberá una gran parte de la radiación solar, y la absorción de los aerosoles tendrá un pequeño efecto. Los aerosoles de dispersión amplificarán la reflectancia total de la radiación solar, ya que la radiación solar se absorbería en la superficie. Sobre una superficie brillante (alto albedo), los aerosoles de dispersión tienen un efecto reducido. Los aerosoles absorbentes pueden, sin embargo, reducir sustancialmente la radiación saliente y, por lo tanto, tener un efecto de calentamiento.

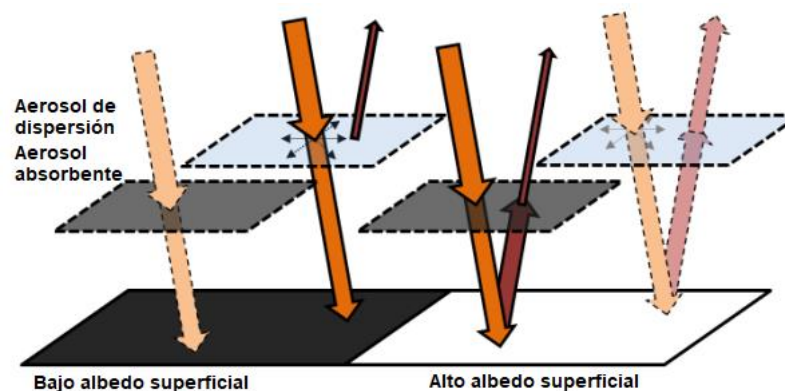


Figura 2. Efecto directo de los aerosoles en el albedo superficial. (Fullerton et al., 2009; Myhre et al., 2015)

El forzamiento radiativo (RF, por su sigla en inglés: *radiative forcing*) es un término relevante, es usado a menudo para cuantificar y comparar el impacto potencial del clima de los diversos efectos de los aerosoles (Jacobi et al., 2015; Z. Ji et al., 2016). La RF se define como un cambio en el balance de radiación del planeta Tierra debido a una perturbación de origen antropogénico o natural. Usa una función matemática, la función de Densidad de Probabilidad de Forzamiento (PDF, por su sigla en inglés: *probability density function*) del aerosol total, además de los componentes individuales del aerosol, indica las magnitudes y la incertidumbre de los efectos. Para explicar cómo se interpreta la PDF, se puede observar en la Figura 3, cuanto más ancho es un PDF, más grande es la incertidumbre, la combinación de todos los efectos de aerosol (curva azul discontinua) aumenta la incertidumbre en comparación al considerar solo el efecto de aerosol directo y el efecto albedo de la nube. Esta figura muestra también pequeños cambios de albedo en nube y efectos a largo plazo (Boucher & Haywood, 2001; Isaksen et al., 2012; Myhre et al., 2015).

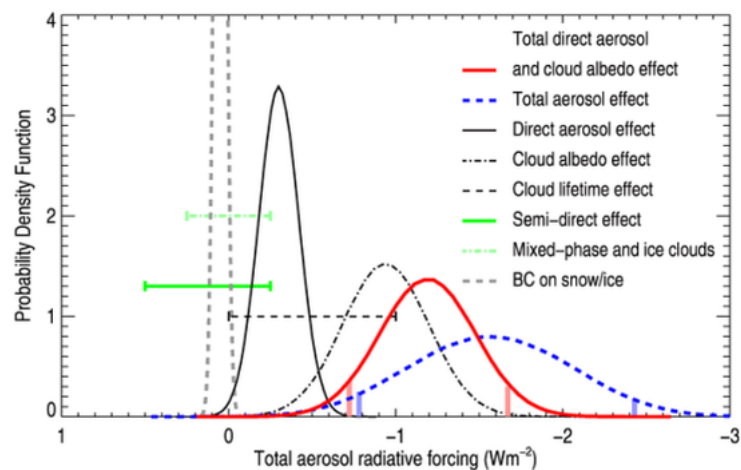


Figura 3. Funciones de densidad de probabilidad de los efectos de aerosol (Boucher & Haywood, 2001; Isaksen et al., 2012). Las líneas verticales muestran intervalos de confianza del 90%.

1.3 Albedo de la criósfera

El albedo en nieve, se puede definir como la relación de la radiación solar entrante reflejada por una superficie nevada (Cuffey & Paterson, 2010). El

albedo en nieve varía desde valores altos, por ejemplo, 0.98 actuando como un reflector casi perfecto de la luz, pero puede disminuir con el tiempo como resultado del metamorfismo de la nieve, disminuyendo a tan solo 0.46 (Cuffey & Paterson, 2010; Gertler, Puppala, Panday, Stumm, & Shea, 2016; Z. M. Ji, 2016). Las precipitaciones (lluvia líquida) pueden mejorar aún más esta reducción natural del albedo a través de la adición de energía latente, que puede iniciar la fusión, causar derrumbes y adelgazamiento de los glaciares (Benn & Evans, 2010; Malmros, Mernild, Wilson, Tagesson, & Fensholt, 2018a; Neckel, Loibl, & Rankl, 2017).

1.3.1 Aerosoles atmosféricos y su impacto en la criósfera

Las superficies con nieve son las áreas naturales más brillantes de la Tierra, el oscurecimiento de la nieve por las partículas que absorben la luz (LAP, por sus siglas en inglés: *light-absorbing particles*), como el polvo, BC, OC, o el crecimiento microbiano, puede desencadenar reacciones en el albedo y acelerar la fusión de la nieve. De hecho, un aumento en la deposición de BC después de la revolución industrial ha llevado al reconocimiento de que el FR del LAP ha contribuido a una reducción de la criósfera global, con los impactos climáticos correspondientes (IPCC, 2007a, 2013; Qian et al., 2015; S. M. K. Skiles et al., 2018).

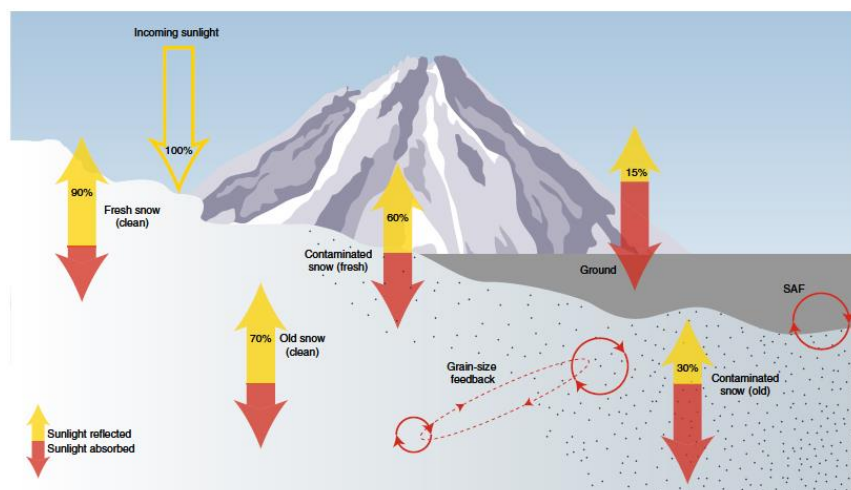


Figura 4. Impacto de LAPs en el albedo en nieve y la radiación solar neta. (S. M. K. Skiles et al., 2018)

La Figura 4 muestra en un diagrama las flechas que representan cómo la absorción (rojo) y la reflexión (amarilla) de la luz solar entrante cambian con el contenido de LAP y la edad de la nieve, que representa el tamaño de grano de nieve. El impacto directo de las LAPs (oscurecimiento de la superficie) mejora el crecimiento del grano de nieve, efectivamente envejeciéndolo más rápido, lo que reduce aún más el albedo en nieve (realimentación del tamaño de grano). Combinados, estos dos procesos mejora el derretimiento y, a medida que se acelera la retirada posterior de la capa de nieve, las superficies subyacentes más oscuras (hielo o tierra) se exponen antes, reduciendo el albedo a escala del paisaje (SAF).

1.3.2 Efecto de oscurecimiento de la nieve

Las impurezas de la nieve (LAP) reducen el albedo en nieve y permite que se absorba más radiación solar. Este proceso es llamado Efecto de Oscurecimiento de la Nieve (SDE, por su sigla en inglés: *Snow Darkening Effect*), además acelera aún más el proceso de envejecimiento de la nieve y la velocidad de fusión de la capa de nieve (Clarke & Noone, 1985; J. E. Hansen & Sato, 2001; J. Hansen, Sato, & Ruedy, 1997; Menon, 2002; Pepin et al., 2015; Warren & Wiscombe, 1985). Las LAPs y su SDE son identificadas como uno de los principales agentes de forzamiento que afectan el cambio climático (IPCC, 2007b, 2007a) .

Los modelos climáticos han indicado que la reducción del albedo en nieve causado por las LAPs, en especial el BC que contribuye al calentamiento global y al derretimiento en la superficie de la criósfera en casi todo el mundo (Flanner, Zender, Randerson, & Rasch, 2007; James Hansen & Nazarenko, 2004). Por ende, es relevante estimar la presencia de LAPs con gran precisión y saber cómo es el proceso SDE, lo que exige un gran esfuerzo para realizar mediciones *in situ* que cubran grandes áreas nevadas. Por lo tanto, el nivel de incertidumbre en la cuantificación de las LAPs y SDE sigue siendo muy alto según el quinto informe de evaluación (AR5) publicado por el panel intergubernamental sobre el cambio climático - IPCC (IPCC, 2013).

Una alternativa para ampliar el conocimiento relacionado con la presencia de LAPs y su SDE, ha sido el uso de sensado remoto sobre montañas cubiertas de nieve, como los realizados en América del Norte (W.-L. Lee & Liou, 2012; Naeger, 2018; Thomas H. Painter et al., 2009; S. M. K. Skiles & Painter, 2017) y Asia (Pu, Xu, & Salomonson, 2007; Yasunari et al., 2013) mostrando una muy buena alternativa técnica y científica para analizar datos con una distribución espacial y temporal aceptable que cubra grandes regiones.

1.4 Antecedentes

Varios autores han medido las partículas absorbentes de luz (LAPs) y estudiado su efecto en el oscurecimiento de la nieve (SDE) en la criósfera, especialmente en el hemisferio norte. Asimismo, los modelos climáticos indican como el aumento de LAPs y el SDE, modifican el forzamiento radiativo (RF) y como respuesta se altera el presupuesto energético del sistema acoplado tierra-atmosfera (IPCC, 2007a, 2013). Numerosos estudios en la meseta Tibetana e Himalaya en Asia han evidenciado como las LAPs, en especial, el BC ha influenciado en el derretimiento acelerado de las capas de nieve, caudales de los ríos y modificado algunos patrones del Monzón del sudeste asiático (Ghatak, Sinsky, & Miller, 2014; Guo, Xu, & Hu, 2011; Z. M. Ji, 2016; Joshi et al., 2016; Kang et al., 2015; Kaspari, Painter, Gysel, Skiles, & Schwikowski, 2014; Thomas H. Painter et al., 2009; Pu et al., 2007; Zhang et al., 2012). Otros autores como Hadley et al. (2010), realizaron mediciones de la deposición de BC en nieve y analizaron sus implicaciones en la acelerada ablación de la capa de nieve en la Sierra Nevada (Estados Unidos). Los puntos de medición mostraron grandes concentraciones de BC en la precipitación, que van desde 1.7 hasta 12.9 ng/g, lo que sugiere una remoción extremadamente eficiente de BC por la nieve.

Sin embargo, pocos antecedentes se han encontrado sobre la medición de LAPs en el hemisferio sur. Entre los estudios con mediciones tenemos tres que podrían considerarse lo más relevantes: 1) Schmitt et al. (2015) realizó mediciones la Cordillera Blanca en Perú encontrando

concentraciones de hasta 70 ng/gr de eBC (black carbon equivalente) con lo que concluyeron que los centros de población cercanos pueden influir en los glaciares locales mediante el abastecimiento de BC. 2) En Chile, Cereceda-Balic et al. (2012) analizó muestras de nieve y constató el impacto de la contaminación atmosférica urbana de Santiago de Chile en el enriquecimiento de oligoelementos antropogénicos en la precipitación de nieve en Cerro Colorado; y 3) Molina et al. (2015) en una revisión sobre contaminación en la criósfera en Suramérica evidencia que se necesitan programas de medición de BC a mediano y largo plazo en las capas de nieve y glaciares para ampliar el conocimiento sobre el rol que están teniendo en el retroceso observado de en la criósfera de la cordillera de los Andes.

Asimismo, se encontraron algunos estudios en Sudamérica, en especial en los Andes Centrales, donde se han realizado análisis de la variabilidad espacio-temporal de la criósfera y la disponibilidad de recurso hídrico en sus diferentes formas (Cara, Masiokas, Viale, & Villalba, 2016; Cavalcanti, 2012; Garreaud, Vuille, Compagnucci, & Marengo, 2009; Masiokas et al., 2016; Masiokas, Villalba, Luckman, Le Quesne, & Aravena, 2006). Malmros et al. (2018a) estudió la variación espacial y temporal del albedo en nieve en los Andes Centrales donde se utilizó imágenes de sensado remoto para estimar la variabilidad del albedo en nieve. Finalmente, solo Cereceda-Balic et al. (2018) han realizado estudios locales donde han encontrado relación entre la presencia de LAPs procedentes de fuentes móviles en el decrecimiento de albedo en nieve en Portillo (Chile) y Bolaño-Ortiz et al. (2018; 2017) encontró algunas correlaciones por medio de un caso de estudio entre el decrecimiento del albedo en nieve en la cuenca Maipo y aumentos de concentración de material particulado (PM2.5) en el área metropolitana de Santiago (Chile).

1.5 Sensado remoto en el estudio de la criósfera

El uso de instrumentos satelitales para estudiar coberturas nívicas se ha convertido en una forma de poder conocer y saber en qué partes del plante están presentes estas formas de agua en estado no líquido. Una de sus

ventajas es poder abarcar grandes superficies (la mayoría global), tomar imágenes a diario y contar una alta resolución espacial (menor a 1 km). La mayoría de estas imágenes son captadas con sensores pasivos, que aprovechan la reflexión de la superficie terrestre para ser captados por medio de diferentes bandas espectrales. No obstante, la mayoría de los sensores pasivos no pueden captar datos de supervisar cubiertas por nubes (D. K. Hall, Riggs, Salomonson, DiGirolamo, & Bayr, 2002; Lyapustin et al., 2011; Petrenko, Ichoku, & Leptoukh, 2012).

También hay instrumentos con sensores activos, tienen la particularidad de emitir una señal en un determinado ancho de banda espectral, de esta forma es capaz de atravesar capas de nubes, e incluso en áreas con cobertura de nieve, puede atravesar hasta determinada profundidad y estimar algunas características físicas como su humedad. Sin embargo, debido al costo energético de emitir las señales espectrales, no cubre las coberturas, resolución espacial y resolución temporal que los instrumentos con sensores pasivos (Adler, Huffman, & Bolvin, 2000; Ginot et al., 2014; Marengo et al., 2016; Neckel et al., 2017).

1.6 Modelos de calidad del aire

Los modelos de calidad del aire son relevantes porque utilizan técnicas matemáticas y numéricas para simular los procesos físicos y químicos que afectan a los contaminantes del aire a medida que se dispersan y reaccionan una masa de aire y en la atmósfera en general. La simplificación de la realidad en los modelos se basa en datos de entrada de las condiciones meteorológicas e información de fuentes como las tasas de emisión y una altura determinada (“Air pollution: measurement, modelling and mitigation,” 2013; Bluett et al., 2004), estos modelos están diseñados para caracterizar los contaminantes primarios que se emiten directamente a la atmósfera y, en algunos casos, los contaminantes secundarios que se forman como resultado de reacciones químicas complejas dentro de la atmósfera. Los modelos son importantes, porque proporcionan información sobre las concentraciones, distribuciones de los contaminantes, además permite predecir condiciones a

futuro y así prevenirlas, por medio del diseño de estrategias efectivas para reducir los contaminantes nocivos del aire (Bluett et al., 2004).

Los modelos de calidad del aire más utilizados incluyen: a) Modelado de dispersión, los cuales se utilizan comunmente en el proceso de permisos para estimar la concentración de contaminantes en receptores de nivel del suelo específicos que rodean una fuente de emisiones. b) Modelado fotoquímico, modelos se utilizan normalmente en evaluaciones normativas o de políticas para simular los impactos de todas las fuentes al estimar las concentraciones de contaminantes y la deposición de contaminantes tanto inertes como químicamente reactivos a grandes escalas espaciales. c) Modelado de receptores: modelos son técnicas de observación que utilizan las características físicas y químicas de los gases y partículas medidas en la fuente y el receptor para identificar la presencia y para cuantificar las contribuciones de las fuentes a las concentraciones del receptor (Borrego et al., 2016; Phillips, Aneja, Kang, & Arya, 2006).

1.7 Panorama del SDE en Los Andes Centrales: MOTIVACIÓN

Es evidente que en la cordillera de los Andes Centrales (30.0°S y 35.0° S) no cuenta con suficientes estudios que muestren el estado de la criósfera debido a la deposición de las partículas que absorben la luz (LAP) como BC, OC, polvo u otros; y sus efectos en el retroceso de los cuerpos de hielo y nieve (Molina et al., 2015). Solamente Cereceda-Balic et al.(2018) han realizado mediciones *in situ* de albedo en nieve y observó efectos negativos debido a LAP de fuentes móviles en Portillos (Chile), sin embargo solo fue un caso de estudio restringido a un punto en el espacio y tiempo específico.

Bajo esta situación surge la motivación de este trabajo de investigación científica, debido a la relevancia que tiene el recurso hídrico proveniente de los Andes Centrales - el escurrimiento en ríos por fusión nival. Éste representa el 70% en el lado de Argentina (Álvarez et al., 2009), mientras que del lado chileno varía desde 22% pudiendo llegar al 80% en los veranos secos (Mernild et al., 2017). En consecuencia, es útil y relevante ampliar el

conocimiento sobre el papel que juegan los LAP y su efecto en el oscurecimiento de la nieve (SDE) en la nieve de los Andes Centrales, debido los impactos en el clima y en la calidad de vida de los habitantes de esta región que se beneficia de la disponibilidad de este recurso hídrico.

1.8 Planteamiento del problema

Teniendo como base lo recientemente expuesto, se planean las siguientes tres preguntas de investigación:

¿Hay evidencia de que los aerosoles atmosféricos están afectando el retroceso de las capas de nieve por medio de la disminución de su albedo en nieve en los Andes Centrales?

¿Qué importancia relativa tienen la presencia de aerosoles atmosféricos en la disminución de albedo en nieve en las cuencas de los Andes Centrales?

¿Tienen relevancia las actividades regionales y locales de quema de biomasa en el efecto de oscurecimiento de la nieve en Los Andes Centrales?

1.9 Objetivos

1.9.1 Objetivo general

Estudiar el impacto de los aerosoles absorbentes en la reducción del albedo en nieve en la primavera austral de los Andes Centrales, por medio del procesamiento de imágenes de sensado remoto y modelación del componente meteorológico con química acoplada (WRF-Chem).

1.9.2 Objetivos específicos

Para lograr el objetivo general se desarrollaron los siguientes objetivos específicos:

- Identificar la influencia de los aerosoles absorbentes en la disminución de albedo en nieve en la primavera austral en los Andes Centrales, por medio del procesamiento de series diarias de imágenes satelitales.
- Simular un modelo numérico meteorológico con química acoplada a escala local y regional, que permitan asociar una fuente de partículas que absorben la luz con las variaciones del albedo en nieve en varias cuencas de los Andes Centrales.
- Determinar las trayectorias de los aerosoles que están llegando y oscureciendo las superficies niveas en los Andes Centrales.

1.10 Metodología de trabajo

La metodología de trabajo está ilustrada en el esquema mostrado en la Figura 5, donde se puede observar dos partes: 1) procesamiento de imágenes de satélite (cuadro línea punteada roja) y 2) una modelación con acople químico y análisis de trayectorias (cuadro línea punteada azul).

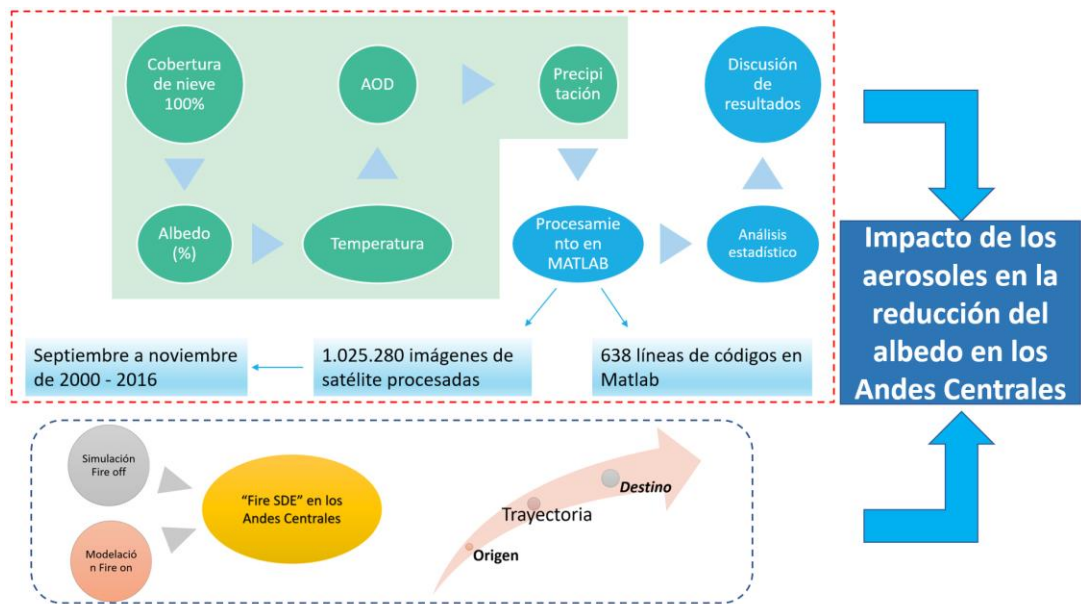


Figura 5. Metodología de trabajo aplicada

Primero se procesaron las imágenes satelitales diarias (sombreado verde) para los diferentes productos satelitales para los meses de primavera (septiembre a noviembre) del 2000 al 2016.

La segunda parte consistió en realizar un par de simulaciones para una semana (23 al 30 de septiembre de 2016), ambas simulaciones usaron el inventario de emisiones de alta resolución desarrollado por el grupo GEAA (Salvador Enrique Puliafito et al., 2017). Una sin inventario de quema de biomasa en sus condiciones iniciales (Fire off) y la segunda simulación (Fire on) con un inventario de quema de biomasa (Fire INventory from NCAR - FINN) del mecanismo químico MOZART, el cual usa observaciones satelitales de incendios activos y cobertura terrestre, junto con factores de emisión y cargas de combustible estimadas para proporcionar estimaciones de emisiones de quema a cielo abierto a diario, altamente resueltas (1 km) para uso en modelos de transporte químico regionales y globales¹. Los resultados de esta modelación se compararon con los datos diarios observados de AOD en varias cuencas para estimar como el BC de las quemadas de biomasa está relacionado con la disminución del albedo en nieve en los Andes Centrales.

¹ FINN - Fire INventory from NCAR: <https://www2.acom.ucar.edu/modeling/finn-fire-inventory-ncar> (consulta el 5 nov. de 2018)

1.11 Contribuciones

Esta tesis contiene importantes contribuciones para ampliar el conocimiento en relación con la calidad del aire y estado de la nieve debido a la deposición de aerosoles atmosféricos en los Andes Centrales:

- Primera investigación en estudiar a nivel regional (varias cuencas), como la deposición de aerosoles atmosféricos están afectando los retrocesos de nieve en los Andes Centrales, área de gran importancia por ser la fuente principal de recursos hídricos en una región semi-árida de alta densidad poblacional y gran actividad agrícola.
- Primer estudio en realizar una cuantificación del decrecimiento del albedo en nieve, debido al oscurecimiento por aerosoles atmosféricos en varias cuencas de los Andes Centrales.
- Primer estudio en realizar simulaciones incluyendo un inventario de emisiones de alta resolución de la Argentina de elaboración propia e inventario de quemados de biomasa de quema abierta.
- Primer estudio que simular la distribución de BC en los Andes Centrales, con fuentes de quema de biomasa.
- Conformación de una base de datos con información diaria de cobertura de nieve, albedo en nieve, AOD, temperatura superficial desde el año 2000 para los Andes Centrales.

CAPITULO 2: Marco teórico

2.1 Área de estudio

La cordillera de los Andes se extienden aproximadamente 7000 km a lo largo del oeste de América del Sur, abarcando el clima tropical, subtropical y de latitudes medias hasta los regímenes subantárticos. Cuenta con una altura promedio de 4000 msnm, con varios picos que superan los 6500 msnm y los glaciares se mantienen a lo largo de casi toda la longitud de la cordillera. Esta cordillera atraviesa Argentina, Chile, Bolivia, Perú, Ecuador, Colombia, hasta llegar a Venezuela, allí viven aproximadamente 85 millones habitantes (UN Population Division, 2013).

Asimismo, en los Andes se albergan las cabeceras de los principales ríos de América del Sur. Por ende, el derretimiento de la nieve o la escorrentía del derretimiento del glaciar es la principal fuente de agua para varios países de América del Sur, tales como Chile, Perú, Bolivia y partes de Ecuador, Colombia y Venezuela. Aunque, esta importancia disminuye río abajo, en especial en climas dominados por el Sistema de Monzones de América del Sur. En consecuencia, el retroceso de los glaciares y los cambios en la cantidad de nieve caída y en la duración de la cubierta de nieve tendrán implicaciones potencialmente importantes en la disponibilidad de los recursos hídricos para la agricultura, la industria, la producción de energía y el uso residencial (Baraer et al., 2012; Barnett, Adam, & Lettenmaier, 2005; Kaser, Grosshauser, & Marzeion, 2010; Mernild et al., 2017; Molina et al., 2015; World Bank, 2012).

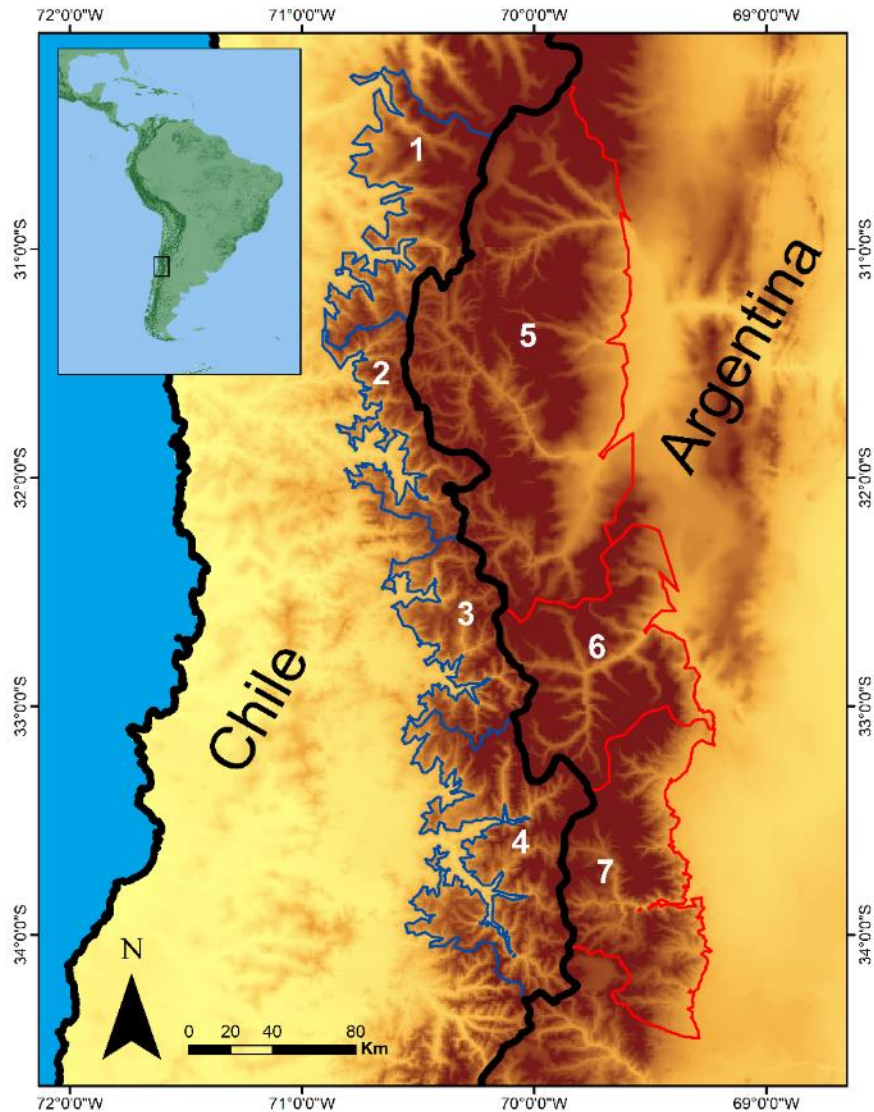


Figura 6. Área de estudio en Suramérica y en los Andes Centrales. Línea azul encierra cuencas en Chile: Limari (1), Choapa (2), Aconcagua (3) y Maipo (4). Línea roja encierra cuencas de Argentina: San Juan (5), Mendoza (6) y Tunuyán (7).

Esta tesis se enfoca en los Andes Centrales (ver Figura 6), en especialmente en 7 cuencas, 4 ubicadas del lado del Chile y 3 en el lado argentino, donde se concentra la mayor cantidad de población y actividades antrópicas en esta región (ver Tabla 1).

Climatológicamente, la variabilidad intra-anual de la precipitación en los Andes centrales está muy influenciada por la colocación de una célula atmosférica de alta presión sobre el Océano Pacífico sudoriental. Esta célula normalmente inhibe la precipitación en el verano austral (diciembre a febrero) y permite el paso de vientos del oeste y la precipitación frontal durante los inviernos austral, generando un clima mediterráneo de verano cálido

(Garreaud, 2009; Garreaud et al., 2009), los eventos de precipitación generalmente se concentran entre abril y octubre (Figura 7), proporcionando un 95% de los promedios totales anuales, alcanzando un máximo en junio o julio (Masiokas et al., 2016, 2006). Mientras que el lado este, la cordillera ejerce un efecto modulador en estas latitudes, influenciando significativamente el transporte de humedad desde la cuenca del Amazonas. Los procesos convectivos profundos y las precipitaciones a través del forzamiento mecánico de los vientos y del bloqueo topográfico de humedad del oeste proveniente del Océano Pacífico genera un clima frío de desierto (ver Figura 8). La fuerza de la Oscilación del Sur de El Niño (ENOS) influye en la variabilidad interanual de la precipitación, con una precipitación mayor y menor durante los eventos de El Niño y La Niña respectivamente. Aunque los eventos de El Niño influyen en las cantidades de precipitación, influye poco o nada en las mediciones anuales de balance de masa de los glaciares ubicados en los Andes centrales, sin embargo, sí se ha encontrado una influencia a la Oscilación Decenal del Pacífico (PDO) en lugar del ENSO (Mernild et al., 2017).

Tabla 1. Principales características de las cuencas analizadas

Nombre de cuenca	Altura máxima (msnm)	Altura promedio (msnm)	Promedio pendiente (%)	País
Limari	4200	1727	44.61	
Choapa	4150	1725	35.87	Chile
Aconcagua	5150	1868	38.46	
Maipo	4800	1654	40.38	
San Juan	5800	2483	28.70	
Mendoza	6962	2055	26.94	Argentina
Tunuyán	5300	1595	15.58	

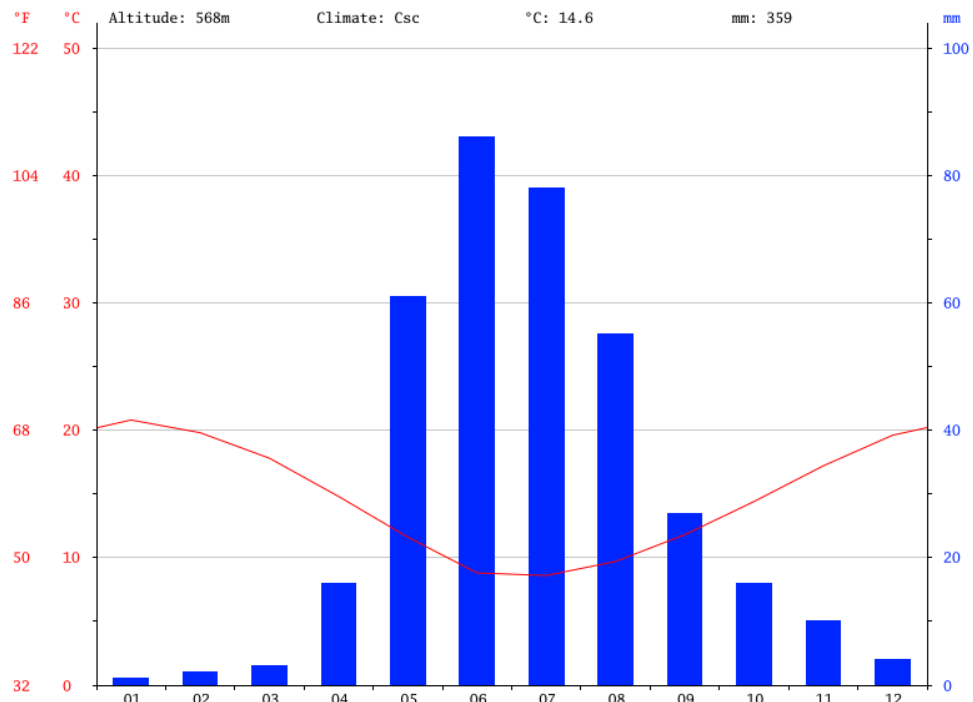


Figura 7. Climatología del oeste del área de estudio (Santiago de Chile). Fuente: <https://es.climate-data.org/>

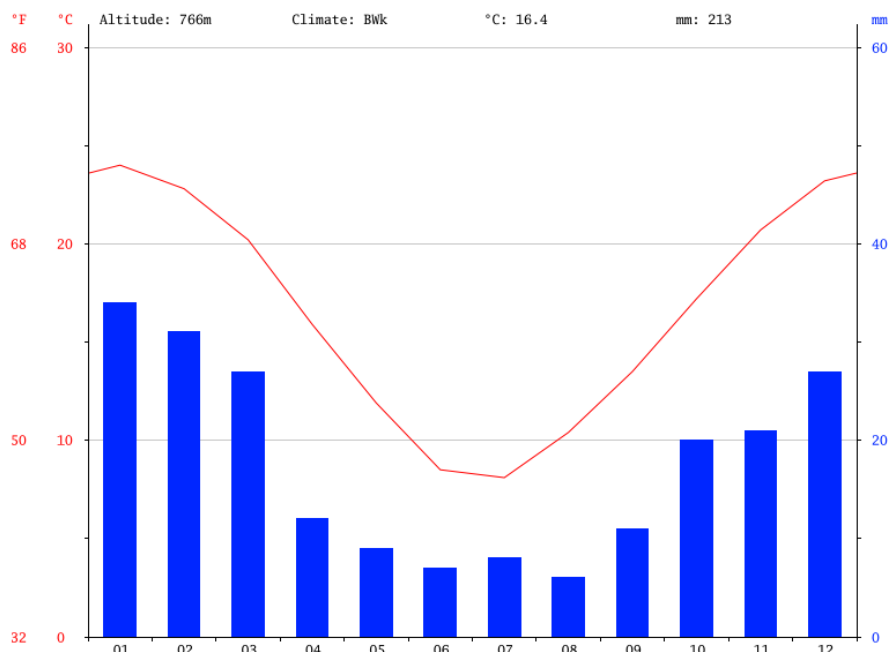


Figura 8. Climatología del este del área de estudio (Ciudad de Mendoza). Fuente: <https://es.climate-data.org/>

En los Andes Centrales se producen precipitaciones nievás de gran intensidad debido a una condición predominante de los sistemas frontales

provenientes del Pacífico con alta carga de humedad y bajas temperaturas estacionales. (ver Figura 9). Las precipitaciones níveas se acumulan durante el invierno en las partes altas de la cordillera y una vez que llega la primavera comienza el proceso de fusión, abasteciendo los principales ríos que fluyen por la región, tanto del lado chileno como argentino. Es alrededor de estos ríos que se han desarrollado los grandes centros urbanos de la zona, donde los de mayor envergadura son Santiago de Chile y la V Región del lado chileno, y Mendoza del lado argentino.

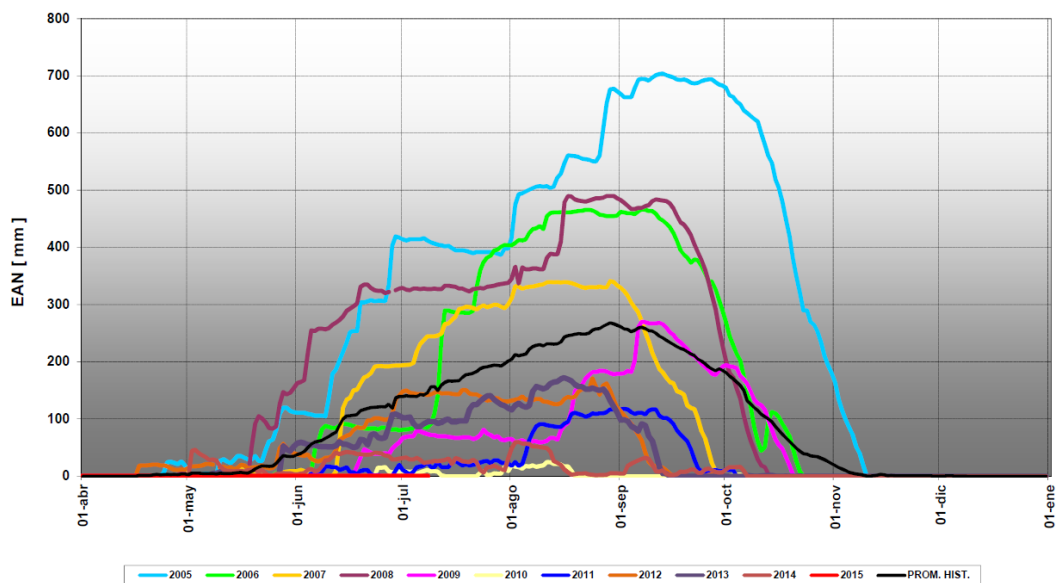


Figura 9. Ciclo de Acumulación - Fusión de nieve de la estación Nivométrica Toscas en la cuenca del río Mendoza. Fuente: Departamento General de Irrigación (Mendoza)

2.2 Condiciones meteorológicas en la zona del estudio, con relación la variación espacial y estacional del albedo en nieve

Las investigaciones para estudiar el impacto por la contaminación del aire por fuentes locales y regionales en áreas de montaña son limitados, en comparación con áreas de llanura y zonas urbanas. El transporte y dispersión dependen tanto de factores climáticos como de la dinámica atmosférica. Sin embargo a pesar de que estas áreas presentan baja presencia humana, pueden experimentar altos niveles de contaminación (F. Cereceda-Balic et al., 2012). También, hay que considerar que en estas zonas existen algunos factores que pueden limitar la dispersión: La morfología del terreno, las

circulaciones locales (tipo valle-montaña) y algunos fenómenos climáticos como puede ser la inversión térmica.

La circulación Valle-Montaña se presenta en dos formas o fases: a) durante el día, la radiación solar calienta el aire en las laderas y crea una corriente ascendente que sube por las mismas. Este fenómeno genera una diferencia de presión, lo que desencadena una brisa de valle. Este mecanismo se extiende hasta la noche. b) Por la noche se invierte el fenómeno, el aire frío (más pesado) fluye bajando por las laderas y se acumula en el fondo del valle (Figura 10).

La inversión térmica es una situación en la que se presiona una capa de aire frío hacia el fondo del valle y por encima de la cual hay una capa más caliente. Entonces, el aire frío, calentado por su parte superior, tiende a ser estable y se estanca. La capa intermedia entre la capa de aire frío y la capa superior más caliente se llama capa de inversión. Esto impide cualquier intercambio entre las dos masas de aire y por lo tanto la contaminación se estanca en el valle (Gramsch et al., 2014).

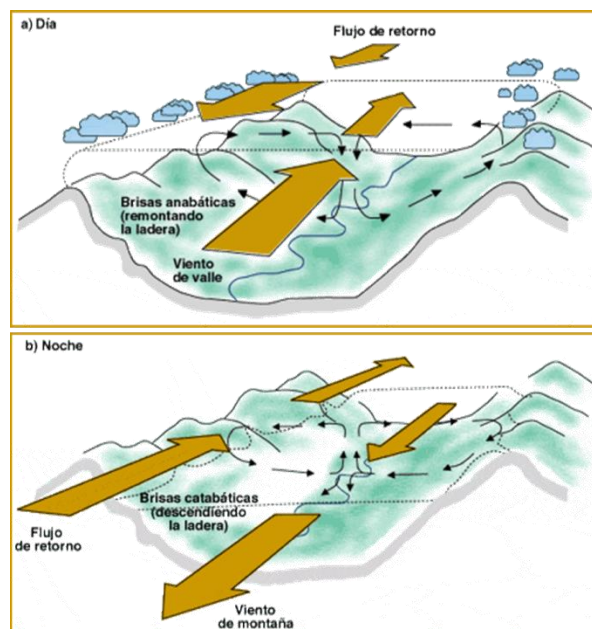


Figura 10. Representación esquemática de la circulación valle-montaña

2.3 Sensado remoto en alta montaña

Usar datos de sensado remoto para observar y estudiar las variaciones estacionales e interanuales de la cobertura nival es actualmente una herramienta ampliamente utilizada en distintas regiones del planeta (Álvarez et al., 2009; Cara et al., 2016; Delbart, Dunesme, Lavie, Madelin, & Goma, 2015; Kaiser et al., 2012; W.-L. Lee & Liou, 2012; Lyapustin et al., 2011; Malmros et al., 2018a; Martins, Lyapustin, De Carvalho, Barbosa, & Novo, 2017). Uno de los instrumentos más usados en este sentido son los sensores MODIS a bordo de los satélites Aqua y Terra, estos son una de las herramientas más utilizadas debido a que sus imágenes permiten realizar un seguimiento de la distribución de la cubierta nival de forma diaria, observando variaciones en el tiempo y aprovechando resoluciones espaciales de hasta 500m. Sin embargo, a pesar de sus virtudes, uno de los inconvenientes mayores que posee el análisis de imágenes MODIS y de otros sensores remotos que trabajan en el rango visible e infrarrojo es la pérdida de información por presencia de nubes en el área de interés (Bergeron, Royer, Turcotte, & Roy, 2014; Cara et al., 2016; Roy, Royer, & Turcotte, 2010; Tang & Lettenmaier, 2010). Sin embargo, eso se ha logrado suplir por medio de la utilización de mayor periodo de tiempo y combinación de diferentes instrumentos satelitales.

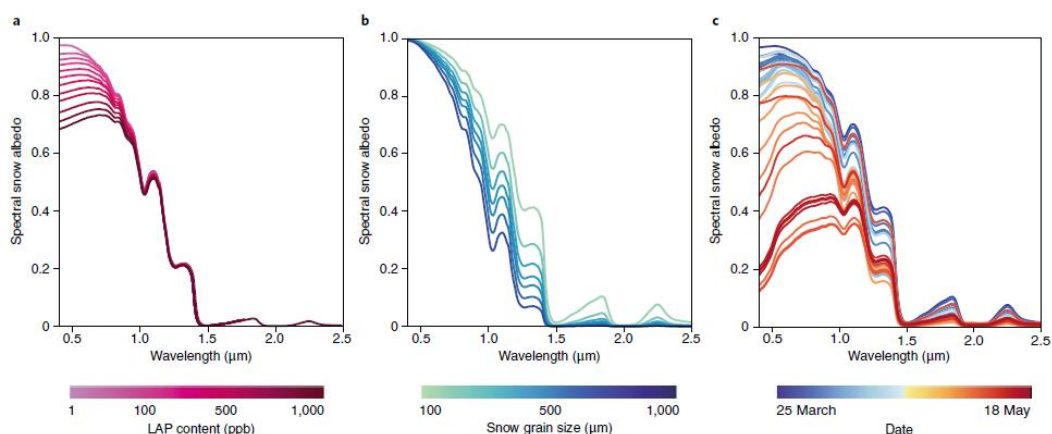


Figura 11. Variación en el albedo en nieve en toda la gama de reflectancia de la nieve para cambios de contenido de LAP y el tamaño de grano de la nieve. a) Albedo de nieve modelado que muestra la disminución del albedo visible a medida que aumenta el contenido de LAP. b) Albedo de nieve limpio modelado que muestra un albedo de nieve decreciente en las longitudes de onda más largas a medida que aumenta el tamaño de grano de la nieve. y c) Las series de tiempo diarias del albedo de la nieve disminuyen durante el deshielo, mostrando los impactos combinados del oscurecimiento de la superficie del LAP y el crecimiento de la nieve. (S. M. K. Skiles et al., 2018; S. M. Skiles, Painter, & Okin, 2017)

2.3.1 Cobertura y albedo en nieve

Las superficies de nieve son áreas importantes en el planeta, además de ser reservorios de agua, también sirven para reflejar gran cantidad de energía proveniente de sol, regulando de esta forma el equilibrio térmico del sistema acoplado tierra-atmósfera (Francisco Cereceda-Balic et al., 2018; O. L. Hadley & Kirchstetter, 2012; Kaspari et al., 2014; Koch et al., 2009; W.-S. Lee, Bhawar, Kim, & Sang, 2013; Maurer & Bowling, 2015; Rutherford et al., 2017; Schmitt et al., 2015; Sterle, McConnell, Dozier, Edwards, & Flanner, 2013; Yasunari, Koster, Lau, & Kim, 2015; Zhang et al., 2012). El albedo en nieve es una forma de medir esa energía que se está reflejando o absorbiendo (ver Figura 4). Además es un “trazador” para analizar varios comportamientos o estados de la nieve: partículas que precipitan allí (Figura 11 a), el tamaño de los granos de la nieve (Figura 11 b) y la antigüedad de la nieve (Figura 11 c).

Para la nieve, uno de los productos de sensado remoto para analizar las características en nieve, corresponde al MOD10A1 de MODIS (Klein & Stroeve, 2002). Estos productos corresponden a bloques de cobertura de nieve diaria a una resolución espacial de 500 m, los datos diarios seleccionados de múltiples observaciones para cada píxel del MOD10A1 es producto se obtuvo del nadir más cercano y, por ende, tiene la mayor cobertura de la celda de la cuadrícula (pasada del satélite).

Los productos de nieve diarios MOD10A1 son imágenes o mosaicos de datos reticulados en la proyección sinusoidal, tienen un tamaño de aproximadamente 1200 x 1200 km de área. Para este producto se desarrolló un algoritmo para mapear el albedo en nieve utilizando datos de MODIS. Los datos diarios (Daily snow) para albedo es una variable más en los datos en MOD10A1, el albedo en nieve para ser derivado usa las reflectancias de la superficie del MODIS corregidas por la atmósfera en bandas individuales de MODIS para píxeles cubiertos de nieve ubicados en áreas no forestadas y se ajustan para los efectos de dispersión anisotrópica utilizando un modelo Discrete Ordinates Radiative Transfer (DISORT) y propiedades ópticas de la

nieve (Klein & Stroeve, 2002). Actualmente en el algoritmo, los bosques cubiertos de nieve se consideran reflectores de Lambert y los albedos espectrales ajustados se combinan luego en una medición de albedo de banda ancha utilizando un esquema de conversión de banda estrecha a banda ancha desarrollado específicamente para la nieve (D. K. Hall et al., 2002; Klein & Stroeve, 2002; Liang, 2001).

El producto MOD10A1 ha sido utilizado en varias investigaciones a nivel local y regional para analizar el estado de las capas de nieve en la Sierra Nevada (Sterle et al., 2013; Thomas & Duval, 1995), en Asia (Park, Lee, Kang, Lee, & Kim, 2018) y en Suramérica (Malmros, Mernild, Wilson, Tagesson, & Fensholt, 2018b).

2.3.2 Temperatura superficial nieve

La temperatura superficial de las superficies nevadas es relevante porque es la principal responsable del cambio y crecimiento de los granos de nieve, algo que puede ser retroalimentado positivamente con la presencia de impurezas. Roesch et al. (1999) en su estudio de simulación del albedo en nieve usando observaciones directas, estableció una dependencia del albedo en nieve con respecto a la temperatura de la superficie, en la cual el albedo de la superficie se interpola entre albedos fijos a temperaturas de 0°C y -10°C para los tres tipos de superficies (nieve terrestre, hielo terrestre y hielo marino).

Modis cuenta con productos para medir la temperatura superficial, es el caso del producto diario MOD11 que tiene una resolución espacial de 1 km, este producto cuenta con validaciones realizadas en áreas montañosas que realizaron Klein y Barnett (2003) en la cuenca alta del Río Grande donde encontraron alta relación entre mediciones *in situ* y valores de este producto del 86%.

2.3.3 Espesor óptico de aerosoles

Los aerosoles en la atmósfera son liberados la por actividad antropogénica y eventos naturales, ambos en cantidades razonables pueden afectar la salud humana, reducen la visibilidad, oscurecen la nieve y alteran el presupuesto de radiación de la Tierra. Para ello se ha desarrollado el parámetro profundidad óptica del aerosol (Aerosol Optical Depth - AOD), y es una estimación cuantitativa de la cantidad de aerosol presente en la atmósfera, y se puede utilizar como un proxy para la materia particulada. El AOD mide la extinción de un rayo de luz cuando pasa a través una columna de atmósfera (Eley, 2014; Loría-Salazar, Holmes, Patrick Arnott, Barnard, & Moosmüller, 2016).

MOD04 es el producto de Modis que cuenta con una gama de parámetros relacionados con la atmosfera y cuenta con estimaciones de AOD para diferentes longitudes de onda (R. C. Levy, Remer, Mattoo, Vermote, & Kaufman, 2007). Teniendo en cuenta las observaciones de laboratorio realizadas por Skiles et al. (2017) indican que el albedo en nieve tiene la mayor variabilidad debido a la presencia de partículas que absorben luz (LAP) a una longitud de onda de $0.55 \mu\text{m}$. En consecuencia, es comúnmente usada esta longitud para analizar en AOD en superficies nías.

2.3.3.1 Partículas que absorben la luz

Las partículas que absorben luz (light-absorbing particle - LAP) son actualmente relevantes en las investigaciones relacionadas en estado y preservación de la nieve, porque debido a que estas superficies son de las más brillantes del planeta, el oscurecimiento de la nieve por las LAP, como el polvo, BC, OC, o el crecimiento microbiano, puede desencadenar disminuciones del albedo y acelerar la deshielo. Incluso, estudios indican que un aumento en la deposición de BC después de la revolución industrial ha llevado a afirmar que el forzamiento radiativo (RF) del LAP ha contribuido a

reducir la criósfera a nivel global, así mismo sus impactos climáticos correspondientes, como por ejemplo, variaciones en caudales de ríos, etc. (IPCC, 2007a, 2013; Landsberg, 1970).

Asimismo, la duración de la nieve se ve afectada por el oscurecimiento en superficies nívicas con LAP, que fueron reconocidos como un importante contribuyente al cambio climático antropogénico a partir de la década de 1970 (Landsberg, 1970; Qian et al., 2015; Schmitt et al., 2015; S. M. K. Skiles et al., 2018). Por consiguiente, los LAP son muy importantes porque aceleran el derretimiento de la nieve a través de las perturbaciones del albedo de la nieve (disminución) y su forzamiento radiativo asociado (RF): la absorción mejorada de la radiación solar debido al oscurecimiento de la superficie (Maurer & Bowling, 2015; S. M. K. Skiles et al., 2018; S. M. K. Skiles & Painter, 2017).

2.3.4 Antigüedad de la nieve

Algunos estudios indican que las series de tiempo diarias del albedo de la nieve disminuyen durante el deshielo, mostrando los impactos combinados del oscurecimiento de la superficie del LAP y el crecimiento del grano de nieve (Figura 11 c) debido al metamorfismo de la nieve, aunque también se ve retroalimentado por el aumento de la temperatura y la presencia de impurezas que si funcionan como LAP, incrementan aun más la temperatura, incrementado los granos y bajando el albedo (T H Painter, 2010).

2.3.5 Precipitación nívica

La precipitación nívica o nevadas aporta nieve fresca que momentáneamente ayuda a aumentar el albedo en nieve, pero si se la precipitación se da una atmosfera cargada por aerosoles, se podría presentar una deposición húmeda de los aerosoles en la nieve a través de la precipitación de la nieve, resultando así en una mezcla externa o interna de

los aerosoles absorbentes con copos de nieve, alterando así sus drásticamente sus propiedades ópticas y conduciendo a la reducción del albedo en nieve (Gu, Liou, Chen, & Liao, 2010). Sin embargo, esta condición no es permanente y se presenta más la deposición seca que consiste en la precipitación de los aerosoles sobre la nieve.

2.4 Efecto de la deposición de aerosol en la reducción de albedo en nieve

También conocido como efecto de oscurecimiento de la nieve (Snow Darkening Effect – SDE), es ocasionado principalmente por los aerosoles que absorben la luz (LAP) y pueden oscurecer la nieve, reduciendo a superficie del albedo cuando se depositan en la nieve, y también pueden absorber la radiación y calentar la superficie de la nieve, lo que acelera el proceso de fusión de la capa de nieve (Guo et al., 2011; James Hansen & Nazarenko, 2004; W.-S. Lee et al., 2013).

Producto de la reducción de la nieve, el SDE de los aerosoles absorbentes generalmente induce un calentamiento regional neto sobre las áreas cubiertas de nieve. Por ejemplo, el BC es el aerosol absorbente antropogénico más importante, tiene un RF medio global de + 0.04 (+0.02 a +0.09) $W m^{-2}$ para SDE (Bond, Doherty, Fahey, & Forster, 2013; Shi et al., 2019).

2.5 Modelo meteorológico acoplado con transporte químico

El Weather Research and Forecasting Model coupled with chemistry: WRF-Chem es un sistema de cálculo numérico y matemático para simulación atmosférica (NWP), se diseñó para satisfacer las necesidades tanto de investigación como de predicción atmosféricas. El WRF incluye dos núcleos

diferentes (ARW, NMM), un sistema de asimilación de datos, y una arquitectura de software diseñada para la posibilidad de ejecuciones distribuidas o paralelas y la escalabilidad del sistema. Este modelo implementa una extensa gama de aplicaciones meteorológicas en escalas que van desde los metros a los miles de kilómetros. Además, está constituido por: 1) el modelo de mesoescala meteorológico euleriano, no-hidrostático y comprensible Weather Research and Forecasting - WRF (MICHALAKES et al., 2010; C. Zhao et al., 2014) y 2) un modelo químico. Los componentes químicos y meteorológicos del modelo WRF/Chem son completamente consistentes entre ellos, ya que emplean el mismo esquema de procesos transporte, reticulado vertical y horizontal, paso de tiempo y, además, la misma parametrización física para los fenómenos de sub-malla (Gabriela Celeste Mulena, 2017).

El modelo meteorológico es un pronóstico numérico del WRF, dentro del esquema de modelado de WRF-Chem, se encarga de resolver los procesos dinámicos, físicos, y de transporte en la atmósfera. Se encuentra gobernado por un conjunto de ecuaciones diferenciales no lineales compresibles, no-hidrostáticas formuladas usando la coordenada vertical de presión y seguimiento del terreno (η) (MICHALAKES et al., 2010).

El modelo químico de WRF-Chem está representado por los procesos de transformación fotoquímicos y de fase de las partículas de aerosol, los componentes claves de los mecanismos químicos, los cuales interactúan con las parametrizaciones físicas, son los modelos de fase gaseosa, aerosol y fotólisis. Además, para funcionar el módulo químico de WRF-Chem, se requiere de emisiones químicas de aerosoles y gases derivados de bases de emisiones globales, regionales o urbanas, y datos dinámicos que son las condiciones químicas iniciales y de contorno, es decir, concentraciones de aerosoles y gases, ya sea idealizadas o derivadas de un modelo químico (Grell et al., 2005).

El en desarrollo de esta tesis se simuló el WRF-Chem con las parametrizaciones para este modelo que han sido testeadas por el grupo GEAA en los últimos años (Cremades, Fernández, Allende, Mulena, & Puliafito, 2017; Gabriela C. Mulena et al., 2016; Naeger, 2018; Park et al., 2018; S.E. Puliafito, Allende, Mulena, Cremades, & Lakkis, 2015; Xu et al., 2018; S. Zhao, Tie, Long, & Cao, 2017).

CAPITULO 3: Materiales y métodos

3.1 Herramientas de observación

Durante el desarrollo de esta investigación, se procesaron datos diarios para la primavera austral, los meses de septiembre, octubre y noviembre, para 17 años comprendidos desde el año 2000 hasta el año 2016, para unas elevaciones superiores a los 2000 msnm, siendo la principal fuente de análisis fueron datos de sensado remoto como se describe a continuación.

3.1.1 Instrumentos satelitales: MODIS y TRMM

La Tabla 2 resume todos los productos de sensado remoto usado. Para ver las características deseadas de la nieve, se optó por usar productos para la cobertura de nieve diaria (A. Hall & Qu, 2006; D. K. Hall et al., 2002; Pu et al., 2007; Riggs, Hall, & Salomonson, 2006) y para el albedo en nieve (Klein & Stroeve, 2002), ambos a una resolución de 500 m desde el producto MOD10. La temperatura diaria de la superficie terrestre se ha obtenido a 1 km de resolución del instrumento MODIS (MOD11).

Tabla 2. Fuentes y productos de sensado remoto usado

<i>Variable</i>	<i>Fuente/ producto</i>	<i>Unidades</i>	<i>Resolución espacial (km)</i>	<i>Descripción</i>
Cobertura de nieve (SC)	MODIS/MOD10	0 a 100%	0.5	Solamente se usaron pixeles con 100%
Albedo en nieve (SA)	MODIS/MOD10	0 a 100%	0.5	
Temperatura Superficial (LST)	MODIS/MOD11	°C	1	Temperatura superficial terrestre diaria y diurna en alta montaña
Espesor Óptico de Aerosoles (AOD)	MODIS/MOD04	0 a 1	10	Espesor óptico de aerosoles medidos a una longitud de onda de de 0.55 μm
Precipitación	TRMM /3B42		25	

Para el producto de Espesor Óptico de Aerosoles (AOD), se utilizó el producto MOD04 (R. Levy & Hsu, 2015) con una longitud de onda de 0.55 μm siendo la banda espectral donde el albedo de nieve presenta la mayor variabilidad debido a LAP (Francisco Cereceda-Balic et al., 2018; Qian et al., 2015; S. M. K. Skiles et al., 2018); para la precipitación utilizamos datos de la misión espacial TRMM (Adler et al., 2000; G. Huffman & Bolvin, 2007; G. J. Huffman et al., 2007). Las ventajas de usar datos de otras mediciones de lluvia basadas en satélites, es además de proporcionar información espacial

sobre la lluvia, contar con los perfiles verticales de precipitación, y por lo tanto, se ha demostrado que es adecuada para ser utilizada en el presente estudio (Hong, Alder, & Huffman, 2006; G. J. Huffman et al., 2007).

3.2 Procesamiento de datos de sensado remoto

En el procesamiento se utilizó un código Matlab, el cual leyó el archivo (de tipo HDF) de cada variable, para cada día realizando una comparación píxel a píxel. Así se establece las ubicaciones de los pixeles con 100% de nieve, y para esta ubicación determina el valor correspondiente para las demás variables. Con este proceso se obtienen los valores de albedo en nieve para píxeles con un 100% de cobertura de nieve durante todo el período de estudio, y así evitar la contaminación por usar pixeles con cobertura parcial de nieve (<100%).

Debido a que el producto 3B42 muestra la precipitación en forma líquida, se generó un parámetro para estimar los días que habían nevado (SP), para ello, al detectar temperaturas por debajo del nivel de congelación con precipitaciones (< -4 °C para considerar el error de las mediciones de MOD11). También se estimaron los días entre la caída de la nieve, y se llamó días después de la nieve (DAS), para estimar los días que había entre nevadas y así conocer como es la antigüedad en días de la nieve analizada.

Posteriormente, se comparó con la altura para filtrar solo los pixeles ubicados a una altura mayor a 2000 msnm, usando la topografía del Global Digital Elevation Model (GTOPO30) desarrollado por la U.S. Geological Survey (USGS) National Center for Earth Resources Observation and Science (EROS) Data Center con una resolución de 1 km (<https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-global-30-arc-second-elevation-gtopo30>).

Los datos faltantes ocurren con frecuencia para el AOD diario debido a la presencia de nubes en las zonas montañas. Por este motivo, para obtener la media mensual de AOD, solo se utilizaron los píxeles con 9 o más valores válidos de AOD diaria en todo el mes para calcular los promedios mensuales, porque si se utiliza un umbral con menos de 9 días, el valor promedio

mensual se volvería estadísticamente poco confiable porque algunos eventos episódicos podrían afectar significativamente el análisis. Por ejemplo, los coeficientes de regresión difieren sustancialmente con umbrales de 7 y 8 días. Cuando se utiliza un umbral con más de 9 días, encontramos que los coeficientes de regresión generalmente permanecen sin cambios. Así finalmente, se obtiene la serie de datos correspondientes a SA, LST, AOD, SP y DAS necesarias para realizar el presente estudio. Los conjuntos de datos diarios se analizan mediante gráficos de caja y bigotes para observar la variabilidad, así ver también si los datos están sesgados y, de ser así, en qué dirección.

3.2.1 Correlación entre los aerosoles y el decrecimiento del albedo en nieve

Para estimar el efecto de la deposición de aerosol en la reducción de SA en cada cuenca (Figura 6), el albedo en nieve (SA) se relacionó con la temperatura superficial (LST), el espesor óptico de aerosoles (AOD), precipitación de nieve (SP) y la antigüedad de la nieve (DAS) mediante un análisis de regresión múltiple para todos los conjuntos de datos disponibles por cuenca. Si bien, la relación de todas las variables no es exactamente lineal con el albedo en nieve, el comportamiento y signo (positivo y negativo) que indica cada variable dependiente, en relación a como aumentan y disminuyen, pueden simplificarse por medio de esta relación lineal. Este proceso además ha sido usado en otros estudios similares (W.-L. Lee & Liou, 2012), arrojando buenos resultados.

3.3 Caso de estudio

Para este caso de estudio, se realizaron simulaciones con el modelo de predicción numérica Weather Research and Forecasting with Chemistry (WRF-Chem)) (Hong et al., 2006; G. J. Huffman et al., 2007) para una semana (23 al 30 de septiembre de 2016). Los tres primeros días se usaron como *spin up* y se comparó con el promedio de datos de SA y AOD recuperados en las cuencas del lado este del área de estudio. Primero, se usaron las salidas del modelo WRF-Chem para estimar la fuente regional del

BC (como fuente de LAP) en las áreas con nieve, se analizaron las distribuciones espaciales para promedios diarios y luego perfiles verticales de cada cuenca del Este del área de estudio orientados hacia donde se observó las fuentes de emisiones de quema de biomasa (ver Figura 28). Finalmente se analizaron trayectorias con el modelo NOAA HYSPLIT para estimar y constatar si desde las fuentes de emisión (altas concentraciones de quemados de biomasa) podrían llegar hasta las cuencas analizadas en este estudio de caso.

3.3.1 Modelación con de escenarios con WRF-Chem

3.3.1.1 Parametrización del modelo

Para las simulaciones, utilizamos la versión 4.0 del modelo Weather Research and Forecasting acoplado con química - WRF-Chem (Grell et al., 2005; Yang, Kang, & Ji, 2018). WRF-Chem se configuró con tres dominios anidados como se ve en la Figura 12. Los dominios de modelado comprenden parte de Argentina y Chile, con una resolución espacial de 36, 12, 4 km respectivamente; cuya coordenada vertical es de 50 niveles, hasta una altura de 50 hPa, centrada en la latitud 34 ° 4'33.60 "S y longitud 68 ° 32'38.40" W. Las parametrizaciones se encuentran en la Tabla 3. La topografía usada, corresponde a las características del terreno se incorporaron utilizando los datos de Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), disponibles en una resolución de 1 segundo de arco (aproximadamente 30 m) del Servicio Geológico de los Estados Unidos con una resolución aproximada de 90 m. Para el uso del suelo y cobertura del suelo, se utilizaron los mapas de vegetación del Proyecto Global Land Cover 2000 (GLC 2000) para América del Sur, con una resolución de 1 km y los datos generados por el Departamento de Geografía de la Universidad de Maryland (UMD Global Land Cover). Las características del uso y cobertura del suelo se combinaron con la base de datos de iluminación permanente del programa Operational Linescan System of DMSP – OLS. Estas entradas contienen una mejor descripción del área de estudio que la configuración

predeterminada de WRF y se validó en trabajos anteriores (Cremades et al., 2017; Gabriela C. Mulena et al., 2016; S.E. Puliafito et al., 2015).

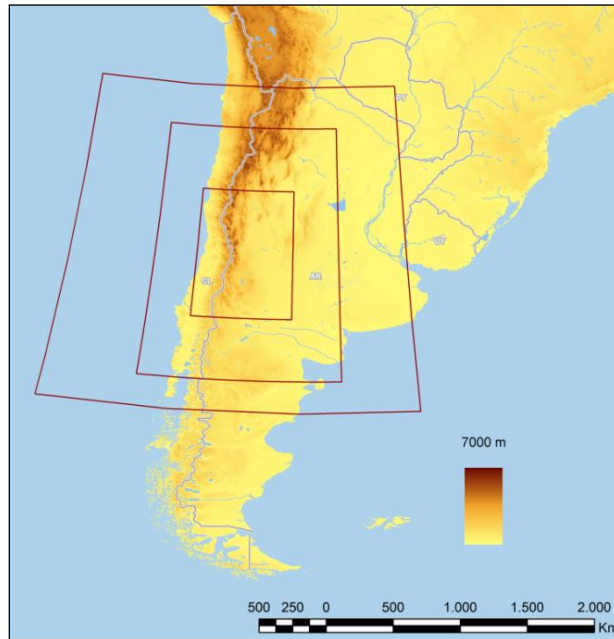


Figura 12. Dominios definidos para la simulación meteorológica utilizando WRF

Los datos meteorológicos de entrada usados en el modelo como condiciones iniciales (IC) y de borde (IB) correspondieron al Sistema Global Forecast model (GFS) del Centro Nacional para la Predicción Ambiental (NCEP) con una resolución de 0.5 grados y se actualiza cada 6 horas. Los datos de temperatura de la superficie del mar (SST) se actualizan diariamente a partir de los datos diarios del análisis global SST del NCEP con resolución espacial de 1/12 grados .

La química de la fase gaseosa se simuló con el mecanismo de enlace de Carbono (CBM-Z) y el Modelo para Simular Interacciones y Química del Aerosol (MOSAIC) proporcionó un tratamiento integrado de los procesos químicos y micro físicos en aerosol. En este estudio utilizamos 4 contenedores, correspondientes a los rangos de partículas de diámetro seco de 0.039-0.156, 0.156-0.624, 0.624-2.5 y 2.5-10.0 micrómetros (μm), respectivamente. Las partículas dentro de los contenedores de cada tamaño se asumen que se mezclan internamente, de modo que todas las partículas dentro de un contenedor tienen la misma composición química. Los datos

correspondientes a las emisiones son del Modelo global para el ozono y los trazadores químicos relacionados, la versión 4 (MOZART-4) se usó como condiciones iniciales y de contorno (IC/BC). Como inventario global, se utilizaron los datos de la base de datos de emisiones de la investigación atmosférica mundial (EDGAR). La introducción de un propio inventario de emisiones de alta resolución - inventario GEAA (S.E. Puliafito et al., 2015; Salvador Enrique Puliafito et al., 2017) en el modelo WRF-Chem permitió una representación espacio-temporal más detallada de los perfiles de variabilidad temporal tanto regional como global (diurno, mensual y estacional).

Tabla 3. Detalles de la parametrización usada en la simulación con WRF-Chem

<i>Parametrización</i>	<i>Esquema</i>
<i>Datos de entrada</i>	
Elevación del suelo	SRTM3
LULC	GLOBCOBER+DMPS-OLS
Meteorología IC/BC	Reanálisis NCEP-GFS
SST	NCEP_daily
<i>Química</i>	
Fase gaseosa	CBM-Z
Aerosoles	MOSAIC 4 bin module
Química IC/BC	MOZART-4
Inventario global de emisiones	EDGAR
Inventario regional de emisiones	Inventario propio - GEAA
<i>Física</i>	
Microfísica	Morrison double-moment
Cumulus	Grell Devenyi
Radiación onda larga	RRTM
Radiación onda corta	Goddard Dudhia
Superficie	Noah Land Surface Model
PBL	YSU
<i>Resolución</i>	
Temporal	Δt (seg)= 90
Espacial	$\Delta x, \Delta y$ (km)= 36, 12, 4
Vertical	Δz (ETA levels)= 50

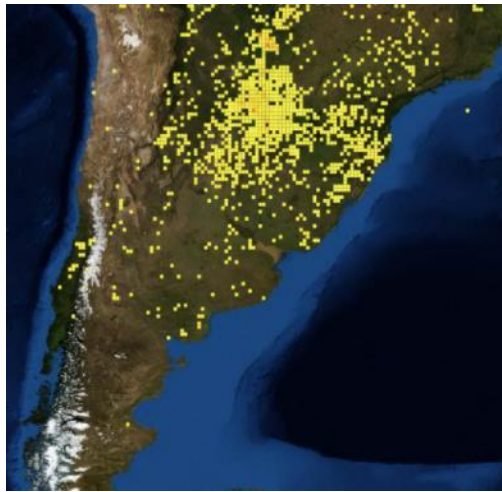
3.3.1.1.1 Inventario de emisiones de alta resolución

Como se mencionó se incluyó en las condiciones iniciales (IC) a nivel regional un inventario de alta resolución elaborado por el grupo GEAA para toda la Argentina (Salvador Enrique Puliafito et al., 2017), este inventario

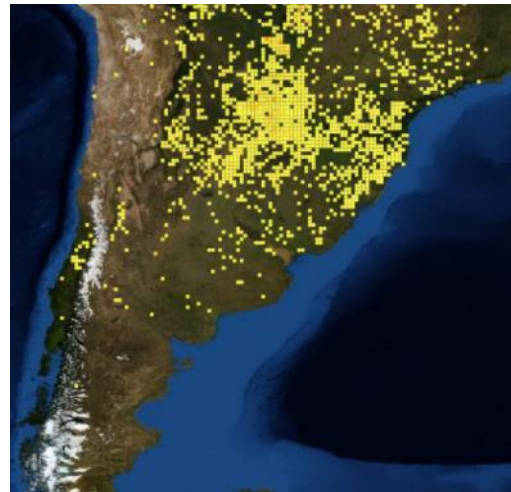
presenta un desagregado espacialmente de 2.5 km x 2.5 km, actualizado a 2014. Siendo así una mejora significativa en comparación con el inventario global EDGAR que tiene una resolución espacial de 0.1° x 0.1° que equivale a aproximadamente a 10 km x 10 km en latitudes medias.

Inventario de quema de biomasa

Adicional a lo expuesto, relacionado a la química simulada, se incluyó por medio del MOZART, el modelo Fire INventory from NCAR – FINN (Wiedinmyer et al., 2011) proporciona estimaciones de emisiones globales y diarias de las quemas a cielo abierto, que han sido observadas desde satélites. Así se cuenta con inventario de emisiones estimadas a través de factores de emisiones con una resolución espacial de 1 km x 1 km, por ende es relevante para simular los impactos químicos y climáticos de los incendios (Jiang, Wiedinmyer, & Carlton, 2012). El FINN fue usado debido a que para los días simulados (26 al 30 de septiembre de 2016) se observó presencia una gran cantidad de focos de incendios en el sur de Suramérica (ver Figura 13), por ende, se espera que los incendios a cielo abierto en la región generen emisiones relevantes de LAPs como BC que estén afectando el albedo en nieve de las cuencas del Este del área de estudio (lado de la cordillera más expuesto).



26 de septiembre de 2016



27 de septiembre de 2016



28 de septiembre de 2016



29 de septiembre de 2016



30 de septiembre de 2016

Figura 13. Focos de fuego identificados por el satélite VIIRS con resolución espacial de 375m para los días 26 al 30 de septiembre de 2016. Fuente: <https://firms.modaps.eosdis.nasa.gov/>

3.3.2 Modelo de análisis de trayectorias

Para identificar posibles trayectorias (*forward trajectory*) entre las áreas con mayor concentración de emisiones y las cuencas del estudio de caso, se utilizó el modelo HYSPLIT. Este es un modelo híbrido entre los enfoques de Euleriano y Lagrangiano que calcula la advección, la dispersión y la deposición en una coordenada de Lagrangiano, mientras que la concentración de contaminante se calcula en el marco Euleriano (Draxler & Hess, 1997, 1998; Rolph, Stein, & Stunder, 2017). En especial, una de las aplicaciones más importantes de los modelos de Lagrangiano es calcular las rutas de transporte de contaminantes atmosféricos utilizando cálculos de trayectoria de avance (Bowman et al., 2013). En este sentido, se ubicó para cada día (como punto de emisión), un área donde se observó mayor concentración de BC en las salidas del modelo y que coincidiera con un punto de focos de incendio observados (ver Figura 13).

CAPITULO 4: Resultados

4.1 Análisis de datos de sensado remoto primavera austral (2000-2016)

4.1.1 Análisis espacial de la variabilidad de cobertura y albedo en nieve

El albedo en nieve en los Andes Centrales está disminuyendo, la Figura 14 muestra el albedo promedio a partir de datos diarios en el área de estudio, las salidas gráficas de esta distribución de albedo en el área de estudio, comparativamente al inicio y final de la primavera en el año 2000 y 2016 respectivamente. Se muestra que en el periodo 2000 - 2016 se está generando una variabilidad tendiente a la disminución del albedo, si bien se espera que debido al aumento de temperatura del cambio de estación, genere una disminución de albedo, los análisis estadísticos realizados previamente (Bolaño-ortiz et al., 2015) indican que existen diferencias significativas en los valores de albedo en el periodo analizado, por lo cual, se espera que exista uno u otros parámetros que puedan explicar esta variación con tendencia negativa, evidenciada con una disminución de cobertura de nieve por la aceleración en los procesos de fusión.

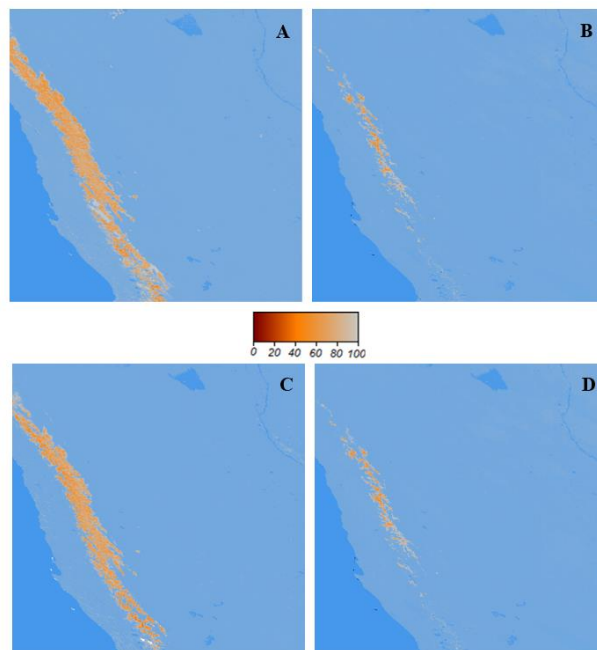


Figura 14. Variación espacial (proyección sexagesimal) del albedo en nieve promedio para septiembre de 2000 (A), noviembre de 2000 (B), septiembre de 2016 (C) y noviembre de 2016 (D).

4.1.2 Análisis de la variabilidad de los parámetros analizados

Las figuras Figura 15 a la Figura 19 muestra la distribución diaria de SA, LST, AOD, SP y DAS para cada cuenca del área de estudio de los Andes centrales, para los meses de primavera de septiembre a noviembre para los años 2000 a 2016. La Figura 15 muestra que se presentaron los valores extremos de SA, en todos se presenta el promedio está por encima de la media, lo cual indica que todos están sesgados hacia arriba. Los valores extremos superiores a 0.9 solo se observaron en las cuencas Limari y Maipo (en el lado de Chile) y todas las de lado de Argentina, mientras que Choapa presentó el valor extremo más bajo (menos de 0.1).

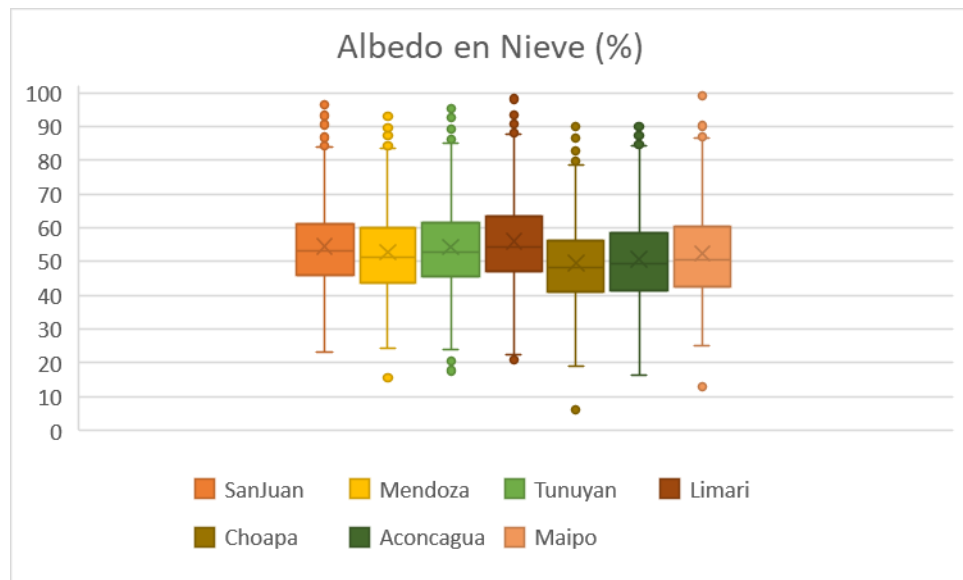


Figura 15. Promedios diarios de albedo de nieve, para píxeles con 100% de cobertura de nieve, y para cada cuenca en la temporada de primavera de 2000 a 2016. Las barras indican el cuartil 1 y el cuartil 2, y los puntos son valores extremos fuera del rango intercuartil.

En la Figura 16 muestra los valores para la temperatura, está sesgada hacia abajo, es decir, hacia valores bajos propios de áreas nevadas (algo que se constata al ver que la mayoría de sus valores extremos están debajo). Sus valores cerca de 0°C en las cuencas Limari y Maipo, en Choapá y Aconcagua se ubican ligeramente alrededor de 4°C, además se observa una tendencia decreciente desde Limari (norte) a Maipo (sur), esta tendencia se observa

también del lado argentino, una tendencia típica de latitudes medias australes (temperaturas aumentan hacia el norte y bajan hacia el sur).

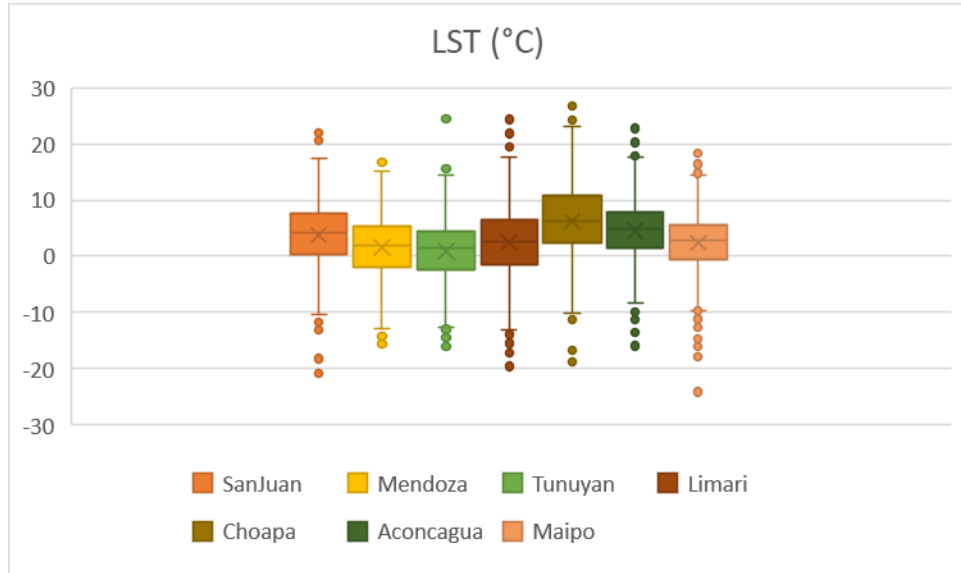


Figura 16. Promedios diarios de temperatura superficial (LST) en la nieve, para píxeles con 100% de cobertura de nieve, y para cada cuenca en la temporada de primavera de 2000 a 2016. Las barras indican el cuartil 1 y el cuartil 2, y los puntos son valores extremos fuera del rango intercuartil.

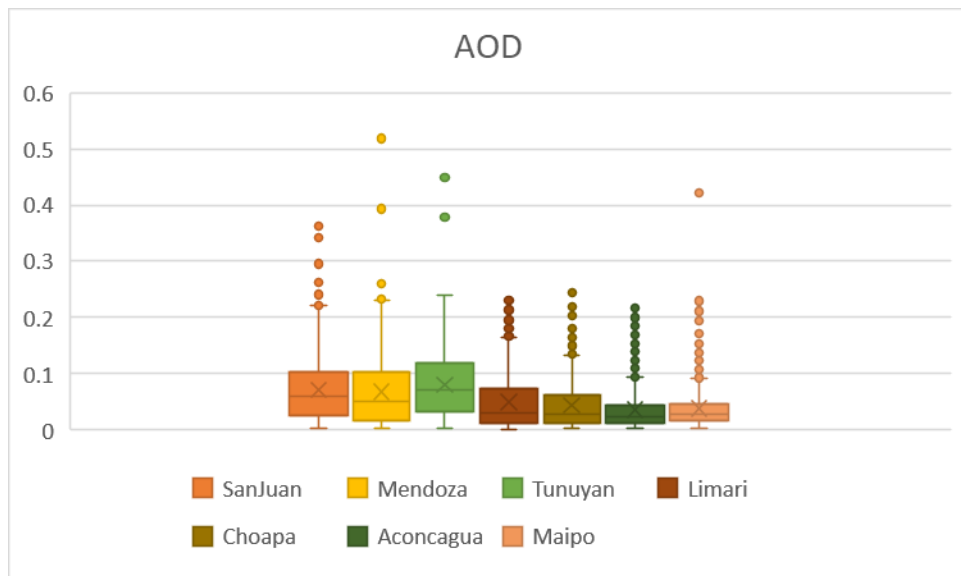


Figura 17. Promedios diarios de AOD, para píxeles con 100% de cobertura de nieve, y para cada cuenca en la temporada de primavera de 2000 a 2016. Las barras indican el cuartil 1 y el cuartil 2, y los puntos son valores extremos fuera del rango intercuartil.

En la Figura 17 podemos ver los datos para el AOD, todas las cuencas están sesgadas hacia arriba. Aunque los valores promedios están por debajo de 0.1 para todas las cuencas, es evidente que los valores del lado argentino son más altos, incluso presenta los valores extremos más altos. Del lado argentino se observa valores promedios con tendencia creciente del sur al norte, pero con los valores extremos más altos en la cuenca Maipo donde se encuentra el área Metropolitana de Santiago de Chile, además estos picos pueden estar relacionados con la contaminación proveniente de esta ciudad como lo indican estudios previos (F. Cereceda-Balic et al., 2012).

Las nevadas se muestran en la Figura 18, se puede ver cómo las últimas nevadas de primavera (llamadas nevadas tardías) ayudan al SA a recuperarse, como se observó en Limari, donde la mayor cantidad de nevadas y el promedio de SA es mayor. El promedio más alto de DAS (ver Figura 19), se observó en Choapa con 11.7 días coincidiendo con la cuenca con el promedio de SA más bajo y el LST más alto. Estas relaciones corresponden al comportamiento físico esperado para la nieve en estas condiciones.

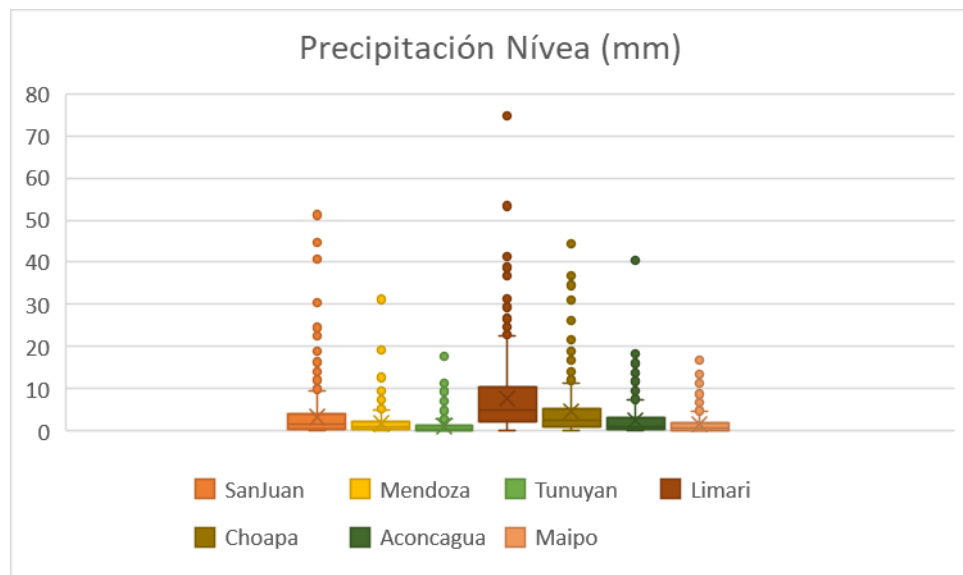


Figura 18. Promedios diarios de precipitación nívea, para píxeles con 100% de cobertura de nieve, y para cada cuenca en la temporada de primavera de 2000 a 2016. Las barras indican el cuartil 1 y el cuartil 2, y los puntos son valores extremos fuera del rango intercuartil.

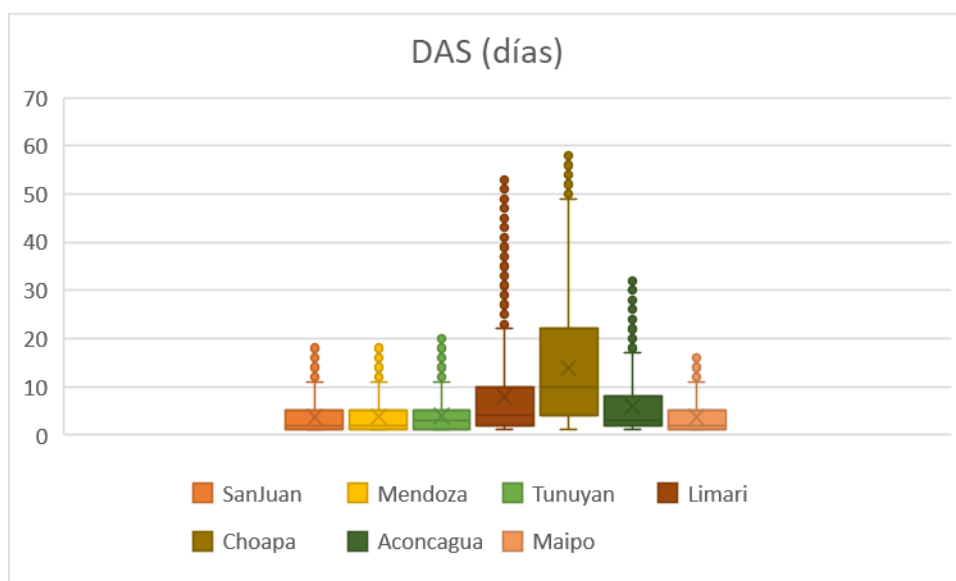


Figura 19. Promedios diarios de DAS (días después de cada evento de nevada), para píxeles con 100% de cobertura de nieve, y para cada cuenca en la temporada de primavera de 2000 a 2016. Las barras indican el cuartil 1 y el cuartil 2, y los puntos son valores extremos fuera del rango intercuartil.

4.1.3 Modelo de regresión múltiple

Un modelo de regresión múltiple de las variables analizadas se ideó para estimar en el peso relativo (%) que tenía cada uno con el albedo en nieve (SA). La Tabla 4 muestra los coeficientes de correlación r de cada variable en cada cuenca con el SA promedio mensual de cada cuenca. Es decir, se utilizaron 51 valores para de promedio mensual para cada variable (3 meses por 17 años).

Tabla 4. Coeficientes de correlación (r) entre el albedo en nieve y LST, ADO, DAS y SP para cada cuenca del área de estudio

Cuenca	LST	AOD	SP	DAS
Limari	-0.86	-0.63	0.12	-0.60
Choapa	-0.87	-0.37	0.15	-0.49
Aconcagua	-0.84	-0.29	0.60	-0.33
Maipo	-0.86	-0.23	0.70	-0.17
San Juan	-0.86	-0.17	0.59	-0.42
Mendoza	-0.72	-0.15	0.44	-0.16
Tunuyán	-0.68	-0.39	0.34	-0.28

Esta tabla muestra que todas las variables se comportan acorde al comportamiento físico en que influiría en el SA (Cuffey & Paterson, 2010; Flanner & Zender, 2006). Estas relaciones se pudieron apreciar también en las figuras de caja y bigote del Figura 15 a la Figura 19, de la siguiente forma:

- La LST tiene un efecto negativo porque al aumentar la temperatura de los granos de nieve, estos aumentan de tamaño y por ende baja el SA.
- El AOD tiene un efecto negativo también, representa las partículas que al depositarse en la tiene, la oscurecen bajando el SA.
- Las precipitaciones níveas influyen positivamente porque aportan nieve fresca que tiene un SA alto.
- El DAS se relaciona negativamente con el SA porque a medida que pasa el tiempo, la nieve se compacta y junto con otros procesos metamórficos hacen que baje el SA.

Con los 51 promedios de cada parámetro estandarizado con su desviación estándar se procedió a elaborar una ecuación de regresión, para cada cuenca con un nivel de confianza del 95%. Las ecuaciones del 1 al 7 representan estas regresiones múltiples:

$$1. SA_L = -1.15 \times 10^{-15} - 0.6LST_L - 0.36AOD_L + 0.072PS_L - 0.148DAS_L \quad R_L^2 = 0.84$$

$$2. SA_C = -2.43 \times 10^{-15} - 0.833LST_C - 0.101AOD_C + 0.038SP_C - 0.009DAS_C \quad R_C^2 = 0.78$$

$$3. SA_A = -2.51 \times 10^{-15} - 0.754LST_A - 0.027AOD_A + 0.189SP_A - 0.109DAS_A \quad R_A^2 = 0.74$$

$$4. SA_M = -0.0368 - 0.56LST_M - 0.111AOD_M + 0.563SP_M - 0.096DAS_M \quad R_M^2 = 0.76$$

$$5. SA_S = -7.07 \times 10^{-16} - 0.919LST_S - 0.158AOD_S + 0.019SP_S - 0.064DAS_S \quad R_S^2 = 0.60$$

$$6. SA_{Me} = 4.21 \times 10^{-15} - 0.753LST_{Me} - 0.282AOD_{Me} + 0.099SP_{Me} - 0.099DAS_{Me} \quad R_{Me}^2 = 0.65$$

$$7. SA_T = -1.019 \times 10^{-16} - 0.596LST_T - 0.143AOD_T + 0.161SP_T - 0.013DAS_T \quad R_T^2 = 0.62$$

El error porcentual absoluto medio (MAPE), obtuvo valores de 3.66, 0.9, 0.91, 0.76, 11.96, 1.48 y 2.91% para las cuencas Limari (L), Choapa (C), Aconcagua (A), Maipo (M), San Juan (S), Mendoza (Me) y Tunuyán (T) respectivamente. Los coeficientes de correlación múltiple oscilaron entre el 0.6 y 0.84. Lo cual indica, por ejemplo, para la cuenca Limari que estas variables en conjunto (LST, AOD, SP y DAS) pueden explicar el 84% de las variaciones de SA. Los resultados de los errores son bajos para casi todas, a excepción de la cuenca San Juan donde se presentó un error levemente por encima al 10%, aun permite ser usada para inferir la relación entre las variables.

Tabla 5. Porcentaje de contribución al albedo en nieve (SA) de cada parámetro para los conjuntos de datos y las cuencas analizadas utilizando el modelo de regresión múltiple.

Cuenca	% LST	% AOD	% PP	% DAS
Limari	72.40	13.59	3.76	10.26
R. Choapa	98.27	0.01	0.02	1.71
Aconcagua	74.80	0.77	14.76	9.67
Maipo	62.60	3.80	30.27	3.33
San Juan	88.20	6.38	1.25	4.17
Mendoza	84.19	4.65	6.37	4.79
Tunuyán	89.10	8.58	2.29	0.02

Con la simplificación del comportamiento del albedo en nieve (SA) para cada cuenca por medio de una regresión múltiple, se estimó las contribuciones de LST, AOD, PS y DAS al comportamiento de SA, se utilizaron la diferencia de los valores medios normalizados de LST, AOD, DAS y SP para los meses de primavera (septiembre a noviembre, años 2001-2016). La Tabla 5 muestra el porcentaje de contribución de cada parámetro al SA. El modelo de regresión múltiple predice que AOD es para la mayoría de las cuencas, el segundo que más contribuye a la disminución de SA después de LST y DAS, respectivamente, es el más alto (13.6%) en la cuenca ubicada más al norte (Limari) del lado de Chile, seguido de las cuencas San Juan (6.38%) y Tunuyán (8.6%) del lado de Argentina. Además, otro lado, las nevadas (SP) contribuyeron principalmente a la recuperación de SA en las dos cuencas ubicadas más al sur del área de estudio.

4.2 Caso de estudio

Para constatar la relación entre el AOD y el SA encontrada en el Modelo de regresión múltiple, se realizó una simulación usando WRF-Chem para estimar la distribución de aerosoles absorbentes en la disminución de albedo (SA) para un caso de estudio (26 al 30 de septiembre) en las cuencas del lado Este del área analizada donde se encuentran las concentraciones promedio diario más altas de AOD (ver Figura 17), asimismo porque este lado está expuesto (siendo la cordillera una barrera física) hacia la mayor superficie continental en Suramérica, donde es muy conocido las quemadas de biomasa a cielo abierto que se presentan durante la primavera (Brito et al., 2014; Hodgson et al., 2017; Lamarque et al., 2010; Marengo, Liebmann, Kousky, Filizola, & Wainer, 2001). En este sentido, para los días analizados se observó una gran cantidad de focos de incendios identificados, por medio del satélite VIIRS al noreste de las cuencas de Argentina (ver Figura 13).

Diferentes estudios en el sur de Asia y la meseta tibetana han constatado que el BC producto de la quema de biomasa a cielo abierto está afectando la nieve y glaciares de esta región (Dieppo et al., 2016; Qian et al., 2015; Xu et al., 2018; S. Zhao et al., 2017), por ende, se ha seleccionado el BC para ser el compuesto simulado debido a que es emitido por este tipo de quemadas y por ser altamente eficiente en el decrecimiento del albedo en nieve.

Las figuras Figura 20, Figura 21 y Figura 22 muestran las variaciones para los días del caso de estudio para los valores promedios de SA y AOD para cada una de las cuencas analizadas. Se puede apreciar que en las tres hay un incremento continuo de AOD los días 28 y 29, y al mismo tiempo una disminución de SA para este par de días, con valores acumulados de 10, 33 y 22% de SA para San Juan, Mendoza y Tunuyán respectivamente.

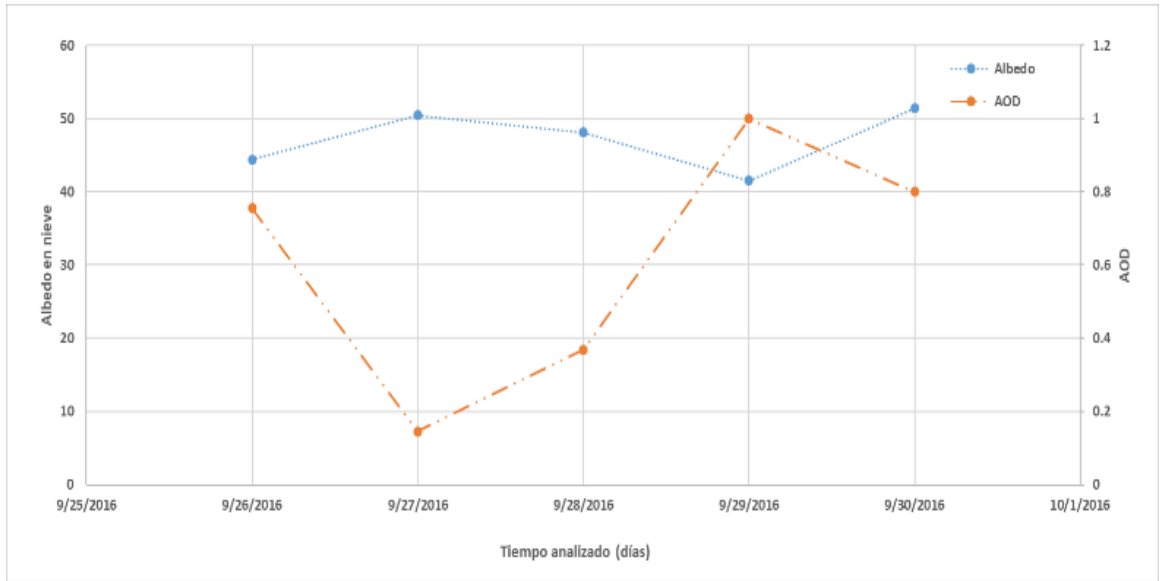


Figura 20. Valores promedio diario de la cuenca San Juan para albedo y AOD para pixeles con 100% cobertura de nieve durante días de caso de estudio

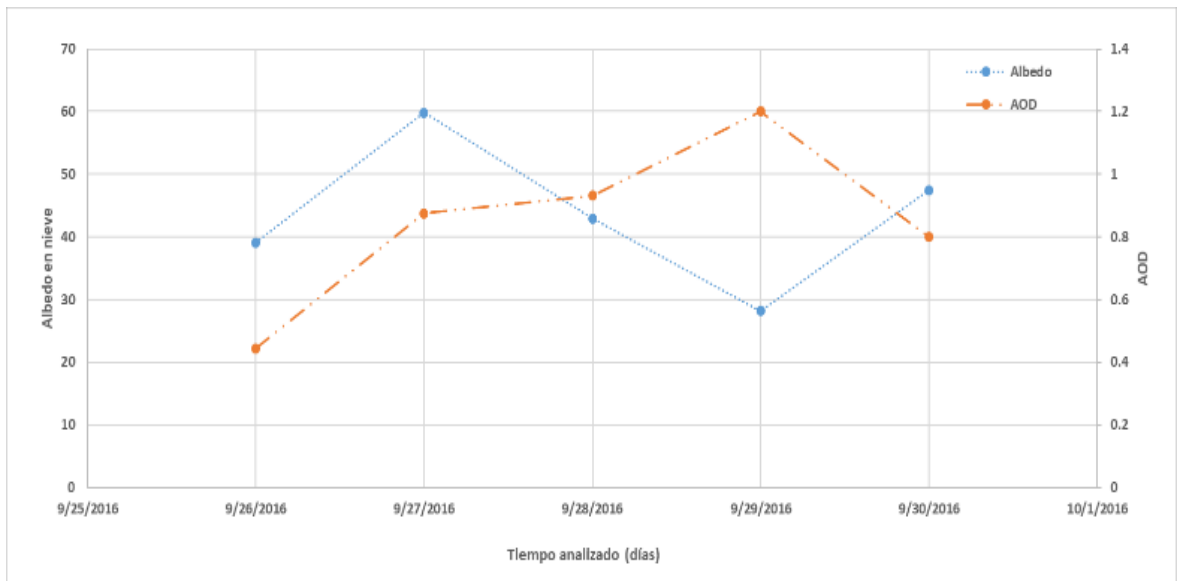


Figura 21. Valores promedio diario de la cuenca Mendoza para albedo y AOD para pixeles con 100% cobertura de nieve durante días de caso de estudio

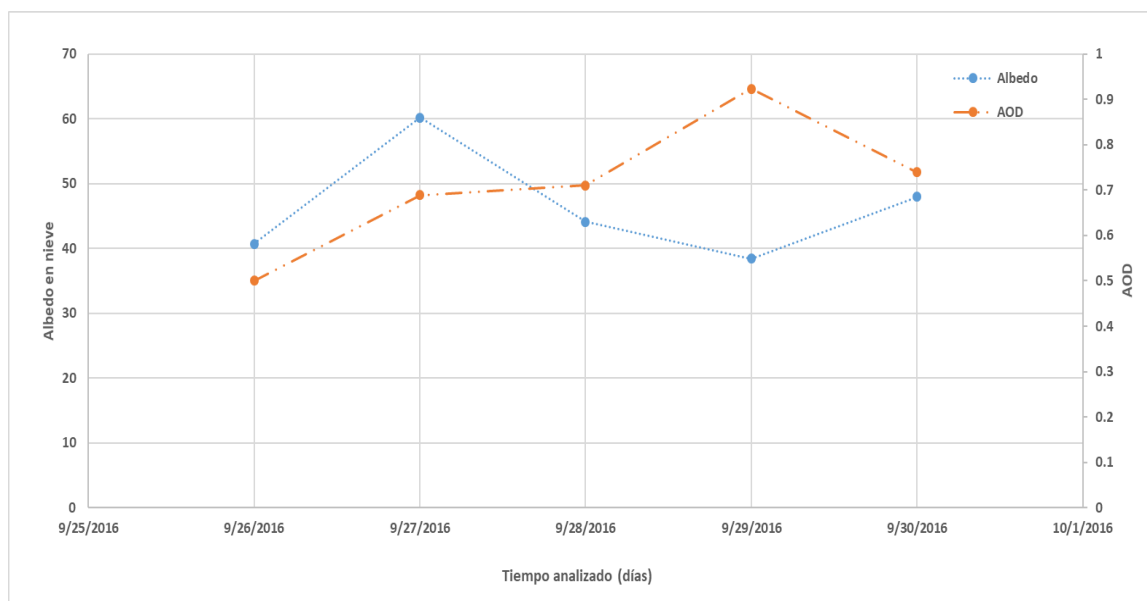


Figura 22. Valores promedio diario de la cuenca Tunuyán para albedo y AOD para pixeles con 100% cobertura de nieve durante días de caso de estudio

4.2.1 Modelación con WRF-Chem

4.2.1.1 Simulación de escenarios *fire off* y *fire on*

Para estimar el efecto de la emisión de BC en la nieve de las 3 cuencas analizadas, se evaluó el impacto de la quema de biomasa en las cuencas y las regiones posteriores, para ello, se realizó un estudio de caso numérico, con dos diferentes escenarios: 1) con todas las emisiones de BC se incluyeron como un caso base (*fire on*), y 2) sin la quema de biomasa (*fire off*) que emiten BC. La diferencia entre los dos escenarios representó la contribución de la quema de biomasa a las distribuciones espacial y temporal de BC de 26 al 30 de septiembre de 2016.

Las figuras del Figura 23 al Figura 27 muestran las concentraciones promedio por día para los días del 26 al 30 de septiembre de 2016 respectivamente. El día 26 septiembre las concentraciones de BC muestran fuentes puntuales cercar a la cordillera, sin embargo, las concentraciones no fueron mayores a 3 ug/kg-dryair. En promedio en todas las figuras se puede observar una pluma contaminante de BC que llega del noreste, coincidiendo con la mayor fuente de focos observados en el satélite VIIRS al noreste

(Figura 13). Las mayores concentraciones registradas del lado de Argentina, se presentó el 28 y 29 de septiembre con 5.6 y 5.8 ug/kg-dryair de BC.

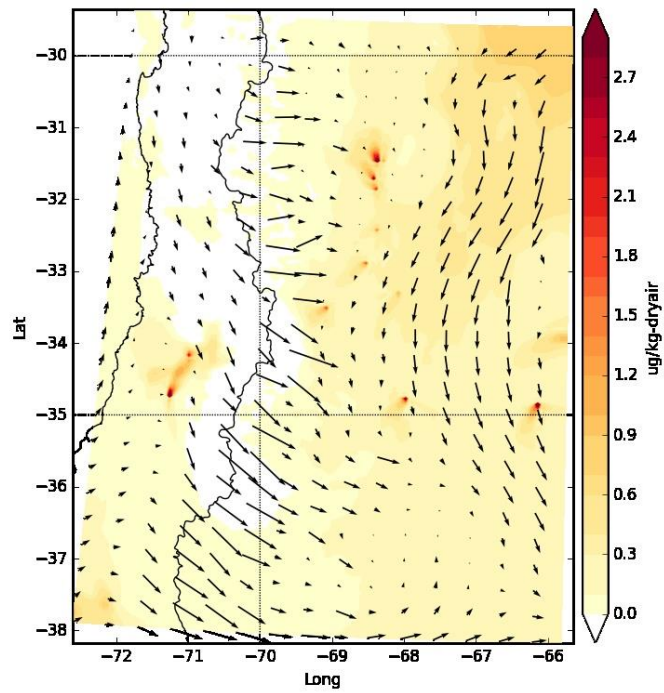


Figura 23. Promedio diario de BC para el día 26 de septiembre de 2016

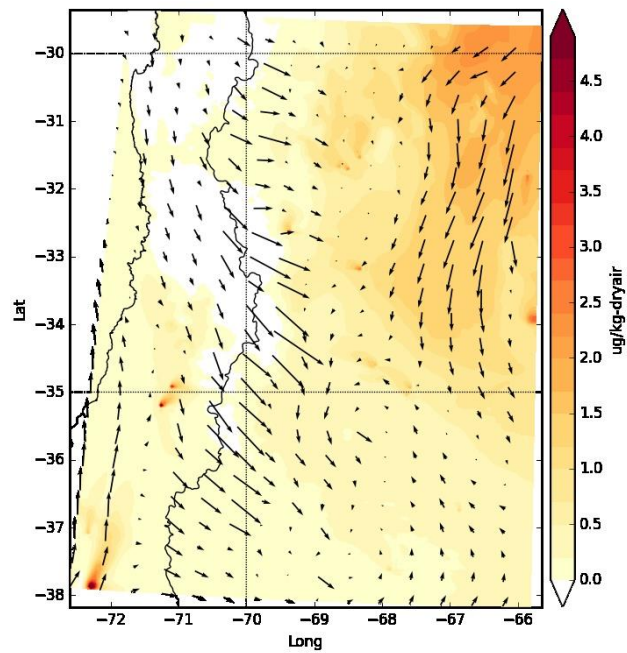


Figura 24. Promedio diario de BC para el día 27 de septiembre de 2016

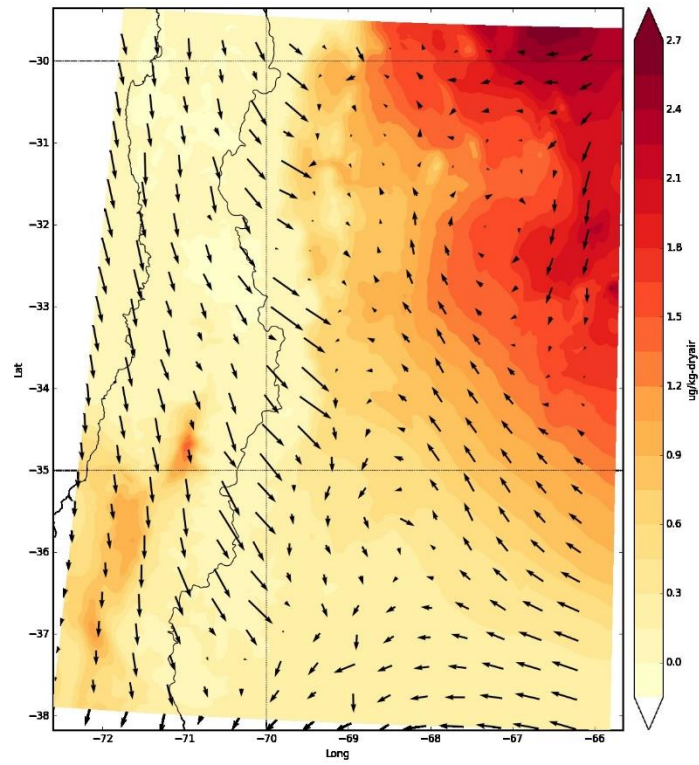


Figura 25. Promedio diario de BC para el día 28 de septiembre de 2016

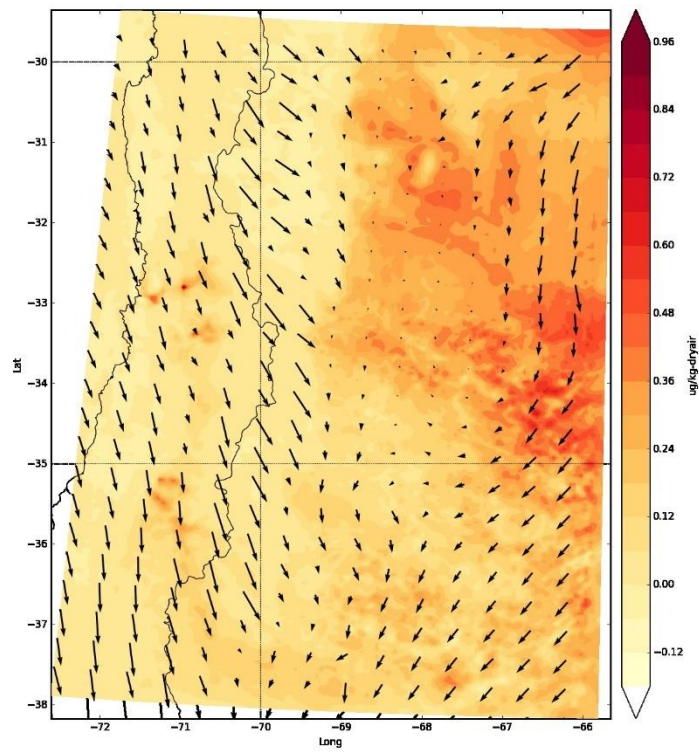


Figura 26. Promedio diario de BC para el día 29 de septiembre de 2016

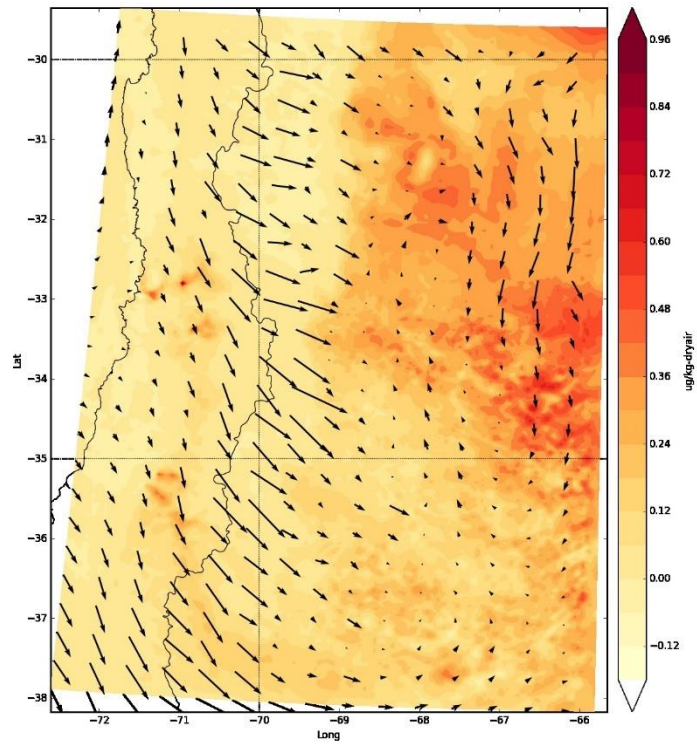


Figura 27. Promedio diario de BC para el día 30 de septiembre de 2016

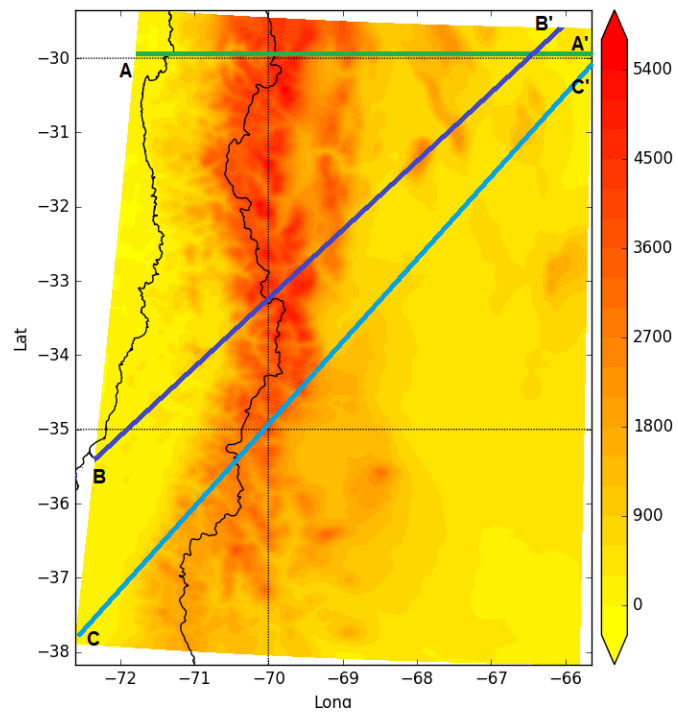


Figura 28. Cortes diagonales para observar el comportamiento vertical de las concentraciones de BC para cada cuenca: San Juan (A-A'), Mendoza (B-B') y Tunuyán (C-C')

Teniendo en cuenta que las concentraciones de BC están proviniendo del noreste, se procedió a realizar cortes verticales orientados en esa dirección atravesando cada cuenca para promedios de BC por día, las fechas indican dirección y velocidad del viento (ver Figura 28).

El corte A-A' para cuenca de San Juan se muestra en las figuras Figura 29, Figura 30, Figura 31, Figura 32 y Figura 33 para los días 26, 27, 28, 29 y 30 de septiembre de 2016 respectivamente, los valores muestran cómo avanza un pluma de BC que alcanza subir en la cuenca (ladera Este) los días 28 y 29, mientras que el día 30 se nota que las concentraciones disminuyeron.

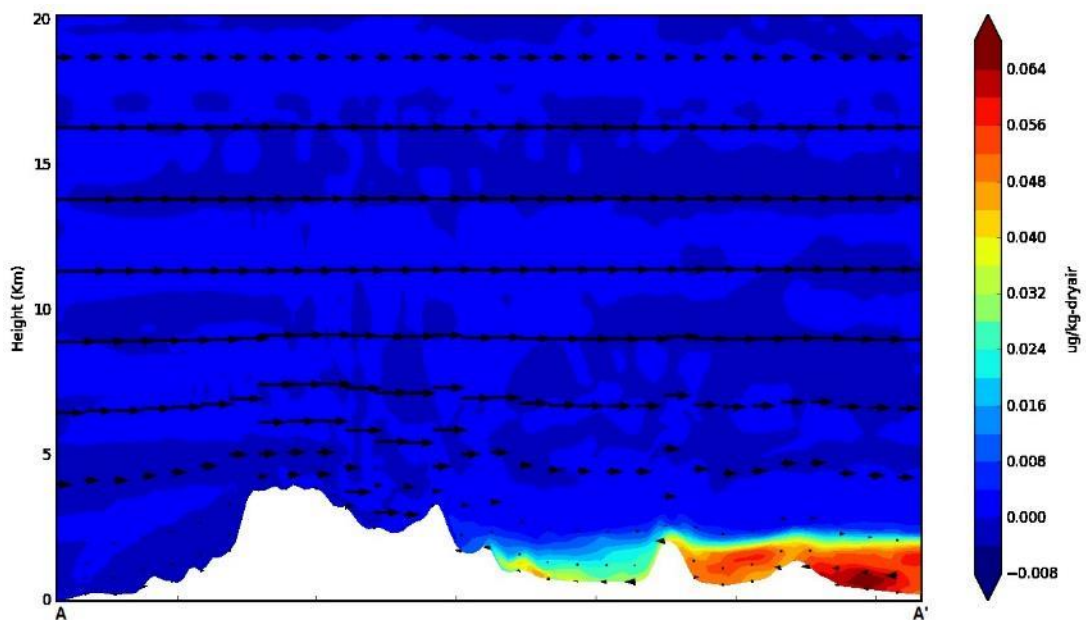


Figura 29. Perfil vertical promedio para el corte en el plano A-A' que atraviesa la cuenca de San Juan el día 26 de septiembre de 2016

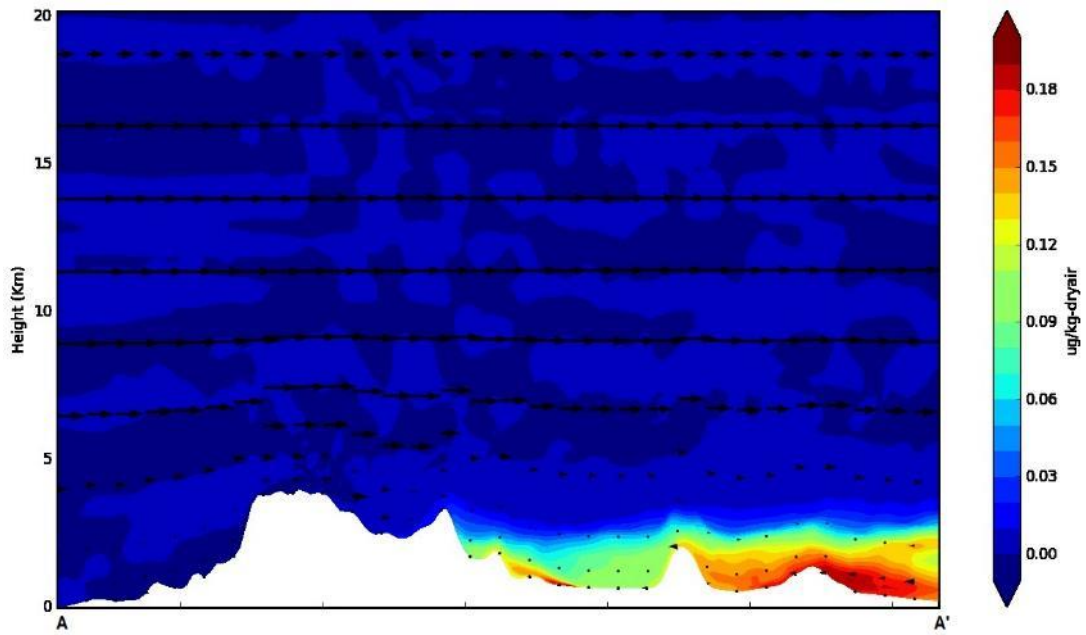


Figura 30. Perfil vertical promedio para el corte en el plano A-A' que atraviesa la cuenca de San Juan el día 27 de septiembre de 2016

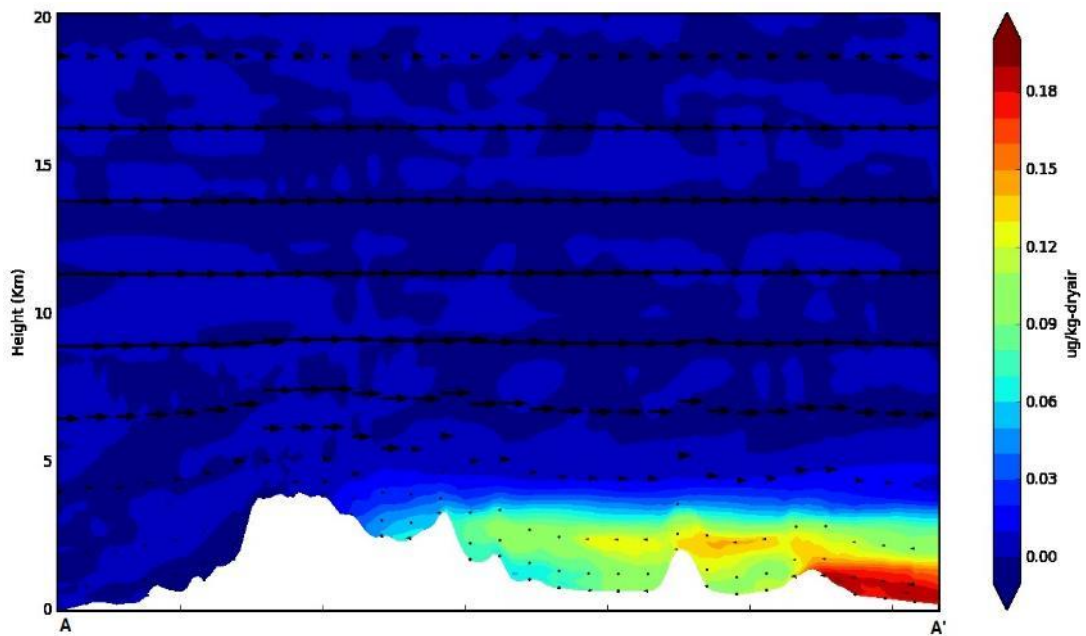


Figura 31. Perfil vertical promedio para el corte en el plano A-A' que atraviesa la cuenca de San Juan el día 28 de septiembre de 2016

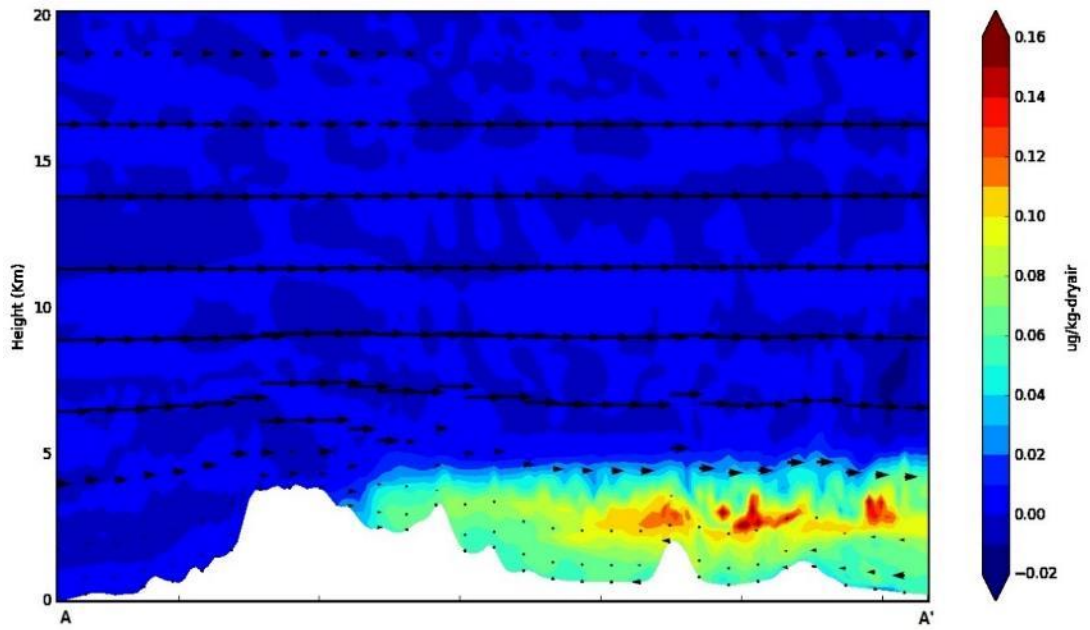


Figura 32. Perfil vertical promedio para el corte en el plano A-A' que atraviesa la cuenca de San Juan el día 29 de septiembre de 2016

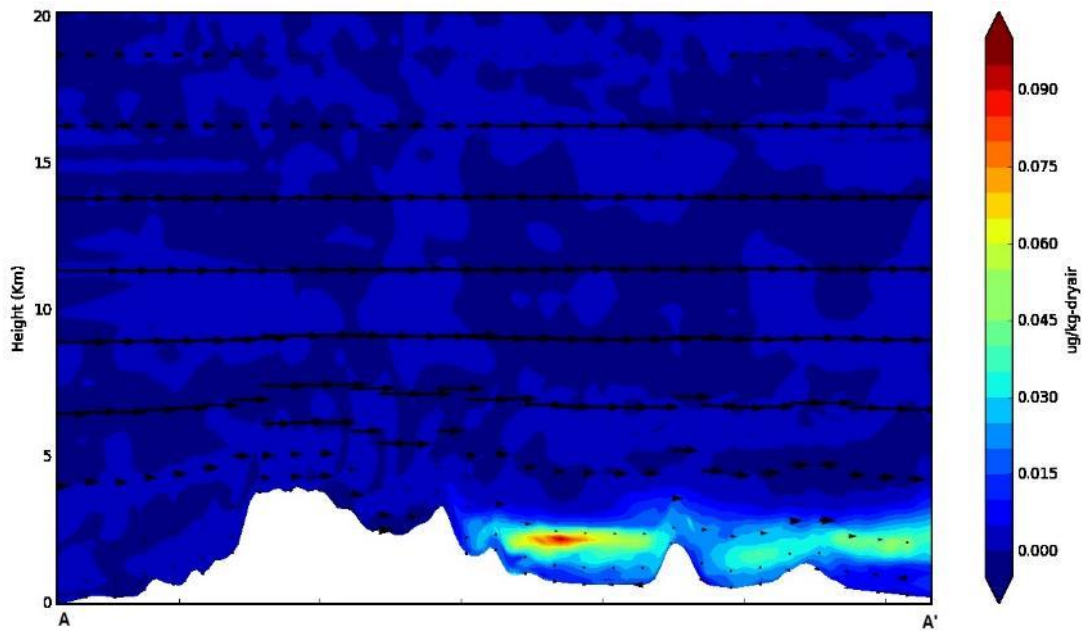


Figura 33. Perfil vertical promedio para el corte en el plano A-A' que atraviesa la cuenca de San Juan el día 30 de septiembre de 2016

El corte B-B' está representando el corte en la cuenca Mendoza para los días 26, 27, 28, 29 y 30 de septiembre en las figuras Figura 34, Figura 35, Figura 36, Figura 37 y Figura 38 respectivamente. Los días 26 y 27 se puede ver una fuente de emisión entre la precordillera y la cordillera frontal, sin embargo, no las concentraciones se elevan y diluyen en altura. Se observa desde el 26 el avance de una pluma de BC desde el noreste avanzando las zonas altas de la cuenca los días 28 y 29, comenzando a desaparecer el día 30.

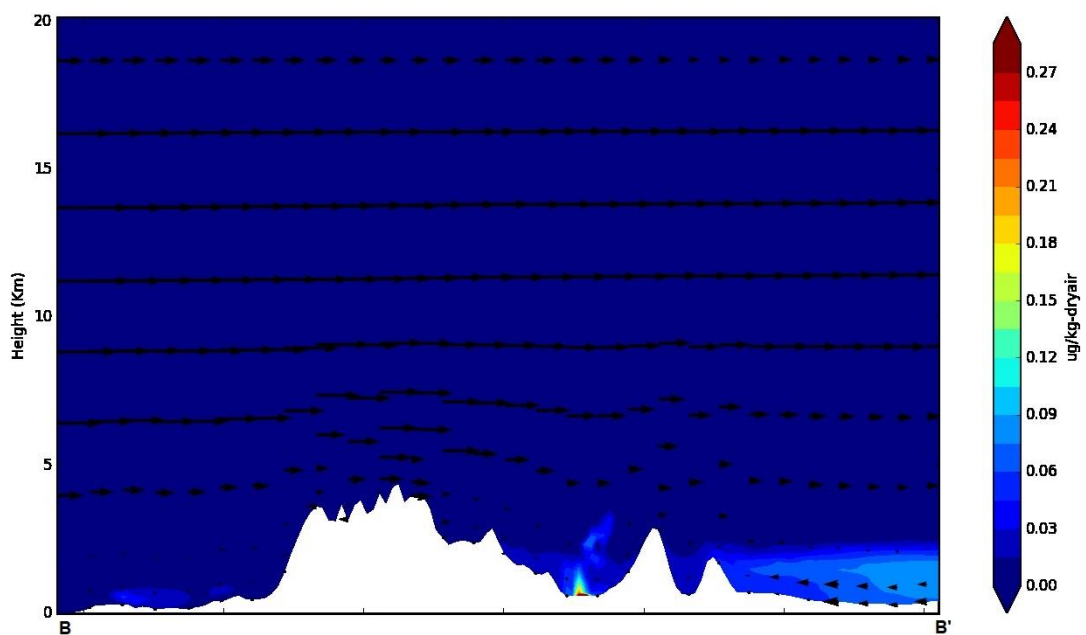


Figura 34. Perfil vertical promedio para el corte en el plano B-B' que atraviesa la cuenca de Mendoza el día 26 de septiembre de 2016

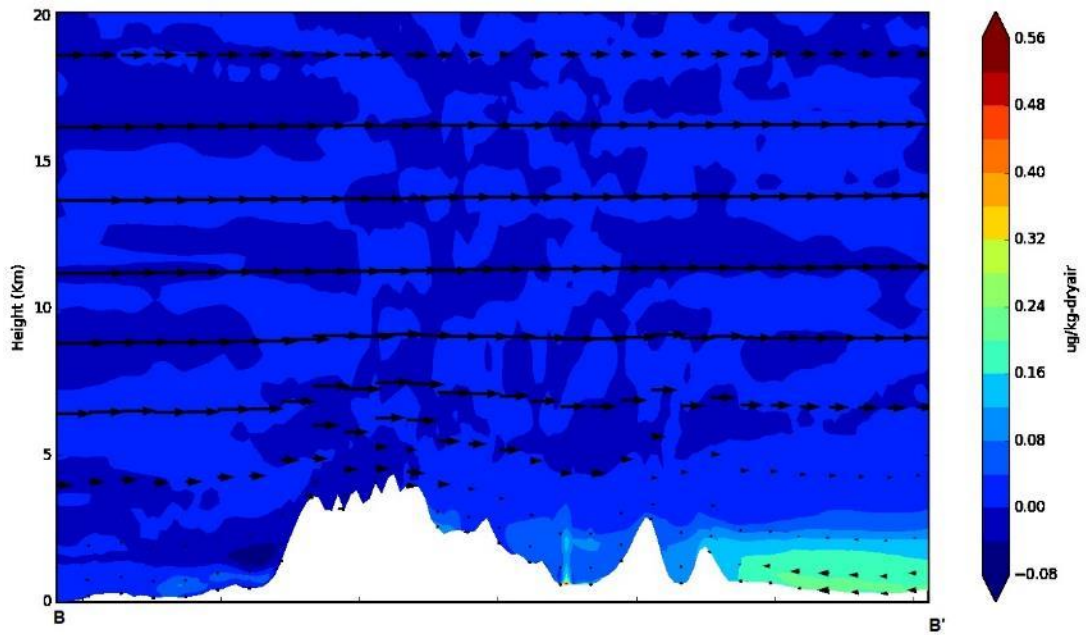


Figura 35. Perfil vertical promedio para el corte en el plano B-B' que atraviesa la cuenca de Mendoza el día 27 de septiembre de 2016

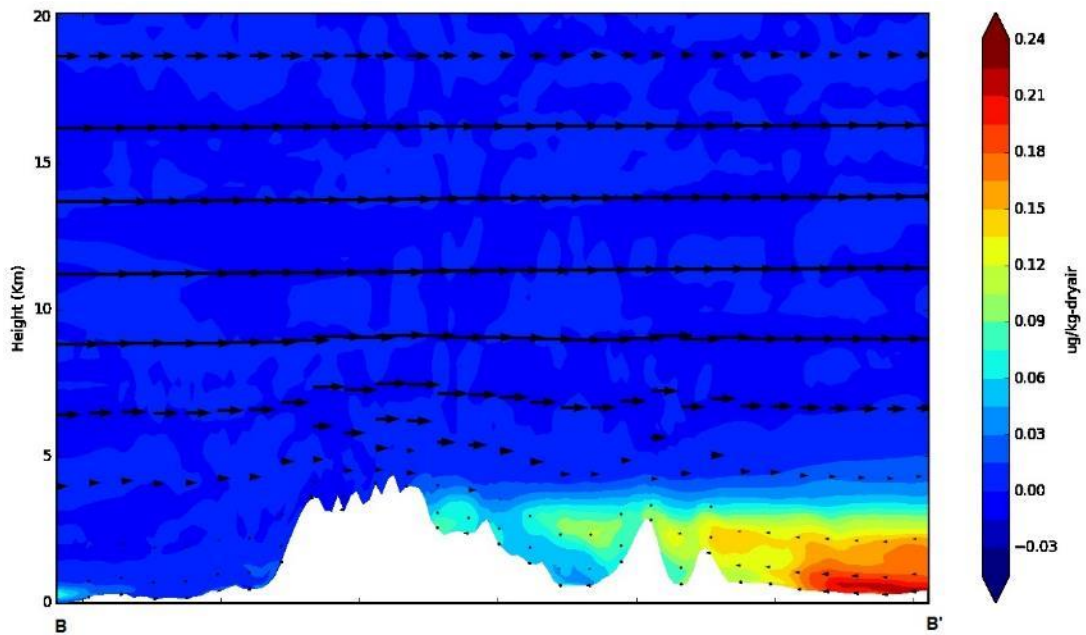


Figura 36. Perfil vertical promedio para el corte en el plano B-B' que atraviesa la cuenca de Mendoza el día 28 de septiembre de 2016

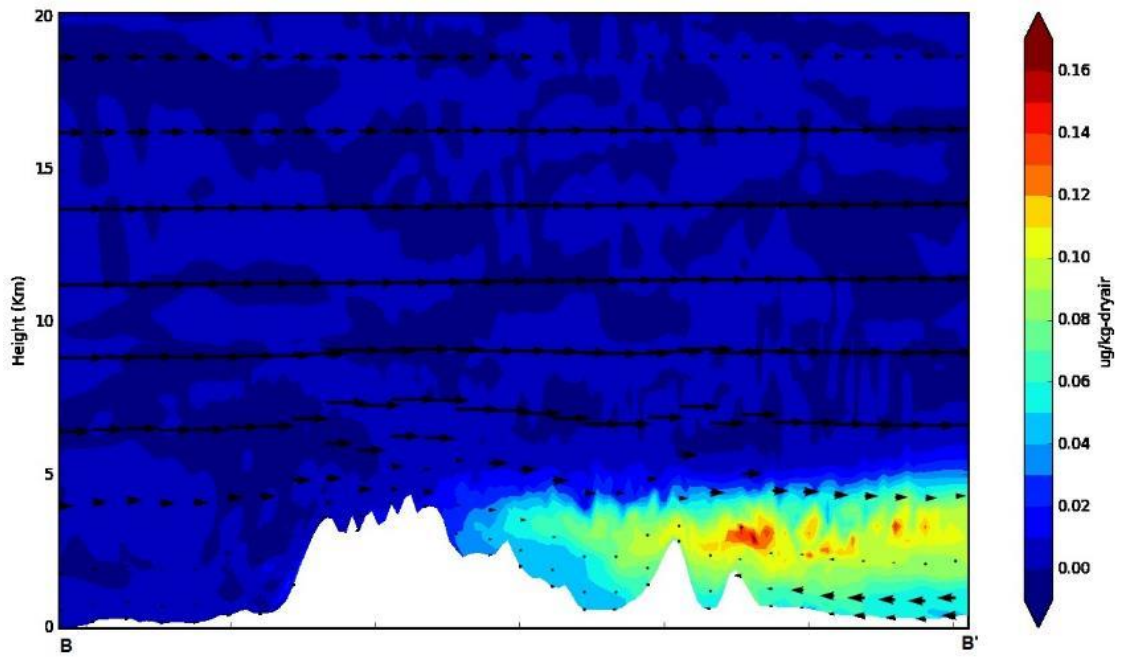


Figura 37. Perfil vertical promedio para el corte en el plano B-B' que atraviesa la cuenca de Mendoza el día 29 de septiembre de 2016

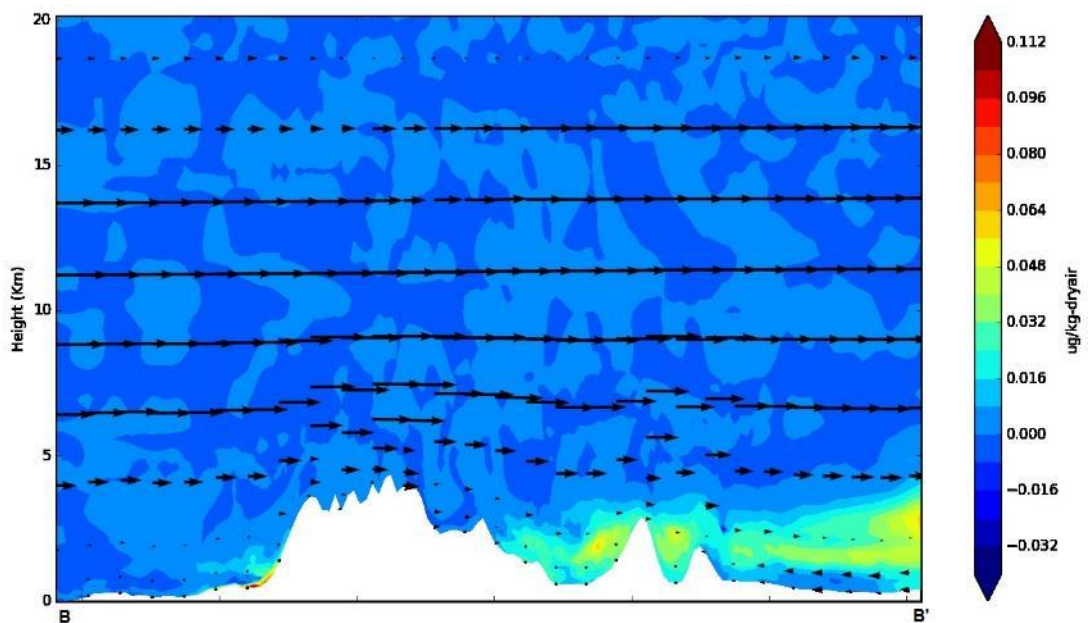


Figura 38. Perfil vertical promedio para el corte en el plano B-B' que atraviesa la cuenca de Mendoza el día 30 de septiembre de 2016

En la cuenca Tunuyán, se muestra por medio del corte C-C' en las figuras Figura 39, Figura 40, Figura 41, Figura 42 y Figura 43 para los días 26, 27, 28, 29 y 30 de septiembre respectivamente. Se presenta libre de BC el día 26, sin embargo, desde el 27 comienza a llegar valores de BC a la cuesta alta de la cuenca (tal vez porque en esta cuenca no hay precordillera como si hay en San Juan y Mendoza), los valores se incrementan hasta el día 29, el día 30 comienza a bajar la cantidad de BC.

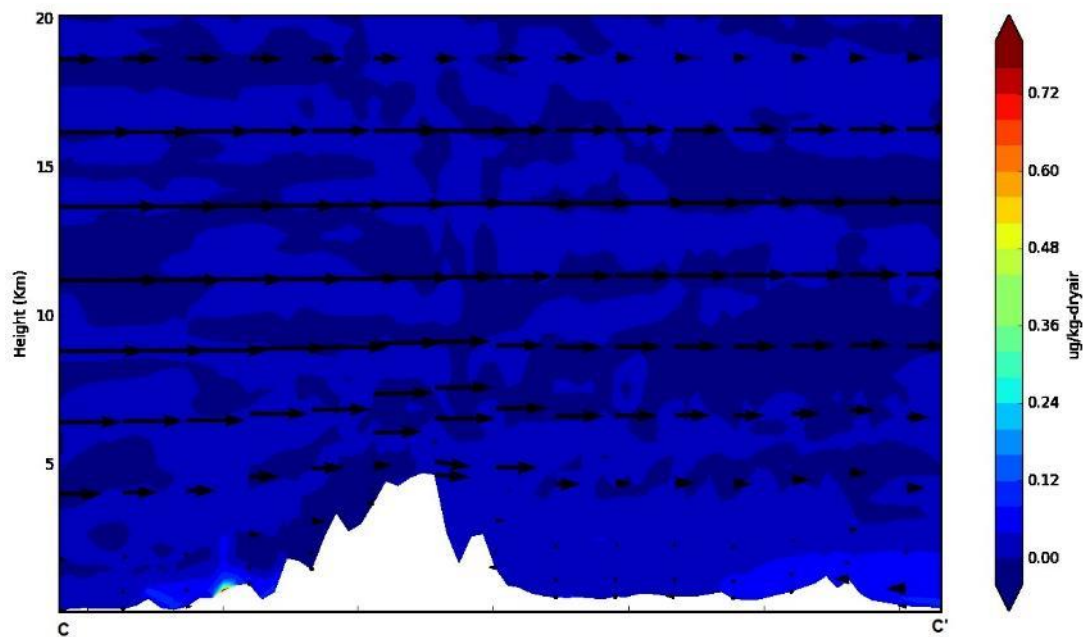


Figura 39. Perfil vertical promedio para el corte en el plano C-C' que atraviesa la cuenca de Tunuyán el día 26 de septiembre de 2016

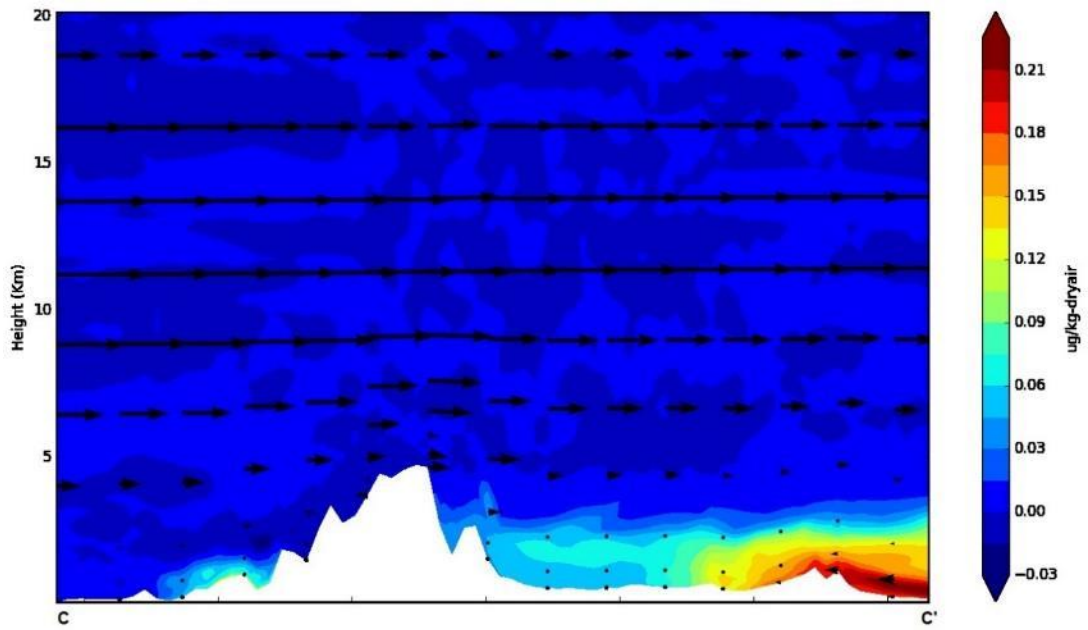


Figura 40. Perfil vertical promedio para el corte en el plano C-C' que atraviesa la cuenca de Tunuyán el día 27 de septiembre de 2016

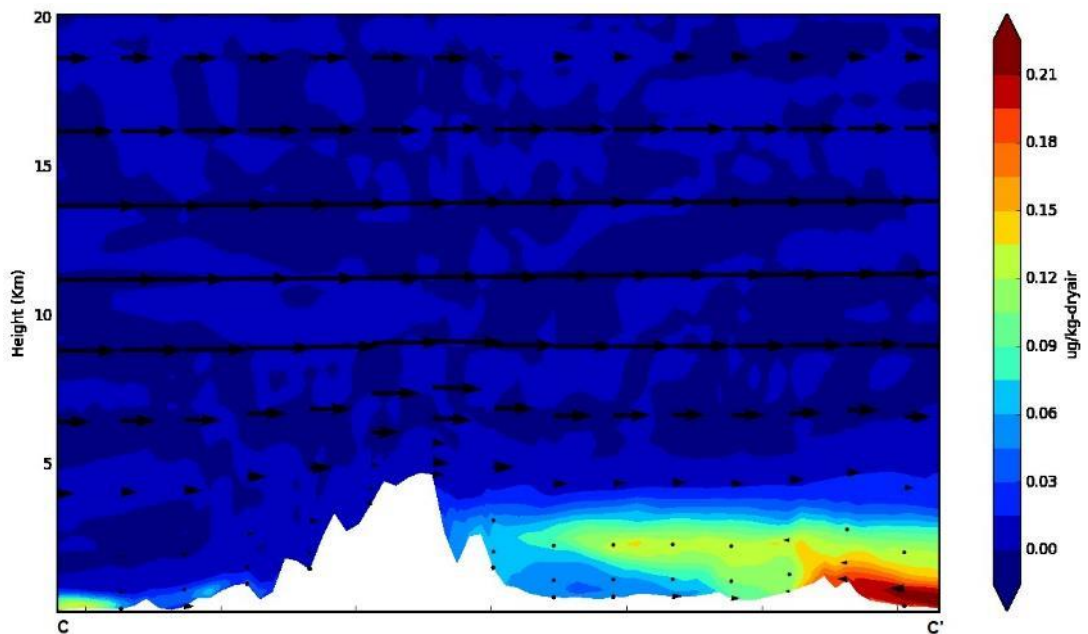


Figura 41. Perfil vertical promedio para el corte en el plano C-C' que atraviesa la cuenca de Tunuyán el día 28 de septiembre de 2016

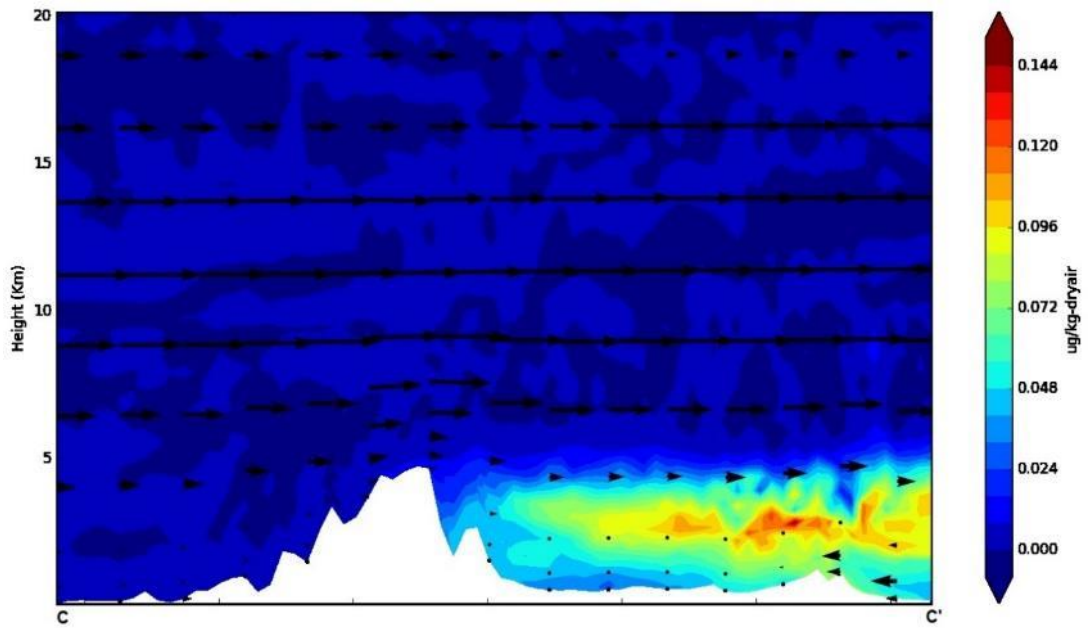


Figura 42. Perfil vertical promedio para el corte en el plano C-C' que atraviesa la cuenca de Tunuyán el día 29 de septiembre de 2016

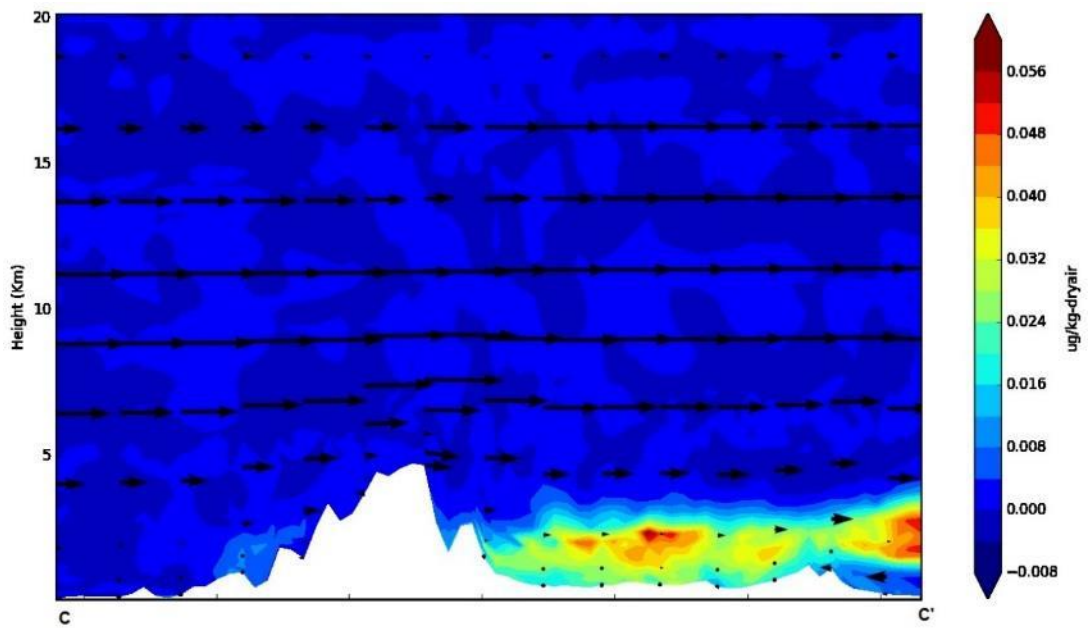


Figura 43. Perfil vertical promedio para el corte en el plano C-C' que atraviesa la cuenca de Tunuyán el día 30 de septiembre de 2016

4.2.2 Análisis de trayectorias

Para verificar que la fuente de emisión esté en el noreste, como se ha observado en los focos de quemas (Figura 13) y salidas del WRF-Chem, se procedió a realizar un análisis de trayectoria para el día de mayor concentración de BC observado. La Figura 44 muestra que para la fuente de emisión (quemadas a cielo abierto en el noreste del área de estudio), sería el origen de las quemadas y de BC que están llegando acorde con los resultados de la simulación en WRF-Chem para los días analizados. Las líneas muestran que después de ser emitidos por las fuentes, las partículas toman hacia el sureste (donde están las cuencas analizadas).

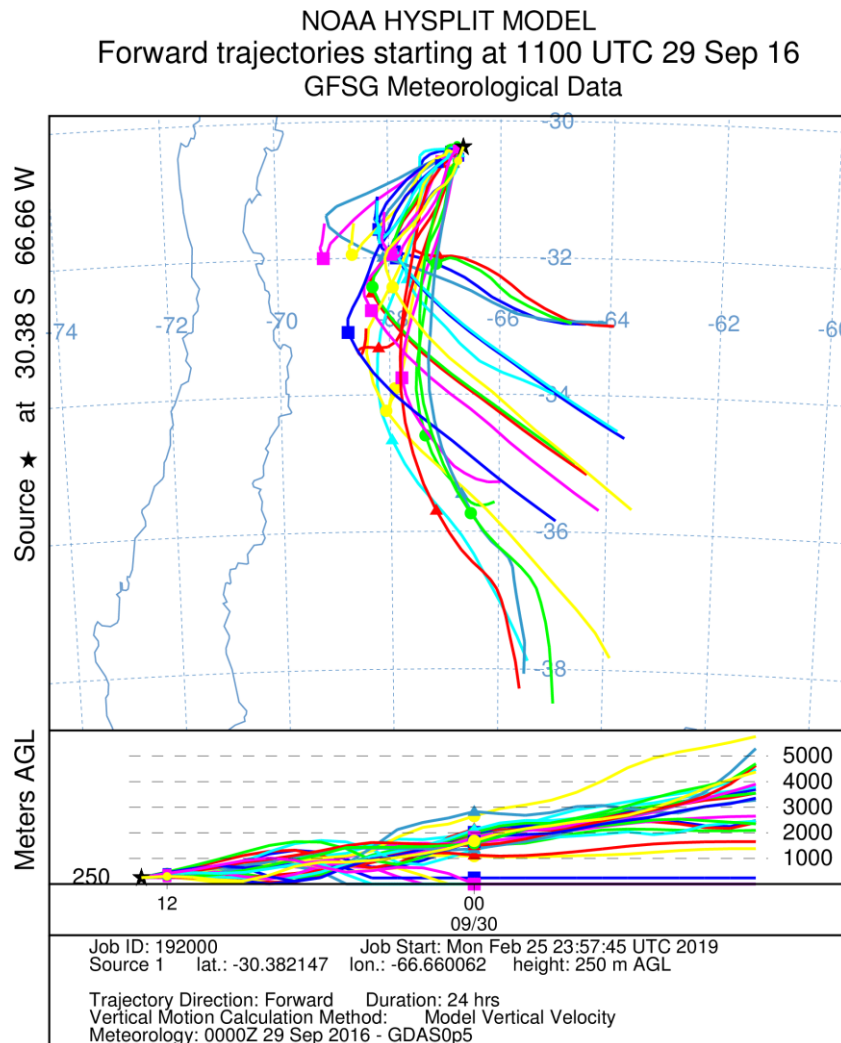


Figura 44. Trayectoria de desde la fuente de emisión estimada para el día de mayores concentraciones de BC del lado argentino (29 de septiembre de 2016).

CAPITULO 5: Discusiones finales

En la presente tesis doctoral, se investigó el efecto de la deposición de aerosol en el albedo en nieve a nivel regional, en las cuencas de Limari, Choapa, Aconcagua y Maipo (lado de Chile) y San Juan, Mendoza y Tunuyán (lado de Argentina) en los meses de septiembre a noviembre durante un período de 17 años, desde el 2000 hasta el 2016. Se utilizaron datos obtenidos de sensado remoto y un estudio de caso usando WRF-Chem. Para eliminar la interferencia en el procesamiento de datos debido a superficies descubiertas, solo se seleccionaron los píxeles con un 100% de cobertura de nieve. Para estimar los impactos de los parámetros físicos como las impurezas de la nieve, la temperatura de la superficie de la nieve, la edad de la nieve y las nevadas, se utilizó el conjunto de datos de albedo en nieve, cobertura de nieve, la temperatura de la superficie del suelo y la profundidad óptica de aerosoles capturadas por el instrumento Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) abordo del satélite TERRA de la NASA tos de aerosoles. Además, los datos de precipitación se tomaron de satélite de la misión TRMM. Asimismo, los perfiles de temperatura atmosférica de MODIS se utilizaron para discriminar entre la lluvia y la nieve, y estimar el tiempo entre cada nevada.

Los resultados, están indicando que el SA presenta un promedio que no supera el 55%. Los valores de AOD en promedio son más altos del lado de Argentina. La precipitación de nieve (SP) demostró ser el parámetro que contribuyó al aumento de SA en Limari, a pesar de un alto DAS, un alto SP (en comparación con los otros) produjo el LST más bajo y el promedio más alto de SA. Sin embargo, en Limari el promedio de AOD fue el más alto. El modelo de regresión lineal múltiple que incluye el LST, AOD, SP, DAS puede explicar entre el 60 y 84% de la variación en SA en las cuencas analizadas. Además, el modelo de regresión predice que las ecuaciones de regresión muestra que aproximadamente 13.6, 8.6 y 6.38% para las cuencas de Limari, Tunuyán y San Juan respectivamente son las cuencas donde más impacto tiene los aerosoles en el decrecimiento del albedo en nieve, se debe a un

aumento en la AOD. El modelo WRF-Chem del estudio de caso mostró que en las quemas de biomasa y el BC generado por éstas, se relaciona con los aumentos de AOD y la disminución de SA para los días del caso de estudio, con valores acumulados de 10, 33 y 22% de SA para San Juan, Mendoza y Tunuyán respectivamente. Además, los resultados están sugiriendo que el BC proviene de la quema de biomasa en el noreste del área de estudio, esto fue verificado por medio de la dirección de los vientos observados en las salidas de WRF-Chem y el análisis de trayecto simuladas por NOAA HYSPLIT.

Referencias

- Adler, R. F., Huffman, G. J., & Bolvin, D. T. (2000). Tropical rainfall distributions determined using TRMM combined with other satellite and rain gauge information. *Journal of Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<2007:TRDDUT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<2007:TRDDUT>2.0.CO;2)
- Air pollution: measurement, modelling and mitigation. (2013). *Choice Reviews Online*. <https://doi.org/10.5860/choice.47-4447>
- Álvarez, A., Drivandi, A., Hernández, J., Hernández, R., Martiniz, N., Maza, J., ... Vargas Aranibar, A. (2009). *El agua de Mendoza y su problemática ambiental*. Mendoza, Argentina. Retrieved from <http://www.ina.gov.ar/pdf/INA-Cra-AguayProblematica-Ambien-Mendoza.pdf>
- Baraer, M., Mark, B. G., Mckenzie, J. M., Condom, T., Bury, J., Huh, K. I., ... Rathay, S. (2012). Glacier recession and water resources in Peru's Cordillera Blanca. *Journal of Glaciology*. <https://doi.org/10.3189/2012JoG11J186>
- Barnett, T. P., Adam, J. C., & Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/nature04141>
- Benn, D. I., & Evans, D. J. A. (2010). Glaciers and Glaciation. *Boreas*. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2011.00212.x>
- Bergeron, J., Royer, A., Turcotte, R., & Roy, A. (2014). Snow cover estimation using blended MODIS and AMSR-E data for improved watershed-scale spring streamflow simulation in Quebec, Canada. *Hydrological Processes*. <https://doi.org/10.1002/hyp.10123>
- Bluett, J., Gimson, N., Fisher, G., Heydenrych, C., Freeman, T., & Godfrey, J. (2004). *Good practice guide for atmospheric dispersion modelling*. *Good Practice Guide for Atmospheric Dispersion Modelling*. <https://doi.org/0-478-18941-9>
- Bolaño-ortiz, T. R., Allende, D. G., Pascual-Flores, R. M., Ruggeri, M. F., Puliafito, S.

- E., & Lakkis, S. G. (2015). ESTUDIO DE LAS VARIACIONES EN EL ALBEDO DE NIEVE Y GLACIARES EN LOS ANDES CENTRALES. In *Contaminación Atmosférica e Hídrica en Argentina, Tomo III*. La Rioja (La Rioja, Argentina).
- Bolaño-Ortiz, T. R., Allende, D. G., Puliafito, S. E., Pascual-Flores, R. M., & Ruggeri, M. F. (2017). Potential deposition of atmospheric aerosols on the snow and albedo reduction in the Mendoza river basin, Argentina. In *5th iLEAPS Science Conference Abstracts*. Oxford, UK. Retrieved from <http://www.ileaps.org/content/5th-ileaps-science-conference-abstracts-e4e5>
- Bolaño-Ortiz, T. R., Ruggeri, M. F., Pascual-Flores, R. M., Allende, D. G., Lakkis, S. G., & Puliafito, S. E. (2018). Relationship between anthropic pollution in the Santiago Metropolitan Region and the decrease of snow albedo on the Maipo river basin, Chile. In *2018 joint 14th iCACGP Quadrennial Symposium/15th IGAC Science Conference*. Takamatsu, Japan. Retrieved from http://icacgp-igac2018.colorado.edu/melamed/Abstracts/3.084_Bolaño-Ortiz.pdf
- Bond, T. C., Doherty, S. J., Fahey, D. W., & Forster, P. (2013). Bounding the role of black carbon in the climate system: a scientific assessment. *J. Geophys. Res. Atmos.*, *118*. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50171>
- Borrego, C., Amorim, J. H., Tchepel, O., Dias, D., Rafael, S., Sá, E., ... Coelho, M. C. (2016). Urban scale air quality modelling using detailed traffic emissions estimates. *Atmospheric Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.02.017>
- Boucher, O., & Haywood, J. (2001). On summing the components of radiative forcing of climate change. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s003820100185>
- Boulon, J., Sellegri, K., Hervo, M., & Laj, P. (2011). Observations of nucleation of new particles in a volcanic plume. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. <https://doi.org/10.1073/pnas.1104923108>
- Bowman, K. P., Lin, J. C., Stohl, A., Draxler, R., Konopka, P., Andrews, A., & Brunner,

- D. (2013). Input data requirements for Lagrangian trajectory models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *94*(7), 1051–1058. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00076.1>
- Brito, J., Rizzo, L. V., Morgan, W. T., Coe, H., Johnson, B., Haywood, J., ... Artaxo, P. (2014). Ground-based aerosol characterization during the South American Biomass Burning Analysis (SAMBBA) field experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *14*(22), 12069–12083. <https://doi.org/10.5194/acp-14-12069-2014>
- Cara, L., Masiokas, M., Viale, M., & Villalba, R. (2016). Análisis De La Cobertura Nival De La Cuenca Superior Del Río Mendoza a Partir De Imágenes Modis. *Meteorológica*, *41*, 21–36. <https://doi.org/10.1097/j.pain.0000000000000613>
- Cavalcanti, I. F. A. (2012). Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century. *Atmospheric Research*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.06.012>
- Cereceda-Balic, F., Palomo-Marín, M. R., Bernalte, E., Vidal, V., Christie, J., Fadic, X., ... Pinilla Gil, E. (2012). Impact of Santiago de Chile urban atmospheric pollution on anthropogenic trace elements enrichment in snow precipitation at Cerro Colorado, Central Andes. *Atmospheric Environment*, *47*, 51–57. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSENV.2011.11.045>
- Cereceda-Balic, F., Vidal, V., Moosmüller, H., & Lapuerta, M. (2018). Reduction of snow albedo from vehicle emissions at Portillo, Chile. *Cold Regions Science and Technology*, *146*, 43–52. <https://doi.org/10.1016/J.COLDREGIONS.2017.11.008>
- Clarke, A. D., & Noone, K. J. (1985). Soot in the Arctic snowpack: a cause for perturbations in radiative transfer. *Atmospheric Environment (1967)*, *19*(12), 2045–2053. [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(85\)90113-1](https://doi.org/10.1016/0004-6981(85)90113-1)
- Cremades, P. G., Fernández, R. P., Allende, D. G., Mulena, G. C., & Puliafito, S. E. (2017). High resolution satellite derived erodibility factors for WRF/Chem

- windblown dust simulations in Argentina. *Atmosfera*, 30(1), 11–25.
<https://doi.org/10.20937/ATM.2017.30.01.02>
- Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B. (2010). *The physics of glaciers*. Academic Press.
- Delbart, N., Dunesme, S., Lavie, E., Madelin, M., & Goma, R. (2015). Remote sensing of Andean mountain snow cover to forecast water discharge of Cuyo rivers. *Journal of Alpine Research/ Revue de Géographie Alpine*, (103–2). <https://doi.org/10.4000/rga.2903>
- Dieppois, B., Pohl, B., Rouault, M., New, M., Lawler, D., & Keenlyside, N. (2016). Interannual to interdecadal variability of winter and summer southern African rainfall, and their teleconnections. *Journal of Geophysical Research*, 121(11). <https://doi.org/10.1002/2015JD024576>
- Draxler, R. R., & Hess, G. D. (1997). Description of the HYSPLIT4 modeling system.
- Draxler, R. R., & Hess, G. D. (1998). An overview of the HYSPLIT_4 modelling system for trajectories. *Australian Meteorological Magazine*, 47(4), 295–308.
- Eley, T. (2014). Aerosol Optical Depth. In *Multimedia Atlas of Global Warming and Climatology*. <https://doi.org/10.4135/9781483351384.n1>
- Ervens, B., Turpin, B. J., & Weber, R. J. (2011). Secondary organic aerosol formation in cloud droplets and aqueous particles (aqSOA): A review of laboratory, field and model studies. *Atmospheric Chemistry and Physics*. <https://doi.org/10.5194/acp-11-11069-2011>
- Flanner, M. G., & Zender, C. S. (2006). Linking snowpack microphysics and albedo evolution. In *Journal of Geophysical Research* (Vol. 111, p. D12208). <https://doi.org/10.1029/2005JD006834>
- Flanner, M. G., Zender, C. S., Randerson, J. T., & Rasch, P. J. (2007). Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *Journal of Geophysical Research*, 112(D11), D11202. <https://doi.org/10.1029/2006JD008003>

- Fullerton, D. G., Semple, S., Kalambo, F., Suseno, A., Malamba, R., Henderson, G., ... Gordon, S. B. (2009). Biomass fuel use and indoor air pollution in homes in Malawi. *Occupational and Environmental Medicine*. <https://doi.org/10.1136/oem.2008.045013>
- Garreaud, R. D. (2009). Advances in Geosciences The Andes climate and weather. *Advances In Geosciences*, 7(1), 1–9. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 180–195. <https://doi.org/10.1016/J.PALAEO.2007.10.032>
- Gertler, C. G., Puppala, S. P., Panday, A., Stumm, D., & Shea, J. (2016). Black carbon and the Himalayan cryosphere: A review. *Atmospheric Environment*, 125. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2015.08.078>
- Ghatak, D., Sinsky, E., & Miller, J. (2014). Role of snow-albedo feedback in higher elevation warming over the Himalayas, Tibetan Plateau and Central Asia. *Environmental Research Letters*, 9(11). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/11/114008>
- Ginot, P., Dumont, M., Lim, S., Patris, N., Taupin, J. D., Wagnon, P., ... Laj, P. (2014). A 10 year record of black carbon and dust from a Mera Peak ice core (Nepal): Variability and potential impact on melting of Himalayan glaciers. *Cryosphere*, 8(4). <https://doi.org/10.5194/tc-8-1479-2014>
- Gramsch, E., Ca´ceres, D., Oyola, P., Reyes, F., Va´squez, Y., Rubio, M. A., & Sa´nchez, G. (2014). Influence of surface and subsidence thermal inversion on PM2.5 and black carbon concentration. *Atmospheric Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2014.08.066>
- Grell, G. A., Peckham, S. E., Schmitz, R., McKeen, S. A., Frost, G., Skamarock, W. C., & Eder, B. (2005). Fully coupled “online” chemistry within the WRF model. *Atmospheric Environment*, 39(37), 6957–6975. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSENV.2005.04.027>

- Gu, Y., Liou, K. N., Chen, W., & Liao, H. (2010). Direct climate effect of black carbon in China and its impact on dust storms. *Journal of Geophysical Research*, *115*, D00K14. <https://doi.org/10.1029/2009JD013427>
- Guo, H., Xu, M., & Hu, Q. (2011). Changes in near-surface wind speed in China: 1969-2005. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.2091>
- Hadley, O., Corrigan, C., Kirchstetter, T., Cliff, S., & Ramanathan, V. (2010). Measured black carbon deposition on the Sierra Nevada snow pack and implication for snow pack retreat. *Atmos. Chem. Phys.*, *10*. <https://doi.org/10.5194/acp-10-7505-2010>
- Hadley, O. L., & Kirchstetter, T. W. (2012). Black-carbon reduction of snow albedo. *Nat. Clim. Change*, *2*. <https://doi.org/10.1038/nclimate1433>
- Hall, A., & Qu, X. (2006). Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change. *Geophys. Res. Lett.*, *33*.
- Hall, D. K., Riggs, G. A., Salomonson, V. V., DiGirolamo, N. E., & Bayr, K. J. (2002). MODIS snow-cover products. *Remote Sensing of Environment*, *83*(1–2), 181–194.
- Hansen, J. E., & Sato, M. (2001). Trends of measured climate forcing agents. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *98*(26), 14778–83. <https://doi.org/10.1073/pnas.261553698>
- Hansen, J., & Nazarenko, L. (2004). Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *101*(2), 423–428. <https://doi.org/10.1073/PNAS.2237157100>
- Hansen, J., Sato, M., & Ruedy, R. (1997). Radiative forcing and climate response. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *102*(D6), 6831–6864. <https://doi.org/10.1029/96JD03436>
- Hodgson, A. K., Morgan, W. T., O'Shea, S., Bauguitte, S., Allan, J. D., Darbyshire, E., ... Coe, H. (2017). Near-field emission profiling of Rainforest and Cerrado fires in Brazil during SAMBBA 2012. *Atmospheric Chemistry*

- and Physics Discussions*, 1–33. <https://doi.org/10.5194/acp-2016-1019>
- Hong, Y., Alder, R., & Huffman, G. (2006). Evaluation of the potential of NASA multi-satellite precipitation analysis in global landslide hazard assessment. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2006GL028010>
- Huffman, G., & Bolvin, D. (2007). TRMM and other data precipitation data set documentation. ... *and Applications, Inc.[WWW Document] ...* https://doi.org/10.1162/LEON_r_00463
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., ... Stocker, E. F. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*. <https://doi.org/10.1175/JHM560.1>
- IPCC. (2007a). *Climate Change 2007: impacts, adaptation and vulnerability: contribution of Working Group II to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel*. Parry, M. L. Canziani, O. F. Palutikof, J. P. Van Der Linden, P. J. Hanson, C. E. <https://doi.org/10.1256/004316502320517344>
- IPCC. (2007b). *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge University Press. <https://doi.org/volume>
- IPCC. (2013). *Fifth Assessment Report - Climate Change 2013*. IPCC. <https://doi.org/10.1126/science.1061457>
- Isaksen, I. S. A., Granier, C., Myhre, G., Berntsen, T., Dalsøren, S. B., Gauss, M., ... Wuebbles, D. J. (2012). Atmospheric Composition Change: Climate-Chemistry Interactions. In *The Future of the World's Climate*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386917-3.00012-9>
- Jacobi, H. W., Lim, S., Ménégoz, M., Ginot, P., Laj, P., Bonasoni, P., ... 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. *Cryosphere*, 9(4). <https://doi.org/10.5194/tc-9-1685-2015>

- Ji, Z., Kang, S., Zhang, Q., Cong, Z., Chen, P., & Sillanpää, M. (2016). Investigation of mineral aerosols radiative effects over High Mountain Asia in 1990-2009 using a regional climate model. *Atmospheric Research*, 178–179. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.05.003>
- Ji, Z. M. (2016). Modeling black carbon and its potential radiative effects over the Tibetan Plateau. *Advances in Climate Change Research*. <https://doi.org/10.1016/j.accre.2016.10.002>
- Jiang, X., Wiedinmyer, C., & Carlton, A. G. (2012). Aerosols from Fires: An Examination of the Effects on Ozone Photochemistry in the Western United States. *Environmental Science & Technology*, 46(21), 11878–11886. <https://doi.org/10.1021/es301541k>
- Joshi, H., Naja, M., Singh, K. P., Kumar, R., Bhardwaj, P., Babu, S. S., ... Chandola, H. C. (2016). Investigations of aerosol black carbon from a semi-urban site in the Indo-Gangetic Plain region. *Atmospheric Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2015.04.007>
- Kaiser, J. W., Heil, A., Andreae, M. O., Benedetti, A., Chubarova, N., Jones, L., ... Van Der Werf, G. R. (2012). Biomass burning emissions estimated with a global fire assimilation system based on observed fire radiative power. *Biogeosciences*. <https://doi.org/10.5194/bg-9-527-2012>
- Kang, S., Wang, F., Morgenstern, U., Zhang, Y., Grigholm, B., Kaspari, S., ... Mayewski, P. A. (2015). Dramatic loss of glacier accumulation area on the Tibetan Plateau revealed by ice core tritium and mercury records. *Cryosphere*, 9(3). <https://doi.org/10.5194/tc-9-1213-2015>
- Kaser, G., Grosshauser, M., & Marzeion, B. (2010). Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. <https://doi.org/10.1073/pnas.1008162107>
- Kaspari, S., 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. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(15). <https://doi.org/10.5194/acp-14-1213-2014>

14-8089-2014

- Klein, A. G., & Barnett, A. C. (2003). Validation of daily MODIS snow cover maps of the Upper Rio Grande River Basin for the 2000-2001 snow year. *Remote Sensing of Environment*, 86(2), 162–176. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(03\)00097-X](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(03)00097-X)
- Klein, A. G., & Stroeve, J. (2002). Development and validation of a snow albedo algorithm for the MODIS instrument. *Annals of Glaciology*, 34, 45–52. <https://doi.org/DOI:10.3189/172756402781817662>
- Koch, D., Menon, S., Del Genio, A., Ruedy, R., Alienov, I., & Schmidt, G. A. (2009). Distinguishing aerosol impacts on climate over the past century. *Journal of Climate*. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2573.1>
- Lamarque, J.-F., Bond, T. C., Eyring, V., Granier, C., Heil, A., Klimont, Z., ... van Vuuren, D. P. (2010). Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and application. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(15), 7017–7039. <https://doi.org/10.5194/acp-10-7017-2010>
- Landsberg, H. E. (1970). Man-made climatic changes: man's activities have altered the climate of urbanized areas and may affect global climate in the future. *Science*, 170. <https://doi.org/10.1126/science.170.3964.1265>
- Lee, W.-L., & Liou, K. N. (2012). Effect of absorbing aerosols on snow albedo reduction in the Sierra Nevada. *Atmospheric Environment*, 55, 425–430. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2012.03.024>
- Lee, W.-S., Bhawar, R. L., Kim, M.-K., & Sang, J. (2013). Study of aerosol effect on accelerated snow melting over the Tibetan Plateau during boreal spring. *Atmospheric Environment*, 75, 113–122. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSENV.2013.04.004>
- Levy, R. C., Remer, L. A., Mattoo, S., Vermote, E. F., & Kaufman, Y. J. (2007). Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging

- Spectroradiometer spectral reflectance. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D13), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2006JD007811>
- Levy, R., & Hsu, C. (2015). MODIS atmosphere L2 aerosol product. NASA MODIS adaptive processing system, Goddard space flight center. *Terra, USA*. https://doi.org/http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD08_D3.006
- Liang, S. (2001). Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I algorithms. *Remote Sensing of Environment*. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(00\)00205-4](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(00)00205-4)
- Loría-Salazar, S. M., Holmes, H. A., Patrick Arnott, W., Barnard, J. C., & Moosmüller, H. (2016). Evaluation of MODIS columnar aerosol retrievals using AERONET in semi-arid Nevada and California, U.S.A., during the summer of 2012. *Atmospheric Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.08.070>
- Lyapustin, A., Wang, Y., Laszlo, I., Kahn, R., Korokin, S., Remer, L., ... Reid, J. S. (2011). Multiangle implementation of atmospheric correction (MAIAC): 2. Aerosol algorithm. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2010JD014986>
- Malmros, J. K., Mernild, S. H., Wilson, R., Tagesson, T., & Fensholt, R. (2018a). Snow cover and snow albedo changes in the central Andes of Chile and Argentina from daily MODIS observations (2000–2016). *Remote Sensing of Environment*, 209(February), 240–252. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.02.072>
- Malmros, J. K., Mernild, S. H., Wilson, R., Tagesson, T., & Fensholt, R. (2018b). Snow cover and snow albedo changes in the central Andes of Chile and Argentina from daily MODIS observations (2000–2016). *Remote Sensing of Environment*, 209, 240–252. <https://doi.org/10.1016/J.RSE.2018.02.072>
- Marenco, F., Johnson, B., Langridge, J. M., Mulcahy, J., Benedetti, A., Remy, S., ... Artaxo, P. (2016). On the vertical distribution of smoke in the Amazonian atmosphere during the dry season. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(4), 2155–2174. <https://doi.org/10.5194/acp-16-2155-2016>

- Marengo, J. A., Liebmann, B., Kousky, V. E., Filizola, N. P., & Wainer, I. C. (2001). Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, 14(5), 833–852. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0833:OAEOTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0833:OAEOTR>2.0.CO;2)
- Martins, V. S., Lyapustin, A., De Carvalho, L. A. S., Barbosa, C. C. F., & Novo, E. M. L. M. (2017). Validation of high-resolution MAIAC aerosol product over South America. *Journal of Geophysical Research*, 122(14), 7537–7559. <https://doi.org/10.1002/2016JD026301>
- Masiokas, M. H., Christie, D. A., Le Quesne, C., Pitte, P., Ruiz, L., Villalba, R., ... Barcaza, G. (2016). Reconstructing the annual mass balance of the Echaurren Norte glacier (Central Andes, 33.5° S) using local and regional hydroclimatic data. *Cryosphere*, 10(2), 927–940. <https://doi.org/10.5194/tc-10-927-2016>
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., Le Quesne, C., & Aravena, J. C. (2006). Snowpack Variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-Scale Atmospheric Influences and Implications for Water Resources in the Region. *Journal of Climate*, 19(24), 6334–6352. <https://doi.org/10.1175/JCLI3969.1>
- Maurer, G. E., & Bowling, D. R. (2015). Dust effects on snowpack melt and related ecosystem processes are secondary to those of forest canopy structure and interannual snowpack variability. *Ecohydrology*. <https://doi.org/10.1002/eco.1558>
- Menon, S. (2002). Climate Effects of Black Carbon Aerosols in China and India. *Science*, 297(5590), 2250–2253. <https://doi.org/10.1126/science.1075159>
- Mernild, S. H., Liston, G. E., Hiemstra, C., Beckerman, A. P., Yde, J. C., & McPhee, J. (2017). The Andes Cordillera. Part IV: spatio-temporal freshwater run-off distribution to adjacent seas (1979–2014). *International Journal of Climatology*, 37(7), 3175–3196. <https://doi.org/10.1002/joc.4922>
- MICHALAKES, J., KLEMP, J., DUDHIA, J., SKAMAROCK, W., HART, L., CHEN, S., & MIDDLECOFF, J. (2010). DEVELOPMENT OF A NEXT-GENERATION

REGIONAL WEATHER RESEARCH AND FORECAST MODEL.
https://doi.org/10.1142/9789812799685_0024

Molina, L. T., Andrade, M., Baumgardner, D., Casassa, G., Dawidowski, L., Garreaud, R., ... Lambert, F. (2015). Pollution and its Impacts on the South American Cryosphere. *Earth's Future*, 3(12), 1–26.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2015EF000311>

Mulena, G. C. (2017). *APLICACIÓN DE LAS EMISIONES DE AEROSOLES DE SULFATOS TROPOSFÉRICOS PARA MITIGAR FENÓMENOS METEOROLÓGICOS CON TEMPERATURAS DIARIAS EXTREMAS CÁLIDAS*. Universidad Nacional de Cuyo.

Mulena, G. C., Allende, D. G., Puliafito, S. E., Lakkis, S. G., Cremades, P. G., & Ulke, A. G. (2016). Examining the influence of meteorological simulations forced by different initial and boundary conditions in volcanic ash dispersion modelling. *Atmospheric Research*, 176–177, 29–42.
<https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2016.02.009>

Myhre, G., Myhre, C. E. L., Samset, B. H., & Storelvmo, T. (2015). Aerosols and their Relation to Global Climate and Climate Sensitivity. *Nature Education*.

Naeger, A. R. (2018). Impact of dust aerosols on precipitation associated with atmospheric rivers using WRF-Chem simulations. *Results in Physics*, 10, 217–221. <https://doi.org/10.1016/J.RINP.2018.05.027>

Neckel, N., Loibl, D., & Rankl, M. (2017). Recent slowdown and thinning of debris-covered glaciers in south-eastern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.008>

Painter, T. H. (2010). Response of Colorado River runoff to dust radiative forcing in snow. *Proc. Natl Acad. Sci. USA*, 107.
<https://doi.org/10.1073/pnas.0913139107>

Painter, T. H., Rittger, K., McKenzie, C., Slaughter, P., Davis, R. E., & Dozier, J. (2009). Retrieval of subpixel snow covered area, grain size, and albedo from MODIS. *Remote Sensing of Environment*.

<https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.01.001>

- Park, S.-Y., Lee, H.-J., Kang, J.-E., Lee, T., & Kim, C.-H. (2018). Aerosol radiative effects on mesoscale cloud–precipitation variables over Northeast Asia during the MAPS-Seoul 2015 campaign. *Atmospheric Environment*, *172*, 109–123. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSENV.2017.10.044>
- Pepin, N., Bradley, R. S., Diaz, H. F., Baraer, M., Caceres, E. B., Forsythe, N., ... Yang, D. Q. (2015). Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change*. <https://doi.org/10.1038/nclimate2563>
- Petrenko, M., Ichoku, C., & Leptoukh, G. (2012). Multi-sensor Aerosol Products Sampling System (MAPSS). *Atmospheric Measurement Techniques*, *5*(5), 913–926. <https://doi.org/10.5194/amt-5-913-2012>
- Phillips, S. B., Aneja, V. P., Kang, D., & Arya, S. P. (2006). Modelling and analysis of the atmospheric nitrogen deposition in North Carolina. In *International Journal of Global Environmental Issues*. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2005.03.026>
- Pósfai, M., Anderson, J. R., Buseck, P. R., & Sievering, H. (1999). Soot and sulfate aerosol particles in the remote marine troposphere. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/1999JD900208>
- Pu, Z., Xu, L., & Salomonson, V. V. (2007). MODIS/Terra observed seasonal variations of snow cover over the Tibetan Plateau. *Geophysical Research Letters*, *34*(6), L06706. <https://doi.org/10.1029/2007GL029262>
- Puliafito, S. E., Allende, D. G., Mulena, C. G., Cremades, P., & Lakkis, S. G. (2015). Evaluation of the WRF model configuration for Zonda wind events in a complex terrain. *Atmospheric Research*, *166*, 24–32. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2015.06.011>
- Puliafito, S. E., Castesana, P. S., Allende, D. G., Ruggeri, M. F., Pinto, S., Pascual Flores, R. M., ... Fernandez, R. P. (2017). High-Resolution Atmospheric Emission Inventory of the Argentine Energy Sector. In *19th EGU General Assembly* (Vol. 19, p. 5564). Vienna. Retrieved from

<http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2017/EGU2017-5564-1.pdf>

Qian, Y., Yasunari, T. J., Doherty, S. J., Flanner, M. G., Lau, W. K. M., Ming, J., ... Zhang, R. (2015). Light-absorbing particles in snow and ice: Measurement and modeling of climatic and hydrological impact. *Advances in Atmospheric Sciences*, 32(1). <https://doi.org/10.1007/s00376-014-0010-0>

Riggs, G. A., Hall, D. K., & Salomonson, V. V. (2006). MODIS snow products user guide.

Roesch, A., Gilgen, H., Wild, M., & Ohmura, A. (1999). Assessment of GCM simulated snow albedo using direct observations. *Climate Dynamics*, 15(6), 405–418.

Rolph, G., Stein, A., & Stunder, B. (2017). Real-time Environmental Applications and Display sYstem: READY. *Environmental Modelling & Software*, 95, 210–228. <https://doi.org/10.1016/J.ENVSOFT.2017.06.025>

Roy, A., Royer, A., & Turcotte, R. (2010). Improvement of springtime streamflow simulations in a boreal environment by incorporating snow-covered area derived from remote sensing data. *Journal of Hydrology*. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.06.027>

Rutherford, W. A., Painter, T. H., Ferrenberg, S., Belnap, J., Okin, G. S., Flagg, C., & Reed, S. C. (2017). Albedo feedbacks to future climate via climate change impacts on dryland biocrusts. *Scientific Reports* (Vol. 7). Nature Publishing Group. <https://doi.org/10.1038/srep44188>

Schmitt, C. G., All, J. D., Schwarz, J. P., Arnott, W. P., Cole, R. J., Lapham, E., & Celestian, A. (2015). Measurements of light-absorbing particles on the glaciers in the Cordillera Blanca, Peru. *Cryosphere*, 9(1), 331–340. <https://doi.org/10.5194/tc-9-331-2015>

Shi, Z., Xie, X., Li, X., Yang, L., Xie, X., Lei, J., ... Liu, X. (2019). Snow-darkening versus direct radiative effects of mineral dust aerosol on the Indian summer monsoon onset: role of temperature change over dust sources. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(3), 1605–1622. <https://doi.org/10.5194/acp-19->

1605-2019

- Skiles, S. M. K., Flanner, M., Cook, J. M., Dumont, M., & Painter, T. H. (2018). Radiative forcing by light-absorbing particles in snow. *Nature Climate Change*, 8(11), 964–971. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0296-5>
- Skiles, S. M. K., & Painter, T. (2017). Daily evolution in dust and black carbon content, snow grain size, and snow albedo during snowmelt, Rocky Mountains, Colorado. *Journal of Glaciology*, 63(237). <https://doi.org/10.1017/jog.2016.125>
- Skiles, S. M., Painter, T. H., & Okin, G. S. (2017). A method to retrieve the spectral complex refractive index and single scattering optical properties of dust deposited in mountain snow. *J. Glaciol.*, 63. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.126>
- Sterle, K. M., McConnell, J. R., Dozier, J., Edwards, R., & Flanner, M. G. (2013). Retention and radiative forcing of black carbon in eastern Sierra Nevada snow. *Cryosphere*. <https://doi.org/10.5194/tc-7-365-2013>
- Tang, Q., & Lettenmaier, D. P. (2010). Use of satellite snow-cover data for streamflow prediction in the Feather River Basin, California. *International Journal of Remote Sensing*. <https://doi.org/10.1080/01431161.2010.483493>
- Thomas, W. H., & Duval, B. (1995). Sierra Nevada, California, U. S. A., snow algae: snow albedo changes, algal-bacterial interrelationships, and ultraviolet radiation effects. *Arctic Alpine Res.*, 27. <https://doi.org/10.2307/1552032>
- UN Population Division. (2013). *World Population Prospects: The 2012 Revision. Economic & Social Affairs*. <https://doi.org/10.1553/populationyearbook2010s77>
- Warren, S. G., & Wiscombe, W. J. (1985). Dirty snow after nuclear war. *Nature*, 313(6002), 467–470. <https://doi.org/10.1038/313467a0>
- Wiedinmyer, C., Akagi, S. K., Yokelson, R. J., Emmons, L. K., Al-Saadi, J. A., Orlando, J. J., & Soja, A. J. (2011). The Fire INventory from NCAR (FINN): A high

- resolution global model to estimate the emissions from open burning. *Geoscientific Model Development*, 4(3), 625–641. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-625-2011>
- William C. Hinds. (1999). *Aerosol Technology Properties, behaviour, and Measurement of Airborne Particles*. *Journal of Aerosol Science*. [https://doi.org/10.1016/0021-8502\(83\)90049-6](https://doi.org/10.1016/0021-8502(83)90049-6)
- World Bank. (2012). *PEOPLE, PATHOGENS AND OUR PLANET Volume 2 - The Economics of One Health*. The World Bank.
- Xu, R., Tie, X., Li, G., Zhao, S., Cao, J., Feng, T., & Long, X. (2018). Effect of biomass burning on black carbon (BC) in South Asia and Tibetan Plateau: The analysis of WRF-Chem modeling. *Science of The Total Environment*, 645, 901–912. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2018.07.165>
- Yang, J., Kang, S., & Ji, Z. (2018). Sensitivity Analysis of Chemical Mechanisms in the WRF-Chem Model in Reconstructing Aerosol Concentrations and Optical Properties in the Tibetan Plateau. *Aerosol and Air Quality Research*, 18, 505–521. <https://doi.org/10.4209/aaqr.2017.05.0156>
- Yasunari, T. J., Koster, R. D., Lau, W. K. M., & Kim, K. M. (2015). Impact of snow darkening via dust, black carbon, and organic carbon on boreal spring climate in the earth system. *Journal of Geophysical Research*, 120(11). <https://doi.org/10.1002/2014JD022977>
- Yasunari, T. J., Tan, Q., Lau, K.-M., Bonasoni, P., Marinoni, A., Laj, P., ... Chin, M. (2013). Estimated range of black carbon dry deposition and the related snow albedo reduction over Himalayan glaciers during dry pre-monsoon periods. *Atmospheric Environment*, 78, 259–267. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSENV.2012.03.031>
- Yttri, K. E., Lund Myhre, C., Eckhardt, S., Fiebig, M., Dye, C., Hirdman, D., ... Stohl, A. (2014). Quantifying black carbon from biomass burning by means of levoglucosan - A one-year time series at the Arctic observatory Zeppelin. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(12), 6427–6442. <https://doi.org/10.5194/acp-14-6427-2014>

- Zhang, H., Wang, Z., Wang, Z., Liu, Q., Gong, S., Zhang, X., ... Li, L. (2012). Simulation of direct radiative forcing of aerosols and their effects on East Asian climate using an interactive AGCM-aerosol coupled system. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1131-0>
- Zhao, C., Hu, Z., Qian, Y., Ruby Leung, L., Huang, J., Huang, M., ... Streets, D. G. (2014). Simulating black carbon and dust and their radiative forcing in seasonal snow: a case study over North China with field campaign measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *14*(20), 11475–11491. <https://doi.org/10.5194/acp-14-11475-2014>
- Zhao, S., Tie, X., Long, X., & Cao, J. (2017). Impacts of Himalayas on black carbon over the Tibetan Plateau during summer monsoon. *Science of the Total Environment*, *598*. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.04.101>

Anexo: Contribución de los trabajos científicos a la presente tesis

Artículos publicados en revistas internacionales con referato

1. “*Assessment of absorbing aerosols on austral spring snow albedo reduction by several basins in the central Andes of Chile from daily satellite observations (2000 – 2016) and a case study with the WRF-Chem model*”. (2019) **Tomás Rafael Bolaño-Ortiz**, Romina María Pascual-Flores, Ana Isabel López-Noreña, Rafael Pedro Fernández, María Florencia Ruggeri, Gabriela Lakkis, Salvador E. Puliafito. *Springer Nature Applied Sciences Journal*. ISSN: 2523-3971. *En revisión*.

2. “*Aerosols impact on precipitation using WRF-Chem. Case of study in Mendoza, Argentina*”. (2019) Romina María Pascual-Flores, **Tomás Rafael Bolaño-Ortiz**, Ana Isabel López-Noreña, Rafael Pedro Fernández, María Florencia Ruggeri, Salvador E. Puliafito. *Springer Nature Applied Sciences Journal*. ISSN: 2523-3971. *En revisión*.

Artículos en publicados en eventos científicos con referato

Internacionales

1. **Tomás Rafael Bolaño Ortiz**, Romina Maria Pascual Flores, Maria Florencia Ruggeri, Susan Gabriela Lakkis, S. Enrique Puliafito, “***Aerosols measurement as product of biomass burning on cryosphere in the Central Andes***”. School of Atmospheric Measurements in Latin America and the Caribbean (SAMLAC): Reactive Gases and Aerosols. San Juan, Puerto Rico – noviembre 2018.

2. Pascual Flores, Romina Ma., **Bolaño-Ortiz Tomás R.**, Puliafito S. Enrique. “**Characterization of the spatio-temporal variation of atmospheric pollution. WRF-Chem simulations and analysis potential sources contribution on the Central Andes**”. School of Atmospheric Measurements in Latin America and the Caribbean (SAMLAC): Reactive Gases and Aerosols. San Juan, Puerto Rico – noviembre 2018.

3. **Tomás Rafael Bolaño Ortiz**, María Florencia Ruggeri, Romina Maria Pascual Flores, David Gabriel Allende, Susan G. Lakkis, S. Enrique Puliafito. “**Relationship between anthropic pollution in the Santiago Metropolitan Region and the decrease of snow albedo on the Maipo river basin, Chile**”. 14th iCACGP Quadrennial Symposium/15th IGAC Science Conference, Japón – Takamatsu – septiembre 2018.

4. **Tomás Rafael Bolaño Ortiz**, David Gabriel Allende, S. Enrique Puliafito, Romina Maria Pascual Flores, Maria Florencia Ruggeri, “**Potential deposition of atmospheric aerosols on the snow and albedo reduction in the Mendoza river basin, Argentina**” 5th iLEAPS Science Conference, University of Oxford. Oxford, UK - September 2017.

5. Salvador Enrique Puliafito, Paula Castesana, David Allende, Florencia Ruggeri, Sebastián Pinto, Romina Pascual, **Tomás Bolaño Ortiz**, Rafael Pedro Fernandez, “**High-Resolution Atmospheric Emission Inventory of the Argentine Energy Sector**”. 19th EGU General Assembly, vol. 19, p. 5564. Viena, Austria, 2017.

Nacionales

1. Pascual Flores, Romina Ma.; **Bolaño Ortiz, Tomás R.**; Ruggeri, Ma. Florencia; López Noreña, Ana Isabel; Fernández, Rafael P.; Puliafito, S. Enrique. “**Análisis de la relación entre la deposición potencial de aerosoles atmosféricos y el caudal del Río Mendoza en la subcuenca**

Tupungato en la provincia de Mendoza, Argentina". XIII Congreso Argentino de Meteorología (CONGREGMET XIII). Rosario, Argentina.

2. M. F. Ruggeri; Allende, D. G.; **Bolaño-Ortiz, T. R.**; Pascual Flores, R. M.; Puliafito, S. E. ***"Evaluación preliminar de la exposición humana a PM10 en el Gran Mendoza"***. VI Congreso bianual PROIMCA, Universidad Tecnológica Nacional, Facultad Regional Bahía Blanca. Setiembre de 2017. ISBN 978-987-1896-86-8

3. M. F. Ruggeri; Allende, D. G.; Puliafito, S. E.; Pascual Flores, R. M.; **Bolaño-Ortiz, T. R.**; Castesana, P.; Puliafito, S.E. ***"Concentración de metales traza en nieve como indicador de la calidad del aire en Los Andes Centrales"***. Libro de Resúmenes del VI Congreso Argentino de la Sociedad de Toxicología y Química Ambiental (SETAC). Universidad Nacional de Córdoba; octubre de 2016. ISBN 978-987-42-2288-6.

4. Pascual Flores, R. M.; Ruggeri, M. F.; Allende, D. G.; **Bolaño-Ortiz, T. R.**; Castesana, P.; Puliafito, S. E. ***"Determinación y simulación de metales en precipitaciones en la región de Los Andes Centrales"***. Libro de Resúmenes del VI Congreso Argentino de la Sociedad de Toxicología y Química Ambiental (SETAC) Universidad Nacional de Córdoba; Octubre de 2016. ISBN 978-987-42-2288-6.

5. M. F. Ruggeri; Allende, D.; Puliafito, S. E.; Pascual Flores, R. M.; **Bolaño-Ortiz, T.R.** ***"Diseño de una red de monitoreo para metales en el Gran Mendoza basado en un inventario de emisiones y modelado de dispersión atmosférica en alta resolución"***. Acta de la XXXIX Reunión de Trabajo de la Asociación Argentina de Energías Renovables y Medio Ambiente Vol. 4, pp. 01.41-01.52. Universidad Nacional de La Plata, 2016. ISBN 978-987-29873-0-5

6. Pascual Flores, Romina María; Allende, David Gabriel; Gärtner, Nadine; **Bolaño-Ortiz, Tomás Rafael**; Ruggeri, María Florencia; Puliafito, Salvador Enrique. ***"Desempeño de distintas parametrizaciones de***

esquemas de cúmulos en la simulación de precipitaciones convectivas en Los Andes Centrales". Acta de la XXXIX Reunión de Trabajo de la Asociación Argentina de Energías Renovables y Medio Ambiente Vol. 4, pp. 01.53-01.64. Universidad Nacional de La Plata, (2016). ISBN 978-987-29873-0-5.

7. **Bolaño-Ortiz, Tomás Rafael**; Allende, David Gabriel; Ruggeri, María Florencia; Pascual Flores, Romina María; Puliafito, Salvador Enrique; Lakkis, Susan Gabriela. ***"Estudio de las variaciones en el albedo de nieve y glaciares en Los Andes Centrales"***. Contaminación Atmosférica e Hídrica en Argentina, Tomo III. La Rioja: Universidad Tecnológica Nacional. (2015). p211 - 225. ISBN 978-950-42-0163-2

8. Köhnken, Dirk; Allende, David Gabriel; Ruggeri, María Florencia; Pascual Flores, Romina María; **Bolaño-Ortiz, Tomás Rafael**; Puliafito, Salvador Enrique; Lakkis, Susan Gabriela. ***"Un inventario de quema de biomasa en alta resolución para el norte y centro de Argentina"***. Contaminación Atmosférica e Hídrica en Argentina, Tomo III. La Rioja: Universidad Tecnológica Nacional. (2015). p43 - 57. ISBN 978-950-42-0163-2.

9. Pascual Flores, Romina María; Allende, David Gabriel; Gärtner, Nadine; **Bolaño-Ortiz, Tomás Rafael**; Ruggeri, María Florencia; Puliafito, Salvador Enrique; Lakkis, Susan Gabriela. ***"Análisis de sensibilidad del modelo WRF a las condiciones iniciales para el modelado de precipitaciones en la región de Los Andes Centrales"***. Contaminación Atmosférica e Hídrica en Argentina, Tomo III. La Rioja: Universidad Tecnológica Nacional. (2015). p143 - 156. ISBN 978-950-42-0163-2.

10. **Bolaño-Ortiz, T.R**, Allende, D.G., Pascual Flores, R.M., Ruggeri, M.F., Puliafito, S.E., Lakkis, S.G. (2015). ***"Estudio de variaciones de escorrentía y cambios de albedo de nieve en Los Andes Centrales"***, in: VII Encuentro de Investigadores y Docentes de Ingeniería EnIDI, Los Reyunos, San Rafael. Mendoza, Argentina.

11. Pascual Flores, R.M., Allende, D.G., Gärtner, N., **Bolaño-Ortiz, T.R.**, Ruggeri, M.F., Mulena, G.C., Puliafito, S.E., Lakkis, S.G., (2015). **“Modelado de precipitaciones convectivas en la Región de los Andes Centrales: Análisis de sensibilidad del modelo WRF a las condiciones iniciales”**, in: XII Congreso Argentino de Meteorología (CONGREMET XII). Mar del Plata, Argentina, p.

12. Mulena, G.C., Allende, D.G., Pascual Flores, R.M., **Bolaño-Ortiz, T.R.**, Ruggeri, M.F., Fernandez, R.P., Cremades, P.G., Lakkis, S.G., Puliafito, S.E., (2015). **“Modelación de inyección de aerosoles de sulfatos en escala regional con WRF-Chem”**, in: XII Congreso Argentino de Meteorología (CONGREMET XII). Mar del Plata, Argentina, p..

13. M. F. Ruggeri, D. G. Allende, P. G. Cremades, R. Pascual Flores, and **T. R. Bolaño-Ortiz**, **“Modelado de dispersión atmosférica de compuestos orgánicos persistentes seleccionados en el Gran Mendoza”** Acta de la XXXVIII Reunión de Trabajo de la Asociación Argentina de Energías Renovables y Medio Ambiente, vol. 3, pp. 1–11. San Rafael, Mendoza, 2015. ISBN 978-987-29873-0-5.

14. Pascual Flores, Romina María; Allende, David Gabriel; Gärtner, Nadine; **Bolaño-Ortiz, Tomás Rafael**; Ruggeri, María Florencia; Puliafito, Salvador Enrique; Lakkis, Susan Gabriela **“Análisis estadístico de la sensibilidad de WRF a las condiciones iniciales en el modelado de precipitaciones en la región de Los Andes Centrales”**. Acta de la XXXVIII Reunión de Trabajo de la Asociación Argentina de Energías Renovables y Medio Ambiente, vol. 3, pp. 1–11. San Rafael, Mendoza, 2015. ISBN 978-987-29873-0-5.

15. **Bolaño-Ortiz, Tomás Rafael**; Allende, David Gabriel; Pascual Flores, Romina María; Ruggeri, María Florencia; Puliafito, Salvador Enrique; Lakkis, Susan Gabriela **“Estudio de variaciones de albedo de nieve en los periodos invierno-verano en Los Andes Centrales”**. Acta de la XXXVIII

Reunión de Trabajo de la Asociación Argentina de Energías Renovables y Medio Ambiente, vol. 3, pp. 1–11. San Rafael, Mendoza, 2015. ISBN 978-987-29873-0-5.

16. **Bolaño-Ortiz, Tomás Rafael;** Allende, David Gabriel, Puliafito, Salvador Enrique. ***“Influencia de la contaminación sobre los patrones del ciclo hidrológico en los Andes Centrales”***. Actas de las terceras jornadas de intercambio y difusión de resultados de investigaciones de los doctorandos en Ingeniería. Mendoza, Universidad Tecnológica Nacional. 2015. ISBN 978-950-42-0172-4.