

**UNIVERSIDAD CATOLICA DE MANIZALES**  
**FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA**  
**MAESTRIA EN TELEDETECCIÓN (SENSORAMIENTO REMOTO)**  
**INFORME FINAL DE INVESTIGACIÓN**

**ESTIMACIÓN DEL RETROCESO GLACIAR EN EL PARQUE NACIONAL NATURAL  
DE LOS NEVADOS -PNNN- A TRAVÉS DEL USO DE IMÁGENES ÓPTICAS E  
INTERFEROMETRÍA DIFERENCIAL -DINSAR-. (2010-2015)**

**ESTUDIANTE**

**MARIO FERNANDO MONTERROSO TOBAR.**

**DIRECTOR DEL TRABAJO DE INVESTIGACION**

**DR. JHON MAKARIO LONDOÑO BONILLA**

**Agosto 2016.**

## **DEDICATORIA**

A mi abuelita, Maria Teresa Gramajo, con amor.

## **AGRADECIMIENTOS**

Al Instituto de Credito Educativo y Estudios en el Exterior -ICETEX-, por brindarme la beca de estudios de postgrado en la Universidad Catolica de Manizales bajo el marco de reciprocidad para extranjeros en Colombia.

Al Observatorio Sismologico y Vulcanologico de Manizales del Servicio Geologico Colombiano, por su apoyo en la realización de este estudio.

Al Centro Canadiense de Estudios sobre Observación de la Tierra y Recursos Naturales especialmente al doctor Sergey Samsonov por el acceso y procesamiento de las imágenes de RADARSAT II para la generación de interferogramas.

Al Departamento de Geociencias de la Universidad de los Andes especialmente a la doctora Jillian Pearse por el proceso de información.

## TABLA DE CONTENIDO

1.RESUMEN .....	1
2.INTRODUCCIÓN .....	3
3.DEFINICIÓN DEL PROBLEMA .....	7
4.JUSTIFICACIÓN .....	12
5.OBJETIVOS .....	15
5.1.  OBJETIVO GENERAL .....	15
5.2.  OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	15
6.MARCO TEORICO.....	16
6.1.  TELEDETECCIÓN (PERCEPCIÓN REMOTA).....	16
6.2.  GLACIOLOGÍA .....	21
6.3.  SENSORES REMOTOS APLICADO AL MONITOREO DE GLACIOLOGÍA.....	24
6.3.1. <i>Sensores Pasivos (Utilización de imágenes del espectro óptico).</i> .....	24
7.METODOLOGIA .....	52
7.1.  ENFOQUE.....	52
7.2.  CONTEXTO DE LA INVESTIGACIÓN.....	52
7.3.  DISEÑO UTILIZADO.....	54
7.4.  PROCEDIMIENTO.....	54
7.4.1. <i>Selección de imágenes ópticas para el estudio.</i> .....	54
7.4.2. <i>Pre-procesamiento de imágenes</i> .....	56
7.4.3. <i>Cálculo de Índices Espectrales</i> .....	59
7.4.4. <i>Clasificación Supervisada de Imágenes</i> .....	61
7.4.5. <i>Interferogramas de Desplazamiento</i> .....	63
7.4.6. <i>Efecto de la ceniza en la delimitación del casquete glaciar de los nevados en estudio mediante imágenes ópticas y de sensores activos.</i> .....	66
8.RESULTADOS.....	69
8.1.  DETERMINACIÓN DEL ÁREA GLACIAR DE LOS NEVADOS SANTA ISABEL, NEVADO DEL TOLIMA Y NEVADO DEL RUIZ MEDIANTE EL USO DE IMÁGENES RAPIDEYE. ....	69
8.2.  DETERMINACIÓN Y CUANTIFICACIÓN DE LA COBERTURA  GLACIAR DE LOS NEVADOS SANTA ISABEL, NEVADO DEL TOLIMA Y NEVADO DEL RUIZ MEDIANTE EL USO DE IMÁGENES LANDSAT 8 OLI TIRS.....	73
8.3.  INTERFEROGRAMAS DE DESPLAZAMIENTO PARA EL GLACIAR DEL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ, VOLCÁN NEVADO DE SANTA ISABEL Y VOLCÁN NEVADO DEL TOLIMA.....	100
8.4.  EFECTO DE LA PRESENCIA DE CENIZA SOBRE LA CAPA GLACIAR EN LA DETERMINACIÓN DEL LÍMITE ROCA-HIELO.....	105

9.DISCUSIÓN DE RESULTADOS .....	107
10.CONCLUSIONES .....	123
11.BIBLIOGRAFIA .....	127
13.ANEXOS .....	135

## LISTADO DE FIGURAS

<i>FIGURA 1:</i> GENERACIÓN DE UNA IMAGEN DIGITAL A PARTIR DE UNA ESCENA... 18	18
<i>FIGURA 2:</i> ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO EN DONDE SE SEÑALAN LAS REGIONES DE MAYOR IMPORTANCIA EN LA TELEDETECCIÓN..... 19	19
<i>FIGURA 3:</i> FIRMA ESPECTRAL DE LA NIEVE EN DONDE SE RELACIONA LA REFLECTANCIA DE LA SUPERFICIE CON LA LONGITUD DE ONDA EN LA IMAGEN. .... 24	24
<i>FIGURA 4:</i> PÍXELES PROTOTIPO EN UNA IMAGEN DE DOS BANDAS. .... 31	31
<i>FIGURA 5:</i> GEOMETRÍA DE UN RADAR DE APERTURA REAL -RAR- ..... 38	38
<i>FIGURA 6:</i> GEOMETRÍA DE UN RADAR DE APERTURA SINTÉTICA -SAR- ..... 38	38
<i>FIGURA 7:</i> CICLOS DE FASE PARA LA GENERACIÓN DE UN INTERFEROGRAMA.... 42	42
<i>FIGURA 8:</i> GEOMETRÍA DE GENERACIÓN DE INSAR..... 42	42
<i>FIGURA 9:</i> GEOMETRÍA INTERFEROMETRIA DIFERENCIAL DE RADAR DE APERTURA SINTETICA –DINSAR-..... 46	46
<i>FIGURA 10:</i> UBICACIÓN ESPACIAL DE LOS NEVADOS DEL RUIZ, TOLIMA Y SANTA ISABEL EN EL PARQUE NACIONAL NATURAL DE LOS NEVADOS -PNNN-..... 53	53
<i>FIGURA 11:</i> IMAGEN RAPIDEYE 3, 2, 1. PARQUE NACIONAL NATURAL DE LOS NEVADOS -PNNN-..... 69	69
<i>FIGURA 12:</i> ÁREA, GLACIAR VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ, (AÑO 2010) ..... 70	70
<i>FIGURA 13:</i> ÁREA GLACIAR, VOLCÁN NEVADO DE SANTA ISABEL, AÑO (2010)..... 71	71
<i>FIGURA 14:</i> ÁREA GLACIAR VOLCÁN NEVADO DEL TOLIMA, AÑO (2010)..... 72	72
<i>FIGURA 15:</i> ÁREA GLACIAR, VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ, 29 DE MARZO DEL AÑO 2014..... 80	80
<i>FIGURA 16:</i> ÁREA GLACIAR, VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ, 26 DE DICIEMBRE DEL AÑO 2014. .... 81	81

<i>FIGURA 17: ÁREA GLACIAR, VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ, 24 DE SEPTIEMBRE DEL AÑO 2015.</i>	<b>82</b>
<i>FIGURA 18: ÁREA GLACIAR, VOLCÁN NEVADO DE SANTA ISABEL, 29 DE MARZO DEL AÑO 2014.</i>	<b>88</b>
FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA CON DATOS OBTENIDOS IGAC (2015), USGS (2010).	<b>88</b>
<i>FIGURA 19: ÁREA GLACIAR, VOLCÁN NEVADO DE SANTA ISABEL, 26 DE DICIEMBRE DEL AÑO 2014.</i>	<b>89</b>
<i>FIGURA 20: ÁREA GLACIAR, VOLCÁN NEVADO DE SANTA ISABEL, 24 DE SEPTIEMBRE DEL AÑO 2015. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA CON DATOS OBTENIDOS EN LA ETAPA DE EJECUCIÓN DEL PROYECTO (2015).</i>	<b>90</b>
<i>FIGURA 21: ÁREA GLACIAR, VOLCÁN NEVADO DEL TOLIMA, 9 DE FEBRERO DEL AÑO 2014.</i>	<b>96</b>
<i>FIGURA 22: ÁREA GLACIAR, VOLCÁN NEVADO DEL TOLIMA, 29 DE MARZO DEL AÑO 2014.</i>	<b>97</b>
<i>FIGURA 23: ÁREA GLACIAR, VOLCÁN NEVADO DEL TOLIMA, 26 DE DICIEMBRE DEL AÑO 2014.</i>	<b>98</b>
<i>FIGURA 24: ÁREA GLACIAR, VOLCÁN NEVADO DEL TOLIMA, 24 DE SEPTIEMBRE DEL AÑO 2015.</i>	<b>99</b>
<i>FIGURA 25: ZONAS DE ENTRENAMIENTO EN LA CLASIFICACIÓN SUPERVISADA GENERADA EN EL SOFTWARE PCI GEOMÁTICA.</i>	<b>137</b>
<i>FIGURA 26: VALORES ESTADÍSTICOS EN LA CLASIFICACIÓN SUPERVISADA GENERADA EN EL SOFTWARE PCI GEOMÁTICA.</i>	<b>138</b>
<i>FIGURA 27: SEPARABILIDAD DE LAS FIRMAS ESPECTRALES EN LA CLASIFICACIÓN SUPERVISADA GENERADA EN EL SOFTWARE PCI GEOMÁTICA.</i>	<b>139</b>
<i>FIGURA 28: RESULTADO DE CLASIFICACIÓN SUPERVISADA POR EL ALGORITMO DE MÍNIMA DISTANCIA.</i>	<b>142</b>

## **MOSAICO DE FIGURAS**

<i>MOSAICO DE FIGURAS 1: REFLECTIVIDAD DE LA NIEVE PARA LAS BANDAS 1 A 7 DE UNA IMAGEN LANDSAT 8 OLI TIRS.....</i>	<b>26</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 2: FUSIÓN DE IMÁGENES, LANDSAT 8 OLI TIRS E IMAGEN PANCROMÁTICA.....</i>	<b>57</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 3: IMÁGENES ÓPTICAS LANDSAT 8 OLI TIRS UTILIZADAS EN EL ESTUDIO. ....</i>	<b>74</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 4: ÍNDICES ESPECTRALES PARA EL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ 29 DE MARZO 2014 FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA (2015) .....</i>	<b>76</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 5: ÍNDICES ESPECTRALES PARA EL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ 26 DE DICIEMBRE 2014.....</i>	<b>77</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 6: ÍNDICES ESPECTRALES PARA EL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ 24 DE SEPTIEMBRE 2015 .....</i>	<b>78</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 7: ÍNDICES ESPECTRALES NEVADO DE SANTA ISABEL, 24 DE MARZO DEL AÑO 2014. ....</i>	<b>84</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 8: ÍNDICES ESPECTRALES NEVADO DE SANTA ISABEL, 26 DE DICIEMBRE DEL AÑO 2014.....</i>	<b>85</b>
<i>FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA (2015).....</i>	<b>85</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 9: ÍNDICES ESPECTRALES NEVADO DE SANTA ISABEL, 24 DE SEPTIEMBRE DEL AÑO 2015. ....</i>	<b>86</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 10: ÍNDICES ESPECTRALES VOLCÁN NEVADO DEL TOLIMA, 9 DE FEBRERO DEL AÑO 2014.....</i>	<b>92</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 11: ÍNDICES ESPECTRALES VOLCÁN NEVADO DEL TOLIMA, 29 DE MARZO DEL AÑO 2014. ....</i>	<b>93</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 12: ÍNDICES ESPECTRALES VOLCÁN NEVADO DEL TOLIMA, 26 DE DICIEMBRE DEL AÑO 2014.....</i>	<b>94</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 13: ÍNDICES ESPECTRALES VOLCÁN NEVADO DEL TOLIMA, 24 DE SEPTIEMBRE DEL AÑO 2014. ....</i>	<b>95</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 14: INTERFEROGRAMAS QUE REPRESENTAN LAS DIFERENCIAS DE FASE ENTRE LOS PARES INTERFEROMETRICOS UTILIZADOS..</i>	<b>101</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 15: DESPLAZAMIENTO EN CM., PARQUE NACIONAL NATURAL DE LOS NEVADOS FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA CON DATOS FACILITADOS POR SERGEY SAMSONOV DEL CENTRO CANADIENSE DE ESTUDIOS SOBRE OBSERVACIÓN DE LA TIERRA Y RECURSOS NATURALES (2015).....</i>	<b>103</b>

<i>MOSAICO DE FIGURAS 16: PRESENCIA DE CENIZA VOLCÁNICA EN EL CASQUETE GLACIAR PARA EL NEVADO DEL RUIZ (2010, 2014 Y 2015). (LOS CÍRCULOS ROJOS REPRESENTAN ZONAS DEL CASQUETE GLACIAR CUBIERTOS DE CENIZA).....</i>	<b>105</b>
<i>MOSAICO DE IMÁGENES 17: RESULTADOS DE COHERENCIA PARA CADA PAR INTERFEROMÉTRICO.....</i>	<b>117</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 18: DIFERENCIA DE ÁREAS IMAGEN LANDSAT 8 OLI TIRS Y PAR INTERFEROMÉTRICO 02/12/2014 Y 26/12/2014 .....</i>	<b>120</b>
<i>MOSAICO DE FIGURAS 19: DIFERENCIA DE IMÁGENES RAPIDEYE Y RESULTADOS GENERADOS POR IDEAM.....</i>	<b>122</b>

## **LISTADO DE GRAFICOS**

<i>GRAFICO 1: DESHIELO GLACIAR, VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ 2010-2015.....</i>	<b>109</b>
<i>GRAFICO 2: DESHIELO GLACIAR, VOLCÁN NEVADO DE SANTA ISABEL 2010-2015. .....</i>	<b>109</b>
<i>GRAFICO 3: DESHIELO GLACIAR, VOLCÁN NEVADO DEL TOLIMA 2010-2015.....</i>	<b>110</b>
<i>GRAFICO 4: SEPARABILIDAD DE LAS MUESTRAS ESPECTRALES ENTRE LA BANDA 1 Y 3 EN LA CLASIFICACIÓN SUPERVISADA GENERADA EN EL SOFTWARE PCI GEOMÁTICA.....</i>	<b>140</b>
<i>GRAFICO 5: SEPARABILIDAD DE LAS MUESTRAS ESPECTRALES ENTRE LA BANDA 3 Y 2 EN LA CLASIFICACIÓN SUPERVISADA GENERADA EN EL SOFTWARE PCI GEOMÁTICA.....</i>	<b>140</b>



## LISTADO DE TABLAS

TABLA 1: <i>FORMULAS E ÍNDICES ESPECTRALES PARA EL MAPEO DE COBERTURAS DE NIEVE Y HIELO MEDIANTE IMÁGENES SATELITALES</i> .....	28
TABLA 2: <i>CARACTERÍSTICAS DE LAS IMÁGENES RAPIDEYE Y LANDSAT 8 UTILIZADAS EN EL ESTUDIO</i> .....	55
TABLA 3: <i>CARACTERÍSTICAS DE IMÁGENES RADARSAT 2</i> .....	63
TABLA 4: <i>SOFTWARE DE PROCESAMIENTO DE IMÁGENES USADO EN LA INVESTIGACIÓN</i> . .....	68
TABLA 5: <i>REDUCCIÓN DE LA SUPERFICIE GLACIAR PARA LOS NEVADOS DEL RUIZ, NEVADO DE SANTA ISABEL Y NEVADO DEL TOLIMA 2010-2015</i> .....	108
TABLA 6: <i>PERDIDA DE SUPERFICIE GLACIAR EN COLOMBIA DESDE 1850-2010</i> .....	136
TABLA 7: <i>MATRIZ DE CONFUSIÓN: EN LA CLASIFICACIÓN SUPERVISADA GENERADA EN EL SOFTWARE PCI GEOMÁTICA</i> . .....	142
TABLA 8: <i>PERDIDAS LA CUBIERTA DE NIEVE PARA EL NEVADO DEL RUIZ EN DISTINTAS ZONAS Y EL NEVADO DE SANTA ISABEL</i> .....	144

## 1. RESUMEN

El presente proyecto tiene como finalidad estimar el retroceso glaciar del volcán nevado del Ruiz (VNR) , volcán nevado de Santa Isabel (VNSI) y volcán nevado del Tolima (VNT), mediante un análisis comparativo de imágenes ópticas (Landsat 8 OLI TIRS, Rapideye) e imágenes RADARSAT II, a partir del cálculo de índices espectrales NDSI, NDSII, NDSII 2 y NDGI utilizando imágenes Landsat 8 OLI TIRS para el año 2014 y 2015, e imágenes *Rapideye* para el año 2010. Así mismo, se usó Interferometría Diferencial -DinSAR- utilizando pares interferométricos de RADARSAT II con el objetivo de diferenciar el límite roca-hielo, a partir de imágenes de coherencia. Los resultados demuestran que en los últimos cinco años, el área de la capa de hielo para el volcán nevado del Ruiz ha disminuido en 24%, para el volcán nevado del Tolima en 42% y para el volcán nevado de Santa Isabel en 60%. Por otra parte, la utilización de la coherencia obtenida por DinSAR permitió hacer comparaciones entre los valores de las áreas obtenidas con imágenes ópticas, las cuales arrojaron resultados muy similares, lo que conlleva a suponer que el uso de imágenes satelitales ópticas como Landsat o Rapideye, al igual que la coherencia producida por Interferometría de radar, son muy apropiadas para la delineación del límite hielo-roca en zonas glaciares. La depositación de ceniza volcánica sobre la capa de hielo es un fenómeno particular en la zona del volcán nevado del Ruiz, que dificulta la delimitación de la superficie glaciar, para lo cual se requiere del uso combinado de diferentes técnicas y metodologías.

**Palabras Clave:** Imágenes Ópticas, DinSAR, Glaciares, Retroceso Glaciar, Nevado del Ruiz, Nevado del Tolima, Nevado de Santa Isabel, DinSAR, imágenes de coherencia.

## **Abstract**

The aim of this research is the quantification of glacier retreat at Nevado del Ruiz Volcano (NRV), Santa Isabel Volcano (SIV) and Nevado del Tolima Volcano (NTV), Colombia, by a comparative analysis of optical satellite images (Landsat 8 OLI TIRS, Rapideye) and RADARSAT II images. NDSI, NDSII, NDSII 2 and NDGI Spectral Indexes were calculated for Landsat 8 OLI TIRS images for 2014 and 2015, and for Rapideye, for 2010. Differential Interferometry -DinSAR- using interferometric pairs of RADARSAT II were used to differentiate the limit ice-rock, by means of coherence images. The results suggest that in the last five years, the ice cap of NRV has decreased 24%, the ice cap of NTV has decreased 42%, and the ice cap of SIV has decreased 60%. Coherence images of DinSAR showed similar results as LandSat and Rapideye images. This suggests that coherence images of interferometric pairs are useful to delineate the transition ice-rock at glacier zones. Deposit of volcanic ash above the ice-cap is a particular phenomenon at NRV area, complicating the delimitation of glacial surface. Integration of different methodologies and techniques were needed for improving such delimitation.

Key words: Optical images, Glacier retreating, Nevado del Ruiz volcano, Nevado del Tolima volcano, Nevado de Santa Isabel, DinSAR, coherence images.

## 2. INTRODUCCIÓN

A consecuencia del cambio climático, uno de los grandes impactos que se ha observado en todo el mundo es el derretimiento de glaciares. Los glaciares se pueden entender como cuerpos de hielo que cubren cimas de montañas y volcanes, a los que también se les conoce como “nevados”. Los glaciares también son grandes extensiones de hielo, como por ejemplo en Groenlandia y la Antártida, las cuales se han formado por la acumulación gradual de nieve a través de cientos o miles de años.

Las montañas y volcanes cubiertos por nieve se encuentran principalmente en zonas altas de Europa, Asia, África, Norteamérica y Suramérica. En este último, existen montañas cubiertas por nieve en países como Bolivia, Perú, Ecuador, Venezuela, Argentina, Chile y Colombia, las cuales ocupan un 3,7% de la superficie glaciar de todo el mundo, según el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM, 2012). Todas estas montañas han sufrido consecuencias en su superficie de nieve debido al calentamiento de la atmósfera. Esto ha generado preocupación en diversos sectores, tanto así que se han realizado estudios que permiten establecer cuál ha sido el deshielo glaciar en zonas cubiertas de nieve. Específicamente, para el caso de Colombia, el IDEAM como ente encargado de promover, coordinar y realizar estudios e investigaciones básicas para generar conocimiento del comportamiento de estos ambientes, indica que para el año de 1850 los glaciares ocupaban un área de 350 km<sup>2</sup>, mientras que para la década pasada (2000-2010) los glaciares del país ocupaban un área de 45 km<sup>2</sup>, representados en seis (6) cuerpos de hielo, 300 km<sup>2</sup> menos en un período de

150 años (Anexo 2). De igual forma, el estudio de Linder y Ekkehard (1993) determinó la pérdida de masa de hielo del Volcán Nevado del Ruiz, causada por procesos climáticos y eruptivos durante 50 años, tomando como base de su análisis en distintos sectores del casquete glaciar (Anexo 6). Por su parte, Florez (1992) determinó el retroceso glaciar de los nevados de Colombia. Otros estudios se han enfocado en sectores específicos del Nevado del Ruiz y Nevado del Tolima (Ramirez, 1993; Guarnizo et al, 1997; Arbeláez, 2014).

Existen cuatro nevados en Colombia que se encuentran en estructuras volcánicas clasificadas como activas: el Volcán Nevado del Ruiz situado entre los Departamentos de Caldas y Tolima, Volcán nevado de Santa Isabel y Volcán nevado del Tolima, situados en el departamento de Tolima y el Volcán Nevado del Huila, el cual está situado en el departamento del Huila. Asimismo, en Colombia también existen zonas montañosas no volcánicas tales como la Sierra Nevada de Santa Marta y la Sierra Nevada del Cocuy. Todas estas zonas han sido objeto de estudio acerca de su pérdida glaciar acelerada.

Para el caso del Parque Nacional Natural de los Nevados -PNNN- (comprendido entre otros por el Volcán Nevado del Ruiz, Volcán Nevado del Tolima y el Volcán Nevado de Santa Isabel) una de las técnicas para el estudio de estos cuerpos naturales ha sido la utilización de imágenes satelitales y fotografías aéreas, así como la utilización de Modelos Digitales de Elevación y técnicas de fotogrametría para determinar el área de cobertura glaciar.

El PNNN es una de las principales fuentes hídricas de municipios ubicados en las partes bajas de las cuencas que nacen en sus cimas. Resulta así pertinente preguntarse: ¿Cuál ha sido el cambio de la superficie glaciar del PNNN en los últimos cinco años?

Para darle respuesta a la pregunta anterior, se han utilizado técnicas de procesamiento digital de imágenes ópticas, principalmente el uso de imágenes Landsat 8 OLI TIRS, así como imágenes Rapideye, a las cuales se les han aplicado procedimientos de clasificación supervisada de imágenes, así como el cálculo de índices espectrales tales como: El Índice de Nieve Diferencial Normalizado –NDSI-, Índice de Hielo y Nieve Diferencial Normalizado –NDSII-, el Índice Glaciar Diferencial Normalizado –NDGI- y el Índice de Hielo y Nieve Diferencial Normalizado 2 –NDSII- 2 (Todos por sus siglas en inglés), con el objeto de determinar el área de la cubierta glaciar de los nevados en estudio. También, se han utilizado herramientas como la digitalización manual, debido a que en el caso del volcán Nevado del Ruiz, posee actualmente una cubierta de ceniza sobre la capa de hielo, producto de su constante actividad volcánica, lo cual genera inconvenientes en la realización de los cálculos de Índices Espectrales, al no considerar correctamente esta zona cubierta de nieve.

Es importante indicar que la teledetección ha sido una herramienta muy viable y útil para determinar áreas o superficies de glaciares extensos. De igual forma el uso de imágenes provenientes de sensores activos facilita aún más la obtención de información de superficies de desplazamiento, como lo es la Interferometría de Radar Diferencial -DinSAR- que se fundamenta en la detección de pequeñas variaciones de elevación a partir del cálculo de la diferencia de fase de pares de imágenes radar sobre una misma área de estudio, que para el caso

de los glaciares, determina la superficie de desplazamiento en milímetros (mm) de deshielo, cuando se puede tener la certeza que la zona de estudio no ha sido afectada por otro fenómeno.

DinSAR ha sido utilizada en distintas partes del mundo como lo indican Xiaobing, Chang, y Shusun (2009). En el caso de Colombia, DinSAR ha sido poco usada (Lundgren et al, 2015) y se perfila como una nueva técnica para estudios relacionados con la deformación de la superficie terrestre, incluyendo zonas glaciares.

Este trabajo busca determinar los cambios en el área de la superficie glaciar que han sufrido el Volcán Nevado del Ruiz, Volcán Nevado de Santa Isabel y Volcán Nevado del Tolima, en el lapso comprendido entre 2010 y 2015, mediante el uso de imágenes satelitales y de sensores activos.

### 3. DEFINICIÓN DEL PROBLEMA

Como consecuencia del calentamiento global, uno de los impactos más impresionantes que se ha observado en los últimos años ha sido el derretimiento de los glaciares. De acuerdo con Ceballos y Tobón (2007) Los Nevados o Glaciares, considerados como uno de los ecosistemas más sensibles al cambio climático, han mostrado evidencias de rápido retroceso en algunas partes e incluso extinción completa de sus cuerpos durante las últimas décadas.

Con el derretimiento de los glaciares ocurren dos efectos; por un lado, se pierden depósitos vitales de agua dulce para la población, los cuales funcionan como reservorios gratuitos, reteniendo el agua durante el invierno y liberándola poco a poco durante la primavera y el verano; y por otro lado, los glaciares contribuyen a que la temperatura del planeta aumente debido a su color blanco, que refleja hacia el espacio una gran cantidad de luz. Al derretirse los glaciares, las superficies de colores más oscuros, como las del agua de mar y de los suelos que estaban por debajo del hielo quedan expuestas, por lo que absorben más radiación, se calientan y emiten radiación infrarroja que contribuye al calentamiento del planeta (IDEAM, 2012).

El IDEAM (2012) señala que en Sudamérica los glaciares tropicales anteriormente cubrían una superficie de 25.500 km<sup>2</sup> (un 3,7% a nivel mundial), área que está representada por picos de nevados en la Cordillera de los Andes, distribuidos de la siguiente manera: Colombia representa el 0,17 % de los glaciares andinos, y Argentina y Chile constituyen alrededor del 90%.



El 2% de los glaciares Tropicales Andinos está constituido por Perú, que poseía una extensión de 1.595 km<sup>2</sup> para el año 1997. Para el año 2007, Bolivia y Ecuador conservaban una superficie cubierta por glaciares de 562 km<sup>2</sup> y 69 km<sup>2</sup>, respectivamente. Para el año 2010, Colombia poseía 45 km<sup>2</sup> de masa glaciar y Venezuela menos de 1 km<sup>2</sup>.

En referencia a las cifras presentadas con anterioridad, para el 2010 Colombia tenía seis (6) nevados, de los cuales el Volcán Nevado del Ruiz (VNR) poseía una extensión glaciar de 8,8 km<sup>2</sup>, el Volcán Nevado de Santa Isabel (VNSI) una extensión de 2,6 km<sup>2</sup> y el Volcán Nevado del Tolima (VNT) una extensión de 0,73 km<sup>2</sup>.

Sin embargo, Florez (1992) indica que en la década de los años 50, El VNR poseía una extensión de superficie glaciar de 21.0 km<sup>2</sup>, el VNSI poseía una extensión de superficie glaciar de 27.8 km<sup>2</sup> y el VNT 3.1 km<sup>2</sup>. Cifras que se consideran alarmantes en su acelerado retroceso glaciar respectivamente.

Si persisten las condiciones climáticas como las presentadas en el siglo pasado y en el año 2010, en el transcurso de tres o cuatro décadas, no existirán glaciares en Colombia. Esto es un claro indicador de cambios en las condiciones climáticas y biológicas de estos cuerpos naturales, lo cual en gran medida es causado por factores climáticos, generando un grado de amenaza para los habitantes de la zona y sus medios de vida.

De manera general, el deshielo glaciar en montañas produce consecuencias para la población que habita en las zonas de ladera, habitantes en cuenca media así como cuenca baja; de continuar el incremento de deshielo, tanto el VNR así como el VNSI y el VNT, perderían gran parte de su superficie glacial, lo cual generará conflictos en el tema ambiental, al ser fuentes hídricas importantes. Si a esto se le suman los cambios en las condiciones de vida (que aún se investigan), se alteran ecosistemas y la biósfera en general, principalmente porque los afluentes recibirán menos agua para su aprovechamiento.

Todo lo anterior ha sido factor para que el estudio de glaciares se convierta en un tema que reclama una mayor atención por parte de los gobiernos y de la comunidad científica en general. Ceballos y Tobón (2007) indican que las investigaciones estrictamente en temas de glaciología fueron iniciadas por el Instituto Geografico Agustin Codazzi -IGAC- a partir de la década de los años 80, en los que destacan el estudio generado por Linder (1993) para el VNR. Desde ese momento se establecieron las bases para el monitoreo de la dinámica glaciar en Colombia. Posteriormente, el IDEAM a mediados de la década de los 90, asumió dicha responsabilidad con el mejoramiento de las redes de observación y medición de áreas y espesores a través de nuevas tecnologías, entre ellas la utilización de imágenes provenientes de plataformas satelitales para la determinación del deshielo glaciar.

En efecto, el IDEAM (2012) señala que se ha calculado el área glaciar a nivel nacional mediante la interpretación y procesamiento digital de fotografías aéreas e imágenes de satélite tales como Landsat ETM, QuickBird, Spot, Aster, ALOS e imágenes RapidEye correspondientes a los años de 1997, 2002, 2007 y 2010, con el fin de determinar el retroceso glaciar cada cierto tiempo.

Además de los efectos del cambio climático que influyen en el derretimiento del glaciar, la actividad eruptiva que se ha presentado en el VNR en los últimos años, ha tenido un importante efecto en el casquete glaciar que lo cubre. Así, con la erupción registrada el 13 de Noviembre de 1985, el 10% del casquete glaciar se derritió en el VNR, según Naranjo, Sirdudsson, Carey y Friz (1986).

Al utilizar técnicas basadas en el uso de imágenes provenientes de plataformas de satélite se puede establecer con mayor precisión el deshielo glaciar para los tres objetivos de estudio (VNR, VNSI, VNT). Esto debido a que estos métodos brindan un grado de aproximación tal que permite estimar el comportamiento de deshielo glaciar a una escala muy detallada, pudiéndose registrar cambios en la superficie e inclusive expresarlos en mapas e índices de Cobertura de Nieve.

Los sistemas Landsat han proporcionado medidas multiespectrales en longitudes de onda visible e infrarrojo cercano a una escala hidrológica y glaciológica apta para el estudio de estos cuerpos. El rango espectral captado por el sensor Landsat ETM+ y Landsat OLI TIRS permite una mejor valoración de las propiedades de la nieve y su discriminación de otras coberturas

como nubes y cuerpos de agua, lo cual genera resultados aptos para estimar el deshielo glaciar. Si a esta técnica indirecta de estudio de glaciares, se adhiere en forma paralela el uso de imágenes provenientes de sensores activos, se conseguirán mejoras en cuanto a los resultados en estudio. El uso de la Interferometría Diferencial del Radar de Apertura Sintética -DinSAR- (siglas en inglés), tiene grandes ventajas como una mayor resolución de trabajo y no presenta inconvenientes por nubosidad, lo que posibilita la obtención de resultados más precisos o que pueden ser comparados con otros para tener mayor certeza del retroceso glaciar. Al utilizar ambas técnicas para el estudio del retroceso en glaciares, por un lado se consigue una precisión del orden de centímetros en el deshielo glaciar, y por otro, se establecen mejoras en la identificación y propiedades de cuerpos con mayor reflectividad como la nieve.

Es sabido que el estudio del deshielo glaciar mediante la utilización de imágenes provenientes de satélite permite realizar una comparación en diferentes periodos de tiempo. Bajo esos planteamientos es relevante conocer y preguntarse: ¿Cuál ha sido el cambio areal de la superficie glaciar de los volcanes nevados Ruiz, Santa Isabel, y Tolima y para los años 2010 al 2015?

#### 4. JUSTIFICACIÓN

De manera general, los estudios sobre la variación en el tamaño de los glaciares se han realizado aplicando técnicas como la cuantificación y cualificación de parámetros glaciológicos y atmosféricos, con el fin de evaluar la dinámica y evolución de los glaciares. La utilización de la teledetección, definida como una ciencia que se encarga en la obtención de información de la superficie terrestre o de un objeto determinando sin entrar en contacto con el mismo, ofrece un medio de coste eficiente para delinear los glaciares en gran superficie en diferentes puntos en el tiempo. El disponer de información visual y digital de la superficie terrestre, permite la realización de estudios temporales de un amplio conjunto de temas medioambientales en el ámbito de la glaciología e hidrología, entre otras ciencias.

Las imágenes ópticas o imágenes provenientes de sensores activos, están compuestas por bandas que corresponden a rangos en el espectro electromagnético; por tal razón al combinar estas bandas se obtienen imágenes multiespectrales, que resaltan características de la superficie terrestre, las cuales en muchas ocasiones no son perceptibles con fotografías aéreas.

Actualmente, el estudio sobre monitoreo de glaciares es vital para la ciencia; por tal razón, este estudio pretende ser reflejo de ello, al conocer la dinámica glaciaria, que es un indicador del cambio climático global en periodos determinados de tiempo. Las técnicas de teledetección permiten la elaboración de parámetros para el monitoreo de los glaciares, y están siendo constantemente evaluadas para mejorar su precisión. Recientemente, se ha extendido el uso de imágenes ópticas e imágenes provenientes de sensores activos como el LIDAR (acrónimo del

inglés *Light Detection and Ranging*) y el RADAR (del acrónimo en inglés *Radio Detection and Ranging*), las cuales han permitido mejorar la precisión y delimitación de los cuerpos de hielo. El uso de imágenes en la zona del microonda en este proyecto genera una serie de ventajas, al estar en la capacidad de atravesar las nubes y la lluvia así como la de tomar registros en cualquier período del día.

La Interferometría de Radar de Apertura Sintética -InSAR- (por sus sigla en inglés) conocida como una técnica que se centra en el estudio y explotación de información proporcionada por las imágenes de fase de las imágenes complejas InSAR y DinSAR, se basan en la explotación contenida en uno o más interferogramas, los cuales son figuras que representan la cuantificación de deformaciones ocurridas en la superficie glaciar mediante la obtención de la altura del suelo, a partir de dos imágenes de Radar de Apertura Sintética, obtenidas desde puntos próximos con cierto intervalo temporal de desaparición.

Al aplicar esta técnica en el estudio de las masas glaciares, se puede realizar la comparación de la información de fase de dos imágenes SAR de una misma superficie, tomadas antes y después respectivamente del evento en cuestión sobre la zona de estudio. La diferencia resultante de fases representada por interferogramas permitirá diferenciar el retroceso glaciar que al compararlo con los resultados de imágenes ópticas de estudios anteriores, permitirá estimar en mayor detalle el retroceso glaciar del VNR, VNSI y VNT.

El uso de DinSAR en el estudio de los glaciares, será un aporte a las ciencias referidas al ambiente y cambio climático. Además, es uno de los primeros estudios aplicados en Colombia con esta técnica. Sus resultados convergen en la obtención de mejores cálculos a una escala de detalle con mayor precisión.

En este orden de ideas, se podrá contar con información actualizada que generará nuevo conocimiento sobre el estudio del deshielo glaciar en la región, y que en gran medida beneficiará a la comunidad investigativa, mediante la comprensión y entendimiento del cambio climático para la toma de medidas y decisiones acertadas ante tal situación.

## **5. OBJETIVOS**

### **5.1. Objetivo General**

Estimar el cambio en el área de cobertura glaciar del Volcán Nevado del Ruiz, Volcán Nevado de Santa Isabel, y Volcán Nevado del Tolima, mediante técnicas de tratamiento de imágenes ópticas e Interferometría Diferencial -DinSAR- para el período 2010-2015.

### **5.2. Objetivos Específicos**

- Determinar y cuantificar el Retroceso Glaciar de los nevados Ruiz, Santa Isabel y Tolima, mediante el uso de imágenes ópticas para los años 2010 al año 2015.
- Aplicar la técnica de Interferometría Diferencial SAR para el año 2014 utilizando pares interferométricos de RADARSAT II, con el fin de determinar posibles variaciones en la superficie glaciar.
- Comparar los resultados obtenidos con imágenes ópticas y de Radar del cambio en la superficie glaciar del PNNN y con otros estudios.



## **6. MARCO TEORICO**

Dado que el objetivo principal de este proyecto se enfoca en la utilización de imágenes satelitales para el estudio de deshielo glaciar en tres volcanes nevados de Colombia, es necesario plantear algunos parámetros que sirvan de ejes conceptuales en el cómo apoyar el entendimiento y descripción de técnicas específicas en la utilización de imágenes satélite, así como conceptos sobre glaciología. Igualmente se presenta un estado del arte en la aplicación de esta técnica para el estudio de glaciares en la presentación de resultados y puntos de vista en general.

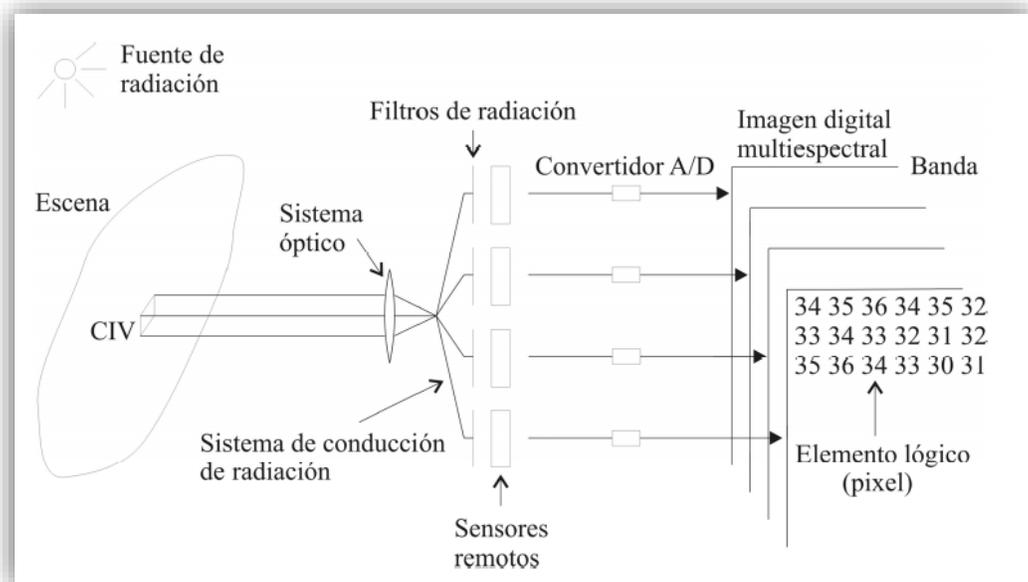
### **6.1. Teledetección (Percepción Remota)**

Uno de los métodos de estudio de la superficie de la tierra en general se ha realizado mediante la captura y procesamiento de información proveniente de satélites puestos en órbita por distintas Agencias Espaciales de todo el mundo, con el objetivo de obtener información en forma de imágenes para la toma de decisiones en general. Distintos autores tales como Pellikka y Rees (2010) y Chuvieco (2000) definen la teledetección como una colección de información de un objeto en específico, sin entrar en contacto con el mismo. De acuerdo con Calera (s.f), la adquisición de información de la superficie de la tierra se presenta mediante imágenes satelitales, las cuales son procesadas y tratadas con base a una interacción existente entre la superficie de la tierra y el sensor ubicado en una plataforma espacial.

Esta interacción se presenta en unos casos con energía proveniente del sol y en otros casos con energía proveniente del propio sensor.

La interacción electromagnética existente entre el sensor y la tierra está compuesta de al menos tres componentes: el sensor, la emisión de energía (sol o el propio sensor) y la superficie terrestre. Como lo expresa Chuvieco (2000), la extracción de información a partir de sensores se genera a partir de la reflexión, la emisión y la emisión-reflexión. La primera de estas es la más significativa, en donde la energía se obtiene de la luz solar, la cual es la principal fuente de energía del planeta tierra.

Lo anterior se puede explicar de la siguiente manera: el sol ilumina la superficie terrestre; dependiendo de la cubierta iluminada, esta refleja una energía en función de ella, lo cual conduce nuevamente al sensor. Esta energía reflejada se transmite posteriormente a distintas estaciones receptoras en la superficie de la tierra. La energía receptora se procesa y se convierte en una imagen de satélite. Es importante recalcar, que al proceso anterior en muchas ocasiones, se interpone la atmosfera, la cual dispersa y absorbe parte de la señal original. Para el mejor entendimiento en la captura de información Chávez (2010) expone cómo es el proceso de adquisición de una imagen digital multiespectral a partir de una escena, como se observa en la *Figura 1*.



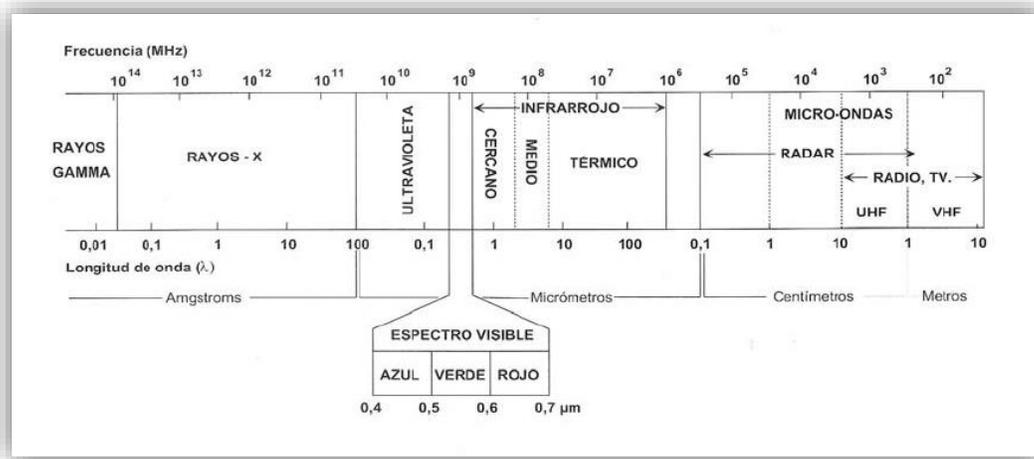
*Figura 1: Generación de una imagen digital a partir de una escena*  
Fuente: Chávez (2010). p. 3 *Introducción*.

En esta Figura, CIV es el Campo Instantáneo de Visita, en donde la radiación emitida por la fuente se hace interactuar como un elemento físico de la escena. CIV es un elemento físico de la imagen y el pixel un elemento lógico (Chávez, 2010). Al medir los CIV a una escena, se generan valores de matrices representadas en cifras, las cuales representan la distribución espacial de valores de radiación provenientes de la banda en un intervalo de energía.

Como se indicó con anterioridad, la energía electromagnética puede provenir de dos fuentes; una fuente de energía es el sol, a cuyos sensores se les conoce como sensores pasivos. La otra fuente corresponde a los sensores activos los cuales son sensores que generan su propia energía. Chuvieco (2000) y Pellikka y Rees (2010) coinciden en que la energía electromagnética se transmite de un punto a otro a la velocidad de la luz mediante la longitud de onda expresada como  $\lambda$  y la frecuencia  $f$ . Lo anterior se puede observar en la siguiente formula:

$$c = \lambda * f \tag{1}$$

Donde  $c$  indica la velocidad de la luz,  $\lambda$  expresa la longitud de onda y  $f$  la frecuencia. Esta última entendida como la repitencia de los valores de longitud de onda (espectro electromagnético). Para el caso de la teledetección, esta energía se presenta en bandas, donde cada banda corresponde a una cantidad de energía reflejada expresada en micrómetros ( $\mu\text{m}$ ), centímetros (cm) o metros (m), dependiendo el tipo de sensor utilizado, como se expresa en la *Figura 2* (Calera s.f.).



*Figura 2:* Espectro electromagnético en donde se señalan las regiones de mayor importancia en la Teledetección  
Fuente: Calera (s.f.).

Como puede observarse en dicha imagen, el espectro visible comprende valores en  $\mu\text{m}$  de 0,4 a 0,7 (azul, verde y rojo), la cual es la única radiación electromagnética que puede percibir el ser humano. La zona del infrarrojo dividida en cercano, medio y térmico, está comprendida entre los valores de 0,7 a 1,3  $\mu\text{m}$ , las cuales son útiles para discriminar cobertura vegetal, humedad, así como temperatura en la superficie terrestre (Calera s.f.).

En ese mismo sentido, de acuerdo con Calera (s.f), a partir de la frecuencia expresada en centímetros, la zona del microondas se presenta de manera arbitraria, identificando cada banda con base en letras. Esta zona del espectro electromagnético conocida como el RADAR “*la cual es un sistema de imágenes aplicando radiación coherente en la región del microondas*” como lo expresa Chávez (2010), en donde las longitudes de onda en este sistema producto de la radiación electromagnética es mínimo, lo cual permite la adquisición de imágenes en prácticamente cualquier condición atmosférica.

Las zonas del espectro en el rango del microondas se expresan de la siguiente manera: Banda-X: de 2,4 a 3,75 cm (12,5 a 8 GHz), Banda-C: de 3,75 a 7,5 cm (14 a 8 GHz), Banda-S: de 7,5 a 15 cm (4 a 2 GHz), Banda-L: de 15 a 30 cm (2 a 1 GHz), y Banda-P: de 30 a 100 cm (1 a 0,3 GHz). (Ver *Figura 2*).

De los anteriores planteamientos se deduce que uno de los mayores avances en este campo la ciencia en los últimos años ha sido la utilización de imágenes provenientes de plataformas satelitales, comprendidas en distintos rangos del espectro, con la finalidad de entender y estudiar el territorio. El procesamiento de las imágenes digitales para la extracción de información permite al usuario conocer el comportamiento específico ocurrido en la superficie de la tierra. El estudio de la cobertura de nieve y hielo mediante técnicas de teledetección ha permitido desde estudiar el deshielo de los glaciares, hasta conocer su dinámica y volumen en un contexto determinado.

## 6.2. Glaciología

Según Pellikka y Rees (2010), en todo el planeta tierra la cobertura glaciaria y cuerpos de hielo ocupan un 11% de su superficie, donde el 65% del anterior porcentaje son cuerpos de hielo que flotan en la Antártica y Groenlandia. El resto está ubicado en Alaska, Noruega, Rusia, los Alpes en Suiza, los montes Himalaya y América, específicamente en la cordillera de los Andes, algunos volcanes de México y zonas del norte de Estados Unidos.

En efecto, de acuerdo con IDEAM (2012), se puede definir un glaciar como una *“masa de hielo en movimiento que incluye detritos rocosos y que se caracteriza por el balance entre la alimentación (acumulación) y la fusión (ablación)”* Como consecuencia de la dependencia directa de las condiciones atmosféricas, esa masa de hielo tiene un carácter dinámico, en el cual sus componentes y su funcionamiento cambian con el tiempo, lo que se puede entender también como un cuerpo que forma parte de la criosfera, superficie terrestre conformada por: glaciares, hielo y mares congelados, que en conjunto con las nubes y visto desde el espacio toma un color blanco.

Desde la perspectiva de los glaciólogos tales como Kuhn. M (Citado por Pellikka y Rees, 2010), el glaciar se puede entender como *“un objeto hidrológico donde la masa de hielo cambia en función de las características del clima, transformando el agua sólida (nieve, granizo o escarcha) en hielo y restituyéndola en forma de vapor (por evaporación o sublimación o en forma líquida)”*.

En ese sentido, el IDEAM (2012) indica que los glaciares se forman mediante precipitaciones sólidas, consecuencia de cambios en la temperatura, la dinámica atmosférica produciendo

precipitaciones solidas como efecto del cambio de temperatura y estado del agua, de líquido a solido, produciéndose un congelamiento y generando granizo y nieve que cae a la superficie. Al caer nieve a la superficie de manera continua, se generan capas llamadas mantos de nieve, las cuales caen una sobre otra compuestas de distintos grosores, asociadas a una intensidad de precipitación, dependiendo de las condiciones de la atmosfera.

Durante este proceso, el peso de las capas de nieve depositadas durante temporadas de precipitación sólida va generando una compactación entre los cristales de hielo, reduciendo los espacios ocupados por el agua líquida y el aire. A medida que ocurre este proceso, la nieve precipitada se transforma en nieve granular y neviza. La neviza enterrada soporta el peso de la nieve que cae sucesivamente en la superficie, de tal manera que aumenta su densidad hasta convertirse propiamente en hielo glaciario, que adquiere una tonalidad blanca a los pocos años, non tendencia hacia tonos azules a medida que pasa el tiempo. El hielo acumulado durante cientos y miles de años es útil para identificar el comportamiento del clima en el pasado y pronosticar sus tendencias a futuro, gracias a que en él quedan atrapadas algunas burbujas de aire con el sello del clima de ese momento.

Existen distintas clases de glaciares: a) los casquetes polares que son enormes masas de hielo que pueden llegar a cubrir la tierra completamente, b) los glaciares alpinos que son abundantes en zonas de montaña como el caso de los Alpes o en cordilleras de los Himalaya o los Andes, el caso del volcán Nevado del Ruiz, Nevado del Tolima y del Santa Isabel, por ejemplo, en ese sentido se les asigna el adjetivo calificativo de nevados ya que son montañas cubiertas de nieve (entendiéndose el termino nevado a todo aquello cubierto de nieve que en este caso se habla de

montañas y volcanes), y c) los glaciares de pie de monte o escandinavo, los cuales se forman en valles como los que se encuentran en países de Escandinavia, Islandia, Groenlandia y Alaska (Biosfera, 2015).

Muchos de estas clases de glaciares mencionadas con anterioridad han sufrido de pérdida en la cobertura como tal, producto específico del aumento de la temperatura. Como lo plantea Cope (2014), el ascenso de la línea inferior de la nieve en un tiempo específico produce un deshielo glaciar, disminuyendo las capas de hielo en zonas bajas.

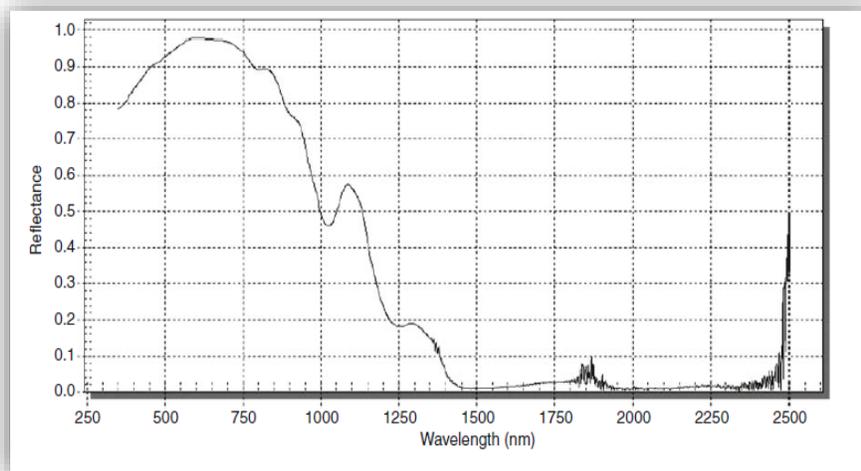


### 6.3. Sensores Remotos aplicado al monitoreo de glaciología.

#### 6.3.1. Sensores Pasivos (Utilización de imágenes del espectro óptico).

Las imágenes satelitales en los estudios glaciológicos, se utilizan principalmente para determinar la dinámica glaciaria de cuerpos de nieve en montañas, así como en valles y zonas de casquetes polares. Como lo mencionan Pellikka y Rees (2010), la radiación solar en zonas de glaciares posee una alta reflectancia la cual es una característica muy importante en la detección y medición para la cartografía de glaciares (*Figura 3*).

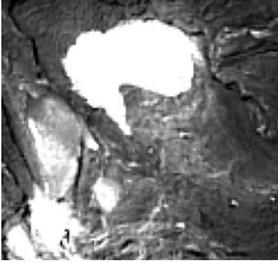
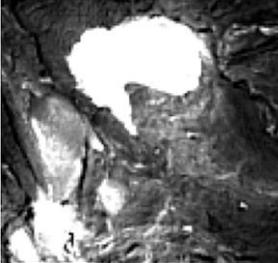
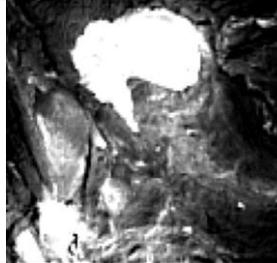
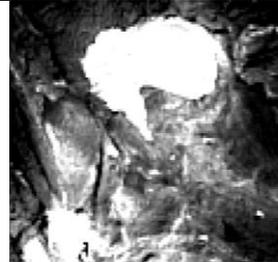
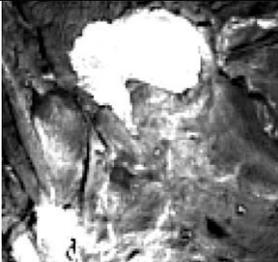
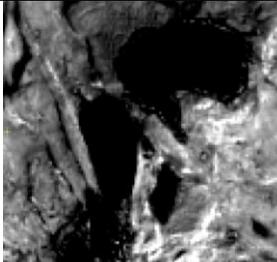
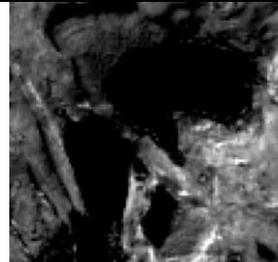
Varias zonas de glaciares poseen distintas tipologías de reflectancia según sea nieve o hielo, (blanca o azul) dependiendo de sus características, lo cual genera una respuesta espectral diferente según la superficie. La *Figura 3* muestra la respuesta espectral de la nieve, según Hall *et al* (2005) en Rees y Pellikka (2010).



*Figura 3:* Firma espectral de la nieve en donde se relaciona la reflectancia de la superficie con la longitud de onda en la imagen.

Fuente: Rees y Pellikka (2010), p 44.

De esta figura se puede deducir que la nieve muestra una alta reflectividad en la zona del espectro visible; sin embargo decrece en zonas del infrarrojo cercano (Raup, Kääb, Kargel, Bishop, Hamilton, Lee, Paul, Rau, Soltesz, Khalsa, Beedle y Helm, 2007). En zonas del infrarrojo medio y termal, la reflectividad disminuye en la zona del infrarrojo medio y aumenta en la zona del infrarrojo termal. En el *Mosaico de Figuras 1* se evidencia la reflectividad para la nieve en una imagen Landsat 8 OLI TIRS, en donde se visualiza la reflectividad en escala de grises, desde el color negro que indica valores de reflectividad de 0 bits, hasta el color blanco que indica valores de reflectividad de 65536 bits al ser una imagen con resolución radiométrica de 16 bits.

<b>Banda 1: Azul Costero</b>	<b>Banda 2: Azul</b>	<b>Banda 3: Verde</b>
		
<b>Banda 4: Rojo</b>	<b>Banda 5: Infrarrojo Cercano (NIR)</b>	<b>Banda 6: Infrarrojo de Onda Corta</b>
		
<b>Banda 7: Infrarrojo de Onda Corta (SWIR 2)</b>		
		

*Mosaico de Figuras 1: Reflectividad de la Nieve para las bandas 1 a 7 de una Imagen Landsat 8 OLI TIRS*

Fuente: Elaboración propia, con datos obtenidos USGS (2015).

Existen diferentes técnicas para la extracción y mapeo de cobertura de nieve en una imagen satelital. Manoj, Aparna, y Ravi (2011) indican algunas técnicas tales como la delimitación manual mediante mesas digitalizadoras, cambios de detección basado en métodos (Análisis de clasificación de imágenes basada en objetos), Coeficientes Espectrales, Índices Espectrales, clasificación digital de imágenes supervisada y clasificación digital de imágenes no supervisada. Autores como Recio, Ignacio y Maestro (2004), Rignot (2003) Rakesh y Tobias (2009) se basaron en la utilización de Modelos Digitales de Elevación -MDE- junto a la

utilización de mapas históricos para encontrar patrones de reducción de glaciares de Argentina, mediante técnicas como la delimitación manual utilizando -MDEs- y hojas cartográficas.

Magsar, Pandi, Gombo y Moondoi (2006), y Hendriks y Pellikka (2007), aplicaron técnicas de Índices Espectrales en imágenes satelitales del sensor Landsat TM para calcular Índices de Nieve Diferencial Normalizado -NDSI- (por sus siglas en inglés), la cual es una técnica que compara la información espectral de una banda con otra, para la distinción de la cobertura de nieve entre otras coberturas (Manoj, K *et al*, 2011).

En el caso del NDSI Dozier (1989), Hall, Kelly, Foster y Chang (2005) Indican que la comparación de bandas espectrales se realiza mediante la diferencia de la banda verde del espectro visible y la banda del infrarrojo medio en la zona del infrarrojo, dividido por la sumatoria de ambas bandas (verde e infrarrojo medio).

De lo anterior, si la valorización de cada pixel corresponde a un umbral mayor a 0.4 significa que el pixel pertenece a una cobertura glaciar o nieve, ya que en ese rango se inicia la diferenciación de la cobertura de nieve de otras coberturas. A si mismo, Rees y Pellikka (2010), exponen otros índices para cartografiar y diferenciar Nieve y Hielo, mediante imágenes provenientes de sensores ópticos, cuyo cálculo se detalla en la *Tabla 1*

Tabla 1: *Formulas e Índices Espectrales para el mapeo de coberturas de Nieve y Hielo mediante Imágenes Satelitales*

Nombre del Índice	Formula	Descripción
Índice de Nieve Diferencial Normalizado -NDSI-	$\frac{\text{verde} - \text{SWIR}}{\text{verde} + \text{SWIR}}$	Para mapear la diferenciación de nieve-hielo en áreas cubiertas de nieve.
Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado -NDSII-	$\frac{\text{rojo} - \text{SWIR}}{\text{rojo} + \text{SWIR}}$	Para mapear la diferenciación de nieve y hielo en áreas cubiertas de nieve y hielo.
Índice Glaciar Diferencial Normalizado - NDGI-	$\frac{\text{verde} - \text{rojo}}{\text{verde} + \text{rojo}}$	Para mapear zonas de diferenciación entre nieve y hielo y una mezcla de hielo y flujos de nieve.
Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado -NDSII 2-	$\frac{\text{verde} - \text{NIR}}{\text{verde} + \text{NIR}}$	Para mapear diferentes zonas de hielo y nieve en distintas clases.

Fuente: Pellikka y Rees (2010), p 219.

Para el contexto Colombiano, Ariza (2006) calculó el NDSI para determinar el deshielo glaciar en el nevado del Huila al sur de Colombia. Otra técnica para el estudio de la glaciología es el cálculo de coeficientes espectrales por medio del cociente de bandas espectrales (band ratio) en una imagen satelital. Mediante una división entre dos bandas de una imagen (Infrarrojo cercano sobre infrarrojo medio, NIR/SWIR) se ha logrado caracterizar las zonas de hielo y nieve en zonas de glaciar (Hall et al., 2005; Rott y Markl, 1989; Jacobs, Sims y Sims, 1997; Williams, Hall y Benson, 1991; Bronge y Bronge, 1999; Paul, 2003; Paul et al., 2004; Herrera y Ruiz, 2009; Tobias, Menounos y Wheate, 2009; Shruti, Ramanathan y Anurag, 2012; Qibing, Shichang, y Feng, 2013).

Otra forma para la delimitación de área glaciar (y que también es muy utilizada para la delimitación de otro tipo de coberturas) que han utilizado distintos autores tales como Alva y Melendez (2009) y Brenning (2009), corresponde a la clasificación digital de imágenes. De acuerdo con Vicens (2007), se puede definir la clasificación de imágenes como “*El proceso*

*seguido para obtener un mapa temático digital con un significado propio y concreto, a partir de una imagen o un conjunto de imágenes digitales obtenidas mediante técnicas de percepción remota*”. Esta técnica implica en gran medida la interpretación visual del usuario para determinar diferentes categorías de cobertura de la tierra, a través de la utilización de distintos algoritmos que agrupan píxeles con la misma respuesta espectral.

Las tipologías más comunes de clasificación de imágenes a las que refiere Vicens (2007) son la clasificación supervisada en donde se requiere la participación del analista para valorar los diferentes píxeles de una imagen a partir de áreas de entrenamiento mediante un software, y la clasificación no supervisada, que está relacionada al valor y color relativo del tono o agrupamiento para la identificación de entidades. Analítica y detalladamente de acuerdo con Chávez (2010), la clasificación supervisada se basa en aspectos tales como: las etiquetas de las clases espectrales en un ejercicio anticipado, determinación de parámetros clasificados a partir de la densidad de cada clase definida, es decir a partir del número de muestras tomadas en la imagen y en el proceso de clasificación, el cual se lleva a cabo de manera supervisada con base dichos parámetros.

Chávez (2010) plantea que las clases tomadas están en relación directa con la estructura espectral de la imagen, dependiendo del conocimiento que el usuario tenga al segmentar los píxeles comunes en la que a su vez es una representación numérica espectral de la imagen.

Ahora bien, matemáticamente hablando, sean las clases espectrales predefinidas las siguientes:

$$\omega_i, i = 1, 2, \dots, m \quad (2)$$

Para clasificar un pixel  $r$  en una de las clases es necesario conocer la siguiente probabilidad condicional:

$$p(\omega_i | r), i = 1, 2, \dots, m \quad (3)$$

La cual es la probabilidad (verosimilitud) de que una clase  $\omega_i$  sea el correcto, dado un pixel en la posición  $r$ . De igual forma Chávez (2010) indica que  $r$  es el vector de posición del pixel en el la imagen de muestra. Por esa razón, la clasificación se realizaría de acuerdo con el algoritmo de clasificación de Máxima probabilidad ( o verosimilitud), el cual, matemáticamente se puede definir como:

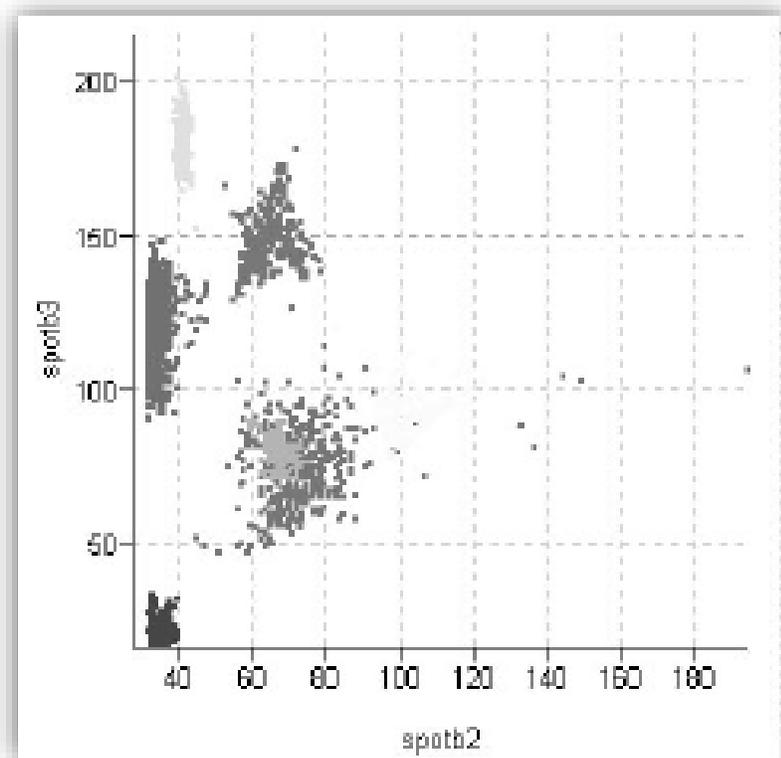
$$r \in \omega_i, \text{ si } p(\omega_i | r) > p(\omega_j | r), \forall i \neq j \quad (4)$$

$r$  pertenece a la clase  $\omega_i$  si la probabilidad  $p(\omega_i | r)$  es la mayor respecto a la probabilidad asociada a las clases a agrupar.

La cantidad de muestras se traduce como la probabilidad condicional de tener la clase  $\omega_i$  dado el valor de pixel en  $r$ . Chávez (2010) indica que para cada pixel sería necesario conocer la probabilidad de que pertenezca a cada una de las clases definidas y se asignaría a la clase para la cual la probabilidad fuese la más alta; sin embargo, no es posible inferir esta probabilidad a partir de los datos prototipo.

De igual forma, el autor ejemplifica que, si se tiene una imagen multiespectral de dos bandas se pueden relacionar ambas en un histograma. Con los valores de los pixeles prototipo se

puede llegar a tener una distribución espacial que muestra la frecuencia de ocurrencia en dos valores. La *Figura 4* muestra los pixeles prototipo de dos clases en una imagen de dos bandas.



*Figura 4:* Pixeles prototipo en una imagen de dos bandas.  
Fuente: ITC (2008). p. 270

En el espacio de muestras, el lugar de cada pixel está determinado por el vector de posición  $r$ , de manera que para cada cúmulo asociado a una clase espectral existe un conjunto de vectores de posición que proporcionan la localización de los pixeles de dicha clase. Lira (2010).

De acuerdo con ITC (2008) existen distintos tipos de algoritmos de clasificación de imágenes los cuales se detallan a continuación:



**Clasificación por Caja:** Este algoritmo funciona al dibujar una caja alrededor del medio de las clases con el tamaño basado en la desviación típica.

**Clasificador por Mínima Distancia:** En este algoritmo de clasificación cada clase dispone de una reflectividad media para cada una de las bandas. Se puede situar cada una de las clases como un centroide en un espacio de variables. En este espacio de variables se puede calcular la distancia entre un pixel y una clase.

**Clasificador por Mahalanobis:** Para este tipo de clasificación la distancia hacia el medio de cada clase es calculada como distancia Mahalanobis. Esta radica en que es una forma de determinar la *similitud* entre dos variables aleatorias multidimensionales. Se diferencia de la distancia euclídea en que tiene en cuenta la correlación entre las variables aleatorias. Esta distancia depende de la distancia hacia el medio de la clase y la matriz varianza-covarianza de cada clase. En caso que la distancia Mahalanobis a la clase más cercana sea menor que un valor especificado por el usuario, la clase es asignada al pixel. En caso contrario el pixel quedará sin clasificar.

**Clasificador por Máxima Probabilidad:** El método de máxima probabilidad considera que los Niveles Digitales –ND- de cada clase se ajustan a una distribución normal. Esto permite describir la categoría por una función de probabilidad, a partir de su vector de medias y matriz de varianza-covarianza. En pocas palabras, esa función asemeja la distribución real de los ND en esa categoría, por lo que sirve para calcular la probabilidad de que un pixel (con un determinado ND) sea miembro de ella. El cálculo se realiza para todas las categorías que intervienen en la clasificación, asignando el pixel a aquella que maximice la función de probabilidad.

Alva y Melendez (2009) utilizaron imágenes satelitales Landsat 5 TM, Spot 4 e imágenes ASTER para la generalización y análisis espectral de coberturas mediante técnicas de clasificación supervisada y no supervisada. Así mismo, Brito (2014) combinó dos técnicas para la obtención de la cobertura nieve; una de las técnicas fue el cálculo del –NDSI- y la otra técnica se basó en la clasificación no supervisada, así como la digitalización manual de coberturas en fotografías aéreas, mediante la utilización de Sistemas de Información Geográfica -SIG-. De igual forma para el caso colombiano, Arbeláez (2014) quien realizó un análisis multitemporal para determinar el deshielo glaciar del Volcán Nevado del Ruiz de 1985 al año 2014, utilizó imágenes Landsat 5 TM para generar cartografía de la superficie glaciar para el Volcán Nevado del Ruiz e imágenes Landsat 8 OLI TIRS específicamente para el año 2014 .

Muchas de las imágenes generadas desde sensores ópticos poseen una gran cantidad de nubosidad y características atmosféricas, que hacen difícil la distinción de coberturas. Procesos como las correcciones atmosféricas ayudan a una mejor visualización de las características de la imagen, así como una ubicación espacial idónea que permita referir el lugar y la calidad de toma.

Zeballos, Zorucu, Cusicanqui, Offre y Rabatel, (2014) y Ariza (2006) utilizaron algoritmos de corrección atmosférica para minimizar la cantidad de nubosidad y brumas en las imágenes que utilizaron. Existen distintas clases de algoritmos de corrección atmosférica; de acuerdo con Guzmán y Hernández (s.f) los algoritmos de corrección atmosférica son:

a) Substracción de oscuridad del pixel el cual asume que los valores mínimos del pixel deben realmente ser valores en ceros ya que este valor de nivel digital es el resultado de la introducción aditiva de error por la atmosfera (Guzmán y Hernández, citado por Chávez 2010). b) algoritmo de conversión de valores de radiancia a valores de reflectancia de una imagen, algoritmo que se expresa en la siguiente ecuación de acuerdo con Ariza (2013):

$$L\lambda = ML Q_{cal} + AL \quad (5)$$

Dónde:

$L\lambda$  Es el valor de radiancia espectral en el techo de la atmosfera (TOA) medida en valores de (Watts /m<sup>2</sup> \* srad \*  $\mu$ m)).

$ML$  = Es el factor multiplicativo de escalado específico obtenido del metadato (RADIANCE\_MULT\_BAND\_x, donde x es el número de la banda).

$AL$  = Es el factor aditivo de escalado específico obtenido del metadato (RADIANCE\_ADD\_BAND\_x, donde x es el número de la banda).

$Q_{cal}$  = Producto estándar cuantificado y calibrado por valores de pixel en Niveles Digitales (DN). Este valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen.

c) algoritmos de corrección como las técnicas de ploteos biespectrales, los cuales asumen que la posición de un pixel está asociada a la iluminación en la imagen como lo señala Guzmán y Hernández (como se citó en Crippen 1987). d) modelo atmosférico, el cual se basa en entrada de datos como la presión, la temperatura, el vapor del agua y la capa de ozono entre otras variables,

con la finalidad de generar un prospecto en función de la transferencia que permita obtener una imagen con menos imperfecciones Frulla (1994).

Es importante indicar también el uso y procesamiento de imágenes de satélite para la extracción de información y el análisis de componentes principales -PCA- por sus siglas en inglés, como lo indica Chuvieco (2000): *“Es una técnica de la estadística multivariada que permite la síntesis de la información, o reducción del variables. Esta técnica permite reducir un determinado grupo de datos a un número menor de variables teniendo en cuenta la correlación existente entre ellas y perdiendo la menor cantidad de información posible. Los componentes principales o factores obtenidos obedecen a una combinación lineal de las variables originales, y además son independientes entre sí”* Manuchehr y Neamat (2014) utilizaron el PCA aplicado a imágenes Landsat ETM y el uso de NDSI para la extracción de información de imágenes para la delimitación de deshielo glaciar.

El IDEAM ha utilizado imágenes satelitales ópticas y fotografías aéreas para determinar la superficie glaciar de todos los glaciares Colombianos, tal y como lo evidencia en su más reciente trabajo (IDEAM, 2012).

### **6.3.2. Sensores Activos (Utilización de imágenes en el rango del microondas)**

En general, la adquisición de información de la superficie terrestre mediante sensores remotos se ha caracterizado principalmente por aprovechar la luz solar como fuente de radiación electromagnética para la generación de imágenes en zonas del espectro visible e infrarrojo. De acuerdo con Posada y Bernate (2010), esto representa un avance significativo, y más cuando

existen satélites que generan su propia fuente de radiación, como es el caso de la emisión artificial que generan los sensores activos como el RADAR (*Radio Detection And Ranging*) por sus siglas en ingles.

Como se presentó en la *Figura 2*, las longitudes de onda que componen el espectro electromagnético comprenden las zonas espectro visible, infrarrojo y microondas. Esta última está comprendida en zonas que van desde los 2.54 centímetros hasta los 100 centímetros. El rango del espectro para las Bandas del microondas está representado por las letras C, L y X y las letras P, S y Q, como lo expresa Chávez (2010).

Una de las grandes virtudes en el trabajo de imágenes satelitales en este rango del espectro es que es transparente a la influencia atmosférica, lo cual se considera como una ventaja si se compara con el trabajo con imágenes en zonas del espectro óptico, ya que son imágenes idóneas para el trabajo en zonas del planeta que presentan alta nubosidad (Chuvieco, 2000). De igual forma, Chávez (2010) afirma que *“la interacción de la radiación electromagnética con los componentes atmosféricos es muy pequeña lo cual se pueden obtener imágenes en cualquier condición climática, al atravesar nubes o cualquier componente atmosférico”*.

Una imagen en el sistema de Radar se genera a través de la medición de los pulsos retro dispersados provenientes de una escena de interés, la cual se ilumina por un ángulo que radia energía de forma coherente en las bandas anteriormente mencionadas (Chávez, 2010).

Como lo expresa el uso de la radiación en sistemas de radar genera distintas esquematizaciones de polarización para la generación de imágenes (Chavez, 2010). En su

mayoría los radares están diseñados para la transmisión de la radiación en dos direcciones del microondas: La polarización horizontal (H) y la polarización vertical (V) (Chuvieco, 2002). Aunque existen radares que pueden recibir ambas polarizaciones, si la polarización se transmite y recibe de forma horizontal se le llama (HH). Si la polarización se transmite de manera horizontal pero retorna de manera vertical, entonces se indica que es una polarización (HV). En caso contrario, si se transmite de manera vertical y recibe de manera horizontal (VH), si la polarización se transmite y recibe de manera vertical entonces se indica que es una polarización (VV).

Bajo los planteamientos que se han venido desarrollando, es pertinente indicar que existen distintas formas de la generación de imágenes de RADAR. Como lo indica Jiménez (2012) estas técnicas son conocidas como el Sistema de Radar de Apertura Real -RAR- y el sistema de Radar de Apertura Sintética -SAR- utilizado por distintos satélites europeos.

Para expresar con mejor claridad lo anterior expuesto, se muestran las *Figuras 5 y 6*, en donde se observa la geometría de formación de imágenes de RADAR.

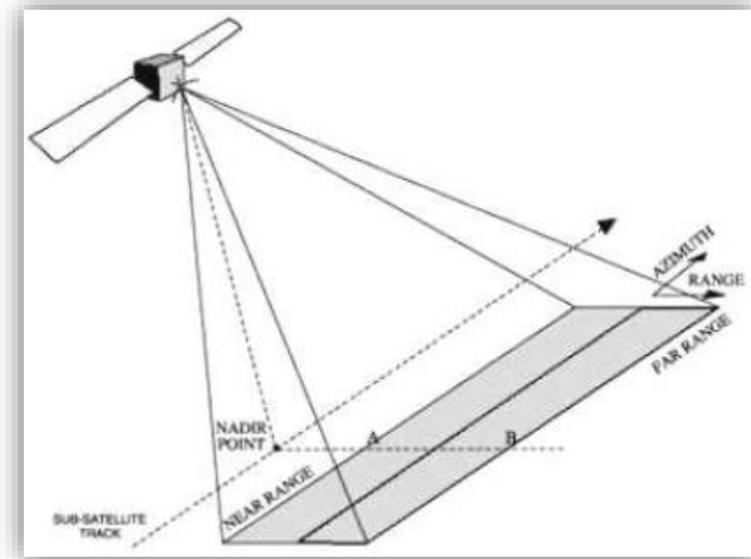


Figura 5: Geometría de un Radar de Apertura Real -RAR-  
Fuente: Jiménez (2012)

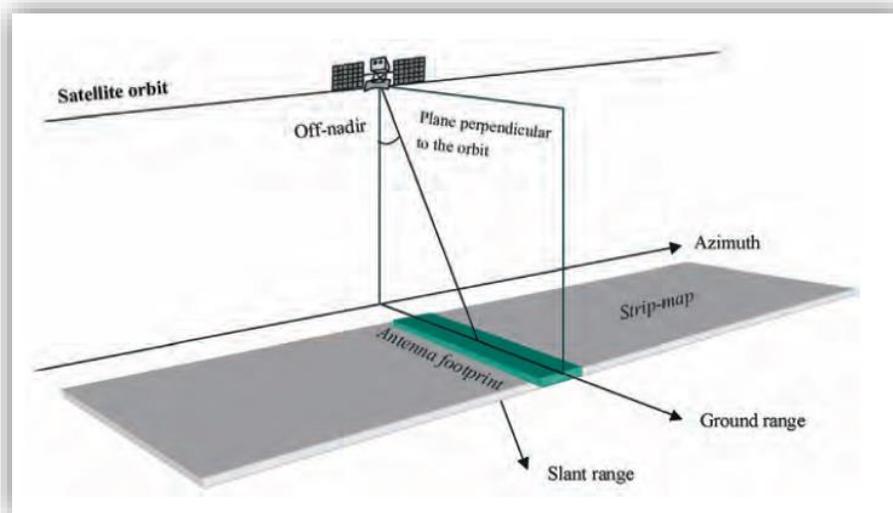


Figura 6: Geometría de un Radar de Apertura Sintética -SAR-  
Fuente: Ferretti, Monti, Prati y Rocca (2007).

De las dos geometrías expresadas, se desarrollará la geometría del Radar de Apertura Sintética -SAR-, al ser el tipo de adquisición de imágenes que se utilizó en la investigación. El Radar de Apertura Sintética -SAR- se fundamenta en el efecto *Doppler*, el cual según lo expresado por Chávez (2010) y Jiménez (2012) está basado en el hecho de que cuando la fuente emisora de ondas observadas está en movimiento relativo, se acorta el ancho de banda hacia donde se mueve el emisor y se alarga hacia donde se aleja. Es importante indicar que en su mayoría las imágenes de SAR poseen un ruido llamado *Speckle*, el cual es un efecto de ruido (sal y pimienta) que se presenta específicamente en la adquisición de la imagen.

Las imágenes SAR se presentan en tonalidades de grises, las cuales están relacionadas con la propiedad de dispersión de la superficie, por ejemplo los cuerpos de agua se verán en tonos negros al poseer muy poca retrodispersión; por el contrario, las ciudades y vías se verán con tonos de grises muy claros.

Como lo expresa Kjell, Rune y Lauknes (2010) las sombras observadas son consecuencia del ángulo de incidencia, no de la geometría de la iluminación solar. Los niveles de grises están relacionados con las coberturas en la superficie terrestre, las cuales presentan distinta dispersión.



- ***Interferometria de Radar de Apertura Sintética -InSAR-***.

Una de las principales ventajas en las imágenes SAR radica en la utilización para la generación y estudio de deformaciones de la superficie terrestre a partir de dos imágenes SAR, como lo indica Ferretti, Monti-Guarnieri, Prati y Rocca (2007). La Interferometria de Radar de Apertura Sintética –InSAR- explora la diferencia de fase entre dos imágenes complejas SAR, las cuales observan la superficie terrestre desde diferentes posiciones.

Una imagen SAR contiene en cada pixel información asociada a la señal de retorno por el terreno observado, la cual está formada por la amplitud y la fase de la onda de retorno.

La amplitud está relacionada con la energía reflejada por el terreno, la cual permite construir una imagen en la que se aprecia la retrodispersion de los diferentes elementos de la escena observada. Ahora bien, la fase de la señal está relacionada con el recorrido de ida y vuelta de la onda del radar entre el sensor y el terreno, indicando el número de oscilaciones que la onda ha realizado durante el tiempo de ida y vuelta (Castillo, Pérez, Pala y Calvet, 1999).

InSAR utiliza la fase, en donde la diferencia de ambas en un par interferométrico (dos imágenes de SAR) genera una figura llamada Interferograma (representación geométrica del cambio de fase en dos imágenes) la cual representa los cambios de fase representados en  $2\pi$ . La Interferometria radar se basa precisamente en la variación de la fase producida por una modificación de las propiedades del terreno empleando dicho par (Hanssen, 2001), según la siguiente ecuación (Tomas, 2008):

$$\phi = -\frac{4\pi}{\lambda} * r + \phi_{(scattering)} \quad (6)$$

En donde  $\lambda$  es la longitud de onda electromagnética  $r$  es el rango, y  $\phi_{(scattering)}$  es el cambio de fase debido a la dispersión producida por el blanco, siendo este segundo termino, en general una variable que se considera aleatoria que se puede presentar en valores de 0 a  $2\pi$  (*Figura 7*).

En estas circunstancias, el cambio de fase puede ser aprovechado para determinar cambios de elevación de la escena, generando con esto lo que se conoce como modelo digital de elevaciones o modelo digital del terreno. Chávez (2010) y Van Genderen (en Fernández, 2009) indican que el Interferograma registra un modelo de interferencia compuesto de franjas (fringes) que contienen toda la información sobre la geometría relativa entre las dos imágenes, cada franja, que corresponde con un ciclo de fase, equivale a un cambio de distancia suelo-satélite (*Figuras 8 y 9*), la cual se trata de una deformación escalar y no vectorial como la obtenida con sistemas GPS.

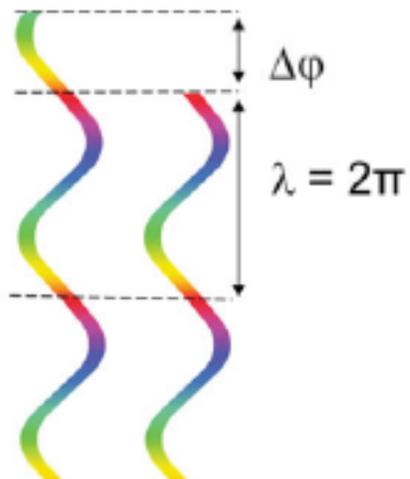


Figura 7: Ciclos de Fase para la Generación de un Interferograma  
 Fuente: Schneevoigt, Sund, Bogren, Käab y Weydahl (2012) p. 17

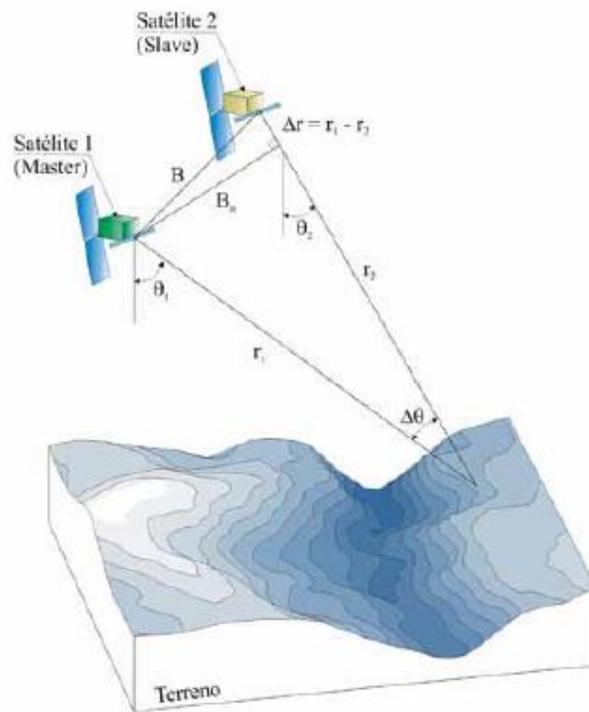


Figura 8: Geometría de Generación de InSAR  
 Fuente: Tomas R. (2008)

De lo anterior se deduce que un Interferograma está compuesto por la diferencia entre dos imágenes de SAR: una imagen maestra y una imagen esclava. Se adquieren dos imágenes de la misma escena desde posiciones orbitales diferentes; La línea base (B) es la distancia que existe entre ambas orbitas,  $r_1$  es la distancia existente desde el satélite hasta el objeto en estudio para el caso de la imagen maestra, y  $r_2$  es la distancia entre la imagen esclava y el objeto en estudio. Lo anterior expuesto se puede expresar en las siguientes ecuaciones, en donde la fase corresponde a un determinado pixel de cada imagen a utilizar:

$$\phi = -\frac{4\pi}{\lambda} * r_1 + \phi_{Scattering1} \quad (7)$$

$$\phi = -\frac{4\pi}{\lambda} * r_2 + \phi_{Scattering2} \quad (8)$$

Si para ambas imágenes la morfología del terreno es la misma, en las cuales no se ven cambios en la superficie, los términos correspondientes a la dispersión son iguales. y se dice que (8) y (7) son iguales. Ahora bien, si se restan ambas adquisiciones, se obtiene la fase interferométrica la cual se expresa en la siguiente ecuación:

$$\Psi_{Int} = \phi_1 - \phi_2 = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta r = \frac{4\pi}{\lambda} (r_2 - r_1) \quad (9)$$

Este es un término de fase correspondiente a un Interferograma entendido como la diferencia de ambas fases,  $\phi_1$  y  $\phi_2$ . La fase interferométrica también se puede expresar en función de otros criterios de acuerdo con Veci (2015):

$$\Delta\Psi_{int} = \frac{4\pi}{\lambda r_0} \cdot \frac{B_n \cdot \Delta r}{\tan\alpha} + \frac{4\pi}{\lambda r_0} \cdot \frac{B_n \cdot \Delta h}{\sin\alpha} + \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \Delta\rho + \Delta\Psi_{atmosfera} + \Delta\Psi_{ruido} \quad (10)$$

Donde  $\Delta\Psi_{int}$  es el incremento de fase entre dos puntos del Interferograma,  $\lambda$  es la longitud de onda,  $r_0$  es la distancia desde la plataforma al terreno,  $\alpha$  es el ángulo de incidencia de la onda respecto al suelo,  $B_n$  es la (Línea Base) baseline perpendicular (distancia entre dos adquisiciones SAR medida en la dirección perpendicular a la correspondiente al ángulo de incidencia),  $\Delta r$  es el incremento de distancia satélite-suelo existente entre dos puntos de la imagen,  $\Delta h$  es el incremento de altura existente entre dos puntos de la imagen, y  $\Delta\rho$  es el incremento de deformación medido en la dirección de la distancia oblicua (slant range).

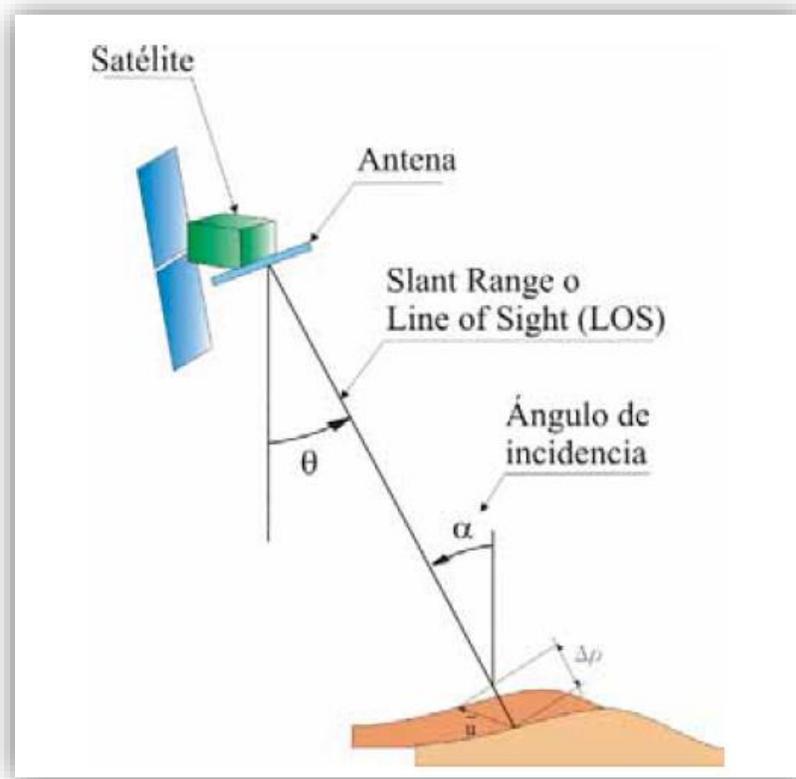
La ecuación (10) descompone la fase interferométrica en los siguientes parámetros: Tierra plana, Topografía y Deformación, un factor de Atmosfera y el Ruido en la interferencia (Veci, 2015). El primero hace referencia a la distancia ( $\Delta r$ ) y es intrínseco para cada Interferograma; se manifiesta a modo de franjas de fase que crecen desde el *near range* hacia el *far range*. Por otro lado, la Topografía la cual es un parámetro que contiene la información correspondiente a la forma del terreno en la escena ( $\Delta h$ ). Como puede apreciarse en la expresión (10), depende de la *baseline* perpendicular ( $B_n$ ). De igual forma, el parámetro de Deformación, hace referencia a las deformaciones producidas en el terreno ( $\Delta\rho$ ) que hayan podido producirse durante el intervalo de tiempo transcurrido entre ambas adquisiciones. Los factores atmosféricos y el ruido hacen referencia a las condiciones atmosféricas en las que se haya tomado la imagen. De igual forma, el ruido producido en las imágenes agrupa un conjunto de factores de correlación que degradan en gran parte la calidad de la fase del Interferograma (Veci, 2015).

- ***Interferometria Diferencial (DinSAR)***

A manera de resumen, se puede indicar que la técnica de la Interferometria Diferencial - DinSAR- aplicada al estudio de deformaciones ocurridas en la superficie terrestre, consiste fundamentalmente en la comparación de la información de fase de dos imágenes SAR de una misma superficie, tomadas antes y después respectivamente del evento en cuestión sobre la zona afectada.

La diferencia resultante de fases origina un nuevo tipo de imagen llamada Interferograma, que se define como la diferencia de fase entre las dos imágenes. La Interferometria Diferencial utilizando imágenes SAR (DinSAR) es una técnica de gran desarrollo y relativamente reciente, especialmente en lo referido a su aplicación al estudio de movimientos de la tierra. El principal objetivo de esta técnica es minimizar o eliminar todos los parámetros de la fase interferométrica (expresada en la ecuación 10) con excepción de la componente topográfica expresada como  $\Delta\rho$ .

De acuerdo con Mora (2004), aplicando la técnica de Interferometria diferencial solamente se puede estimar la proyección en  $\Delta\rho$  del vector de forma total sobre el *slant range* o *line of sight (LOS)*. En la *Figura 9* se presenta la Geometría de la Interferometria Diferencial considerando una base lineal perpendicular nula.



*Figura 9: Geometría Interferometría Diferencial de Radar de Apertura Sintética – DInSAR- Fuente: Tomas R. (2008)*

De acuerdo con Tomas (2008) se puede expresar en la siguiente ecuación la deformación asociada a un ciclo de fase:

$$\Delta\rho_{ciclo} = \frac{\lambda}{4\pi} \cdot \Delta\Psi \quad (11)$$

Si además, se tiene en cuenta que la longitud de onda ( $\lambda$ ) de un Satélite en banda C es de 5.6 cm, se puede establecer que a una franja en un interferograma (ciclo de  $2\pi$ ) le corresponde una deformación de 2.8 cm en la dirección de la *LOS*. Esto demuestra que la Interferometría SAR Diferencial presenta una gran sensibilidad a la deformación (Mora, 2004; Chavez, 2010).

Manoj et al. (2011) deducen que el uso de esta técnica para el estudio de movimientos de glaciares, es una técnica de gran precisión, que puede servir para determinar el desplazamiento de nieve y hielo en zonas del planeta que presentan problemas climáticos para su observación. Es importante indicar que el uso exitoso de DinSAR está limitado por el ruido de fase y la retrodispersion; esta última se entiende como la respuesta de la superficie terrestre a la antena de Radar en la que la cobertura glaciar es muy pobre (Pellikka y Ress, 2014). Al no penetrar la señal del Radar completamente en la nieve y además las propiedades cambian con el tipo de nieve, y el nivel de compactación. Bajo esas características es muy posible obtener zonas de glaciar con alto contenido de Ruido.

De acuerdo con González (2010), existen distintas clases de errores que pueden presentarse en un interferograma; los errores orbitales, topográficos, errores en el desenrollado, errores troposféricos y errores en la decorrelación. Este último depende de una serie de factores. La coherencia espacial es una medida de similitud entre dos imágenes de Radar de Apertura Sintética, que puede servir como un parámetro de determinación de calidad en la fase interferométrica. La coherencia se define como (Tomas, 2008):

$$\gamma = \frac{E[s_1 * s_2]}{\sqrt{E[|s_1|^2] * E[|s_2|^2]}} \quad (12)$$



Donde  $E[\ ]$  se entiende como el valor esperado que se sustituye por un valor promediado espacial a los pixeles vecinos. El valor absoluto de la coherencia  $|\gamma|$  es un parámetro indicativo de la calidad conseguida en la estimación de la fase, que varía entre 0 (escena totalmente decorrelacionada) a 1 (imagen perfecta o sin decorrelación).

Ahora bien, los componentes de la decorrelación se presentan de igual forma en la siguiente ecuación (Veci, 2015):

$$\gamma = \gamma_t * \gamma_g * \gamma_v * \gamma_p \quad (13)$$

Dónde:  $\gamma_t$  se refiere a la decorrelación temporal, la cual no puede ser alterada por el usuario en su procesamiento, Si los términos de reflexión del terreno varían en el período transcurrido entre las dos épocas de las imágenes de un interferograma, sus contribuciones no se cancelaran Zebker y Villaseñor (citado en Gonzales, 2010). La decorrelación temporal es severa cuanto menor sea la longitud de onda de la señal de radar. Esto es debido, a que existe una relación proporcional entre la longitud de onda y el tamaño de los objetos con los que la señal interactúa. Así, existirá una mayor probabilidad de que los objetos del terreno iluminado cambien si estos son menores. Esto en la práctica implica longitudes de onda mayores (p.e., banda L, 21 cm) en interferogramas más coherentes y más fáciles de interpretar.

$\gamma_g$  se refiere a la variable geométrica la cual puede ser parcialmente eliminada. Esta se produce cuando el ángulo de incidencia de ambas imágenes de SAR no es el mismo. Este factor, depende en gran medida de la longitud de la línea de base perpendicular entre los dos pasos del satélite, según Gatelly (en Gonzales, 2010). Este autor también hace referencia en que se puede minimizar el efecto de decorrelación aplicando filtros espectrales pasa-banda a las dos imágenes SAR, para quedar con el ancho de banda espectral común en un rango.

$\gamma_v$  se refiere al volumen el cual no puede ser modificado. También hay que tener en cuenta que la respuesta proveniente de un elemento de una imagen (píxel) es la suma de múltiples reflectores en el terreno, y que existe la posibilidad de que no todos los reflectores estén situados a la misma altitud. La suma aleatoria de estos reflectores a diferente cota se denomina decorrelación volumétrica (pérdida de coherencia por decorrelación volumétrica). La pérdida de coherencia, es debida al desplazamiento de los espectros en la dirección vertical, lo que causa que el solapamiento de los espectros no sea total (Gonzales, 2010).

La última variable,  $\gamma_p$ , hace referencia al ruido, el cual puede ser minimizado en gran proporción. Esta fuente de decorrelación está directamente relacionada con los equipos empleados para la transmisión y recepción de los datos (Tomas, 2008).

Para las superficies de los glaciares, la coherencia se ve afectada tanto por las condiciones meteorológicas así como por la respuesta del hielo y ruido en la utilización de esta metodología, como lo indican Kjell, Rune y Lauknes (2010). La intensidad de la retrodispersion en la señal SAR reflejada en el hielo del glaciar y la nieve depende en gran medida de la longitud de onda, la polarización y el ángulo de incidencia, el cual se ve en muchas ocasiones afectado por las propiedades dieléctricas y geométricas del glaciar

En la última década se han generado estudios aplicados a glaciología utilizando específicamente imágenes de RADAR; tal es el caso de Strozzi, Luckman y Murray (s.f.), Kenyi y Kaufmann (2003), Racoviteanu, Williams y Barry (2008), Zhou, Zhou, Dongchen, Wang, Sun y Jiabing (2011), Nora, Sund, Bolen y Kaab (2012), Jiang et al (2012), Mouginot, Scheuchl y Rignot (2014), quienes han utilizado pares interferométricos y Modelos Digitales de Elevación como uno de los métodos convencionales para la estimación de la superficie de desplazamiento del hielo en distintas montañas cubiertas de nieve en el mundo. Estos estudios se han basado principalmente en el uso de imágenes de RADARSAT y RADARSAT II para conocer el desplazamiento de hielo mediante interferogramas de desplazamiento en diferencia de alturas, al ser el sensor RADARSAT un sensor en banda C y con polarización completa para la generación de mejores resultados. También es importante mencionar que Jiang *et al* (2012) generaron interferogramas de desplazamiento utilizando pares interferométricos en banda L, de ALOS PAL SAR, obteniendo superficies de velocidades de desplazamiento aceptable en comparación con RADARSAT I y II.

De todas las referencias principales citadas con anterioridad, se puede indicar que la característica de trabajo y seguimiento de la Interferometría Diferencial del Radar de Apertura Sintética –DinSAR- recae en la importancia de establecer que es un método viable para la obtención de las velocidades de flujo de la superficie de glaciares, especialmente en zonas nevadas en donde la utilización de imágenes ópticas se ve limitada por efectos del clima específicamente, así como la generación de resultados de alta precisión para la determinación de velocidades de flujo glacial en centímetros por día (Pelikka y Rees, 2010). Tal es el caso de zonas como el PNN, donde las fuertes pendientes pueden afectar los resultados de la interferometría en zonas glaciares. No obstante, como se verá posteriormente, el uso de la coherencia para delimitación hielo-roca es una potente herramienta que puede ser explotada en regiones glaciares con condiciones difíciles, como el PNNN.

## **7. METODOLOGIA**

### **7.1. Enfoque**

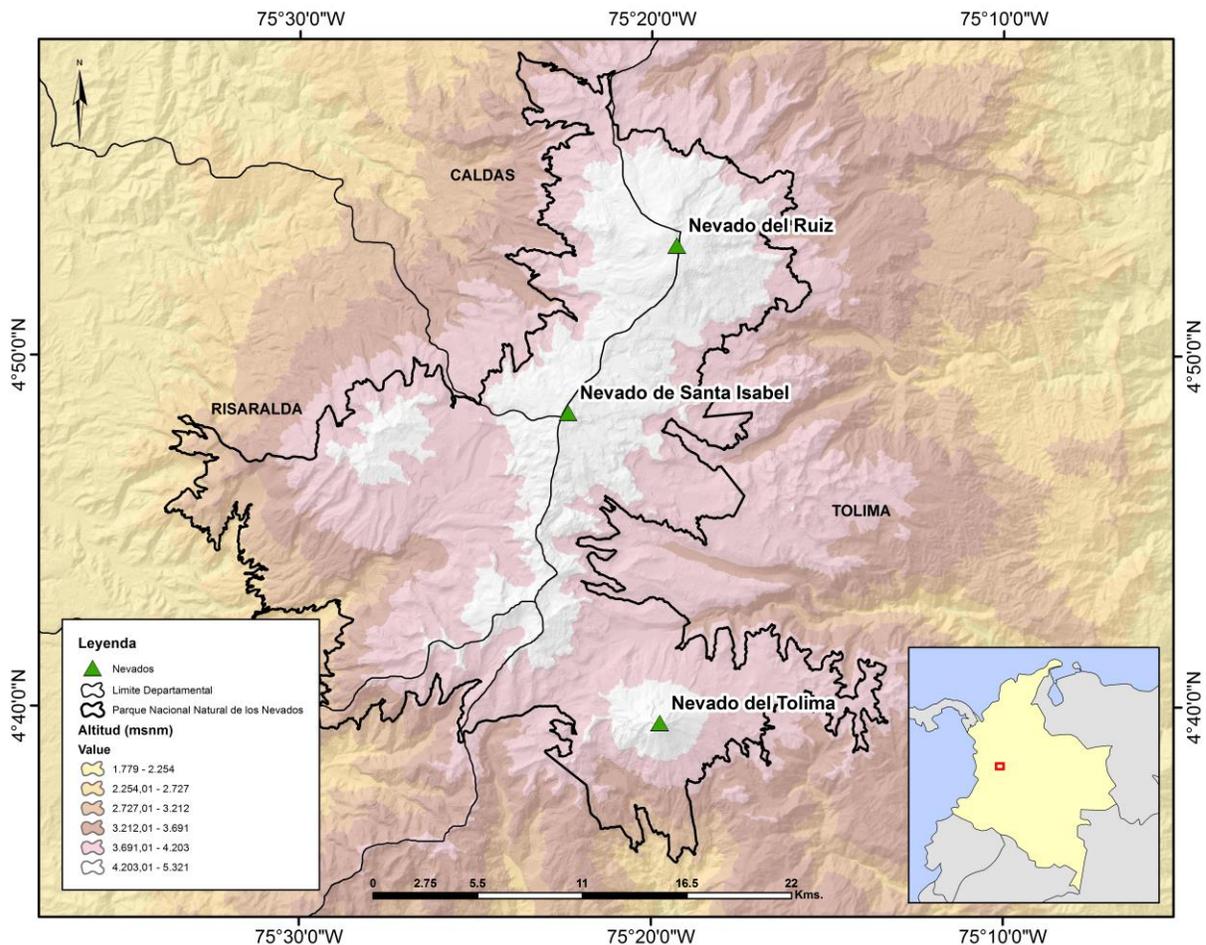
El enfoque de investigación es un enfoque cuantitativo no experimental, basado en variables que se observan sobre los fenómenos (deshielo glaciar) en un espacio de tiempo definido (temporalidad de las imágenes a utilizar en el estudio 2010 – 2015).

### **7.2. Contexto de la investigación**

La presente investigación se desarrolló en el Parque Nacional Natural de los Nevados - PNNN- el cual se creó por el estado de Colombia en el año de 1974 a manera de contribución en la conservación de ecosistemas muy importantes en todo el mundo, al contar con tres glaciares, ecosistemas de super-páramo, humedales y bosques alto andinos (MinAmbiente, 2015).

El área protegida se encuentra ubicada en la Cordillera Central en la Región Andina de los Andes en Colombia, posee una extensión de 58.300 Hectáreas (Ha). Su superficie cubre parte de los departamentos del Tolima (específicamente los municipios de Ibagué, Santa Isabel, Anzoátegui, Villahermosa, Murillo, Casablanca y Herveo); Risaralda (Municipios de Santa Rosa de Cabal y Pereira); el municipio de Salento del departamento del Quindío, y el municipio de Villa Maria del departamento de Caldas.

El PNNN es considerado el corazón de la región cafetera de Colombia. Los ríos que descienden de sus picos nevados y sus paramos, riegan las tierras agrícolas y nutren los acueductos de las ciudades, pueblos y veredas de la región cafetera. El PNNN posee gran cantidad de flora tales como las palmas de cera, laureles y frailejones, así como fauna en la que se puede encontrar cóndores, patos, loros de paramo, dantas de montaña, venados, ranas y otras especies de vida silvestre que sobreviven en condiciones extremas. En la *Figura 10* se presenta la localización de la zona de estudio, así como la ubicación de los volcanes Nevado del Ruiz, Nevado del Tolima y Nevado de Santa Isabel.



*Figura 10:* Ubicación Espacial de los Nevados del Ruiz, Tolima y Santa Isabel en el Parque Nacional Natural de los Nevados -PNNN-  
Fuente: Elaboración propia (2015), con información obtenida de IGAC (2015) e IDEAM 2015.

### **7.3. Diseño utilizado**

De acuerdo con Sampieri, Fernandez y Baptista (2014) esta es una investigación sin diseño experimental, con dimensión temporal, ya que se pretende conocer cuál ha sido el cambio areal de la superficie glaciaria del VNR, VNSI y VNT en un tiempo determinado (5 años) mediante la comparación de dos técnicas de estudio.

### **7.4. Procedimiento.**

La metodología para estimar el retroceso glaciario de dichos volcanes nevados se trabajó en diferentes fases, las cuales se describen a continuación.

#### **7.4.1. Selección de imágenes ópticas para el estudio.**

Para determinar y cuantificar el retroceso glaciario del VNR, VNSI y VNT, se utilizaron imágenes de Satélite Rapideye, las cuales se obtienen de una constelación formada por cinco satélites comerciales propiedad de *RapidEye AG*. Estos satélites poseen sensores idénticos situados en el mismo plano orbital, lo cual implica su capacidad de revisita. Este satélite orbita a una altura de 630 km sobre la superficie terrestre (García, Evora y Arbelo, 2012).

Además, se utilizaron imágenes del sensor Landsat en su octava edición denominada “Continuidad de la Misión de Datos Landsat” -LDCM- (por sus siglas en inglés), el cual amplía, mejora y avanza la utilización de imágenes de distintos espectros manteniendo la calidad de sus anteriores versiones desde 1972 (Ariza, 2013). En la *Tabla 2* se presentan las características de las imágenes ópticas utilizadas en la investigación.

Tabla 2: Características de las imágenes Rapideye y Landsat 8 utilizadas en el estudio

Sensor	Resolución espacial (m.)	Resolución Espectral		Resolución Temporal	Fecha de Toma de imágenes utilizadas en el estudio.
		Bandas	Región Espectral		
Rapideye	7	1	Azul	1 Día	04/01/2010
		2	Verde		
		3	Rojo		
		4	Infrarrojo Cercano (NIR)		
Landsat 8 OLI TIRS	30	1	Aerosol Costero	16 Días	09/02/2014
		2	Azul		29/03/2014
		3	Verde		26/12/2014
		4	Rojo		24/09/2015
		5	Infrarrojo Cercano (NIR)		
		6	Infrarrojo de Onda Corta (SWIR 1)		
		7	Infrarrojo de Onda Corta (SWIR 2)		
	15	8	Pancromática		
	30	9	Cirrus		
	100	10	Infrarrojo Termal (TIRS 1)		
		11	Infrarrojo Termal (TIRS 2)		

Fuente: Ariza (2013), García et al (2012)

La imagen Rapideye del año 2010 es una imagen donada por el Banco Nacional de Imágenes del Instituto Geográfico Agustín Codazzi -IGAC-. Las imágenes Landsat 8 OLI TIRS fueron obtenidas en el sitio web correspondiente al Servicio Geológico de los Estados Unidos -USGS- (por sus siglas en inglés). Se realizó una búsqueda exhaustiva de imágenes Landsat 7 ETM+ e Imágenes Landsat 8 OLI TIRS, para el período 2010-2015, pero la calidad de las mismas no fue óptima, debido a la alta nubosidad que caracteriza a la zona estudio. Por tal razón, solamente se utilizaron las imágenes que se indican en la *Tabla 2*.

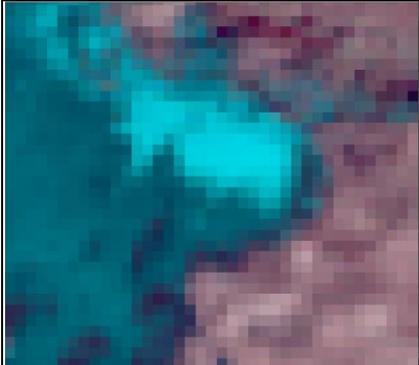
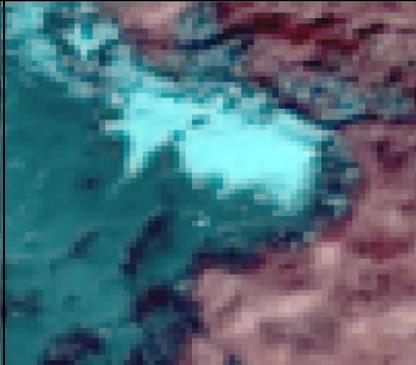
Es importante aclarar que inicialmente se pretendía utilizar imágenes Landsat 7 ETM+; sin embargo las imágenes descargadas por ese sensor correspondientes a los años 2012 y 2013, poseen distorsiones radiométricas (ruido), por lo tanto se aplicaron algoritmos de corrección para minimizar el efecto de ruido, lo cual no fue suficiente para mejorar la calidad de la imagen, razón por la cual se descartaron para la presente investigación.



#### **7.4.2. Pre-procesamiento de imágenes**

Para cada una de las imágenes satelitales Landsat 8 OLI TIRS descritas en la *Tabla 2*, se realizó una composición de bandas para generar una imagen multiespectral utilizando las bandas Aerosol Costero, Azul, Verde, Rojo, Infrarrojo Cercano y las dos imágenes del Infrarrojo de Onda Corta para cada fecha indicada. En el caso de la imagen Rapideye, la imagen fue compartida con una composición específica: Azul, Verde, Rojo e Infrarrojo cercano. Cabe indicar que al realizar la composición de imágenes Landsat 8 OLI TIRS, la imagen multiespectral resultante posee una resolución espacial de 30 metros por cada pixel y una resolución radiométrica de 16 bits.

Para la composición de bandas de cada una de las imágenes Landsat 8 OLI TIRS se realizó una fusión de imágenes (*Pan Sharpen*), la cual es una técnica digital que pretende mejorar una imagen multiespectral potenciando su uso con una mayor resolución espacial. El resultado de este proceso fue una nueva imagen, en donde, en gran parte de ella se conserva la riqueza espectral original ganando una mejor resolución espacial. De esta imagen se utilizará la imagen pancromática que posee una resolución espacial de 15 metros por pixel de las imágenes Landsat 8 OLI TIRS, presentadas en la *Tabla 2*. El *Mosaico de Figuras 2* muestra el resultado.

<b>Imagen Multiespectral Landsat 8 OLI TIRS 26122014 (30 mts.)</b>	<b>Imagen Pancromática (15 mts.)</b>	<b>Imagen Resultante</b>
		

*Mosaico de Figuras 2:* Fusión de imágenes, Landsat 8 OLI TIRS e Imagen pancromática.  
Nevado del Ruiz (Sur Este)

Fuente: Elaboración propia, con datos obtenidos USGS (2015).

Luego de la fusión de imagen para cada escena, se realizaron correcciones atmosféricas para cada imagen Landsat 8 OLI TIRS, técnica que tiene como objetivo eliminar el efecto de las nubes y aerosoles que existen en imágenes ópticas, obteniéndose una imagen con una reflectancia en la superficie que puede utilizarse para extraer información espectral precisa de las características de la superficie de la tierra (Ariza, 2013), que para este caso sería de los tres nevados en estudio. Se utilizó el algoritmo de corrección atmosférica, el cual permite calcular los valores de reflectancia a nivel de suelo para eliminar aquellas distorsiones en la imagen ocasionadas por aerosoles o vapor de agua, el cual dificulta visualizar el suelo así como efectos del terreno (sombras). En principio, se convierten los valores de niveles digitales a valores de Radiancia y posterior a valores de reflectancia (PCI Geomatics, 2015).

Brizuela, Aguirre y Velasco (2007) señalan que cuando se comparan imágenes de distintas fechas es ventajoso transformar los valores de radiancia en reflectancia porque se remueve el efecto producido por el ángulo solar y se compensan las diferencias en los valores de la irradiación solar extra-atmosférica. Para convertir los valores de Niveles Digitales a Valores de Radiancia se trabajó con base a la ecuación (5) (Ariza, 2013). Para el cálculo de la reflectancia combinada a la superficie y atmosfera se utilizó la fórmula (6) (Ariza, 2006).

Los datos de las escenas (fecha y ángulo solar) se obtuvieron del archivo de metadatos de las imágenes. Para realizar la conversión a radiancia se utilizaron los valores de ganancia (Gain) y sesgo (Bias) presentes en el archivo de metadatos de cada imagen. Todo este procedimiento se realizó utilizando la herramienta ATCOR (*Atmospheric Correction*) del software para procesamiento digital de imágenes *PCI Geomática 2014*. Además, se utilizó un Modelo Digital de Elevación -MDE- de resolución 30 metros generado por el USGS (TOPO30) dentro del algoritmo de ATCOR, con el fin de minimizar las zonas con sombra dentro del área de estudio.

Para la imagen Rapideye 2010 no fue necesaria la aplicación de algoritmos de corrección atmosférica, ya que en la zona de interés de la imagen los glaciares tanto del Volcán Nevado del Ruiz, así como el Volcán Nevado del Tolima y Santa Isabel, se visualizaron con muy poca nubosidad, lo que permitió una excelente visualización de los cuerpos de estudio.

### 7.4.3. Cálculo de Índices Espectrales

Posteriormente, con las imágenes Landsat 8 OLI TIRS se calcularon índices espectrales para identificar la cubierta de nieve y hielo en los tres nevados en estudio. Los índices y su forma de calcularlos se presentan en la *Tabla 1*.

Además de aplicar estos índices a la zona de estudio, al ser zonas con gran presencia de ceniza en la cobertura de hielo y nieve, se aplicó el Índice de Nieve Diferencial Normalizado - NDSI- (siglas en inglés) para las imágenes Landsat 8 OLI TIRS (Dozier, 1989). De acuerdo a los resultados obtenidos, se determinó que cualquier celda de la imagen que tuviera un valor del índice NDSI superior a 0,4 se consideraba nieve o hielo, debido a que a partir de este valor se empieza a diferenciar la nieve de otras coberturas. De igual forma, se aplicaron distintos umbrales entre bandas de imágenes, mas sin embargo los resultados no fueron los mejores, debido básicamente a la presencia de ceniza ubicada en uno de los cuerpos de estudio (Nevado del Ruiz). Es importante indicar que el cálculo del NDSI depende de múltiples factores, como puede ser el ángulo de elevación solar y las condiciones atmosféricas, las cuales se minimizaron en la etapa de pre procesamiento de las imágenes. Mediante el tratamiento de las imágenes resultantes de la aplicación de este índice, se determinaron los intervalos para los cuales se diferenciaron los tipos de cubierta de nieve. Si bien el NSDI es un índice que ayuda en la delimitación del área glaciar, no es muy efectivo cuando hay nieve sobre roca contigua a la capa de hielo, ya que puede inducir a error y verse aumentada el área con cubierta de hielo, cuando en realidad es nieve sobre roca. Con este índice no se puede diferenciar claramente entre el límite hielo-nieve cuando ambos están sobre roca, es decir, los valores de NDSI son similares en roca cubierta de nieve y en hielo cubierto con nieve. Por eso, es importante usar diferentes combinaciones de índices como los expuestos en la *Tabla 1*, además de verificación en campo o

sobrevuelos, con el objeto de obtener una delimitación más precisa de la capa de hielo y eliminar el error que podría generarse por la presencia de nieve.

También es importante indicar que de acuerdo con Raup *et al.* (2007). En la aplicación de índices espectrales se puede sustituir la banda SWIR (Infrarrojo de Onda Corta) por una banda del infrarrojo Termal (TIRS 1) para calcular área glaciar con una superficie cubierta de ceniza, siempre y cuando el glaciar sea extenso, como por ejemplo el volcán Vatnajökull en Islandia, el cual es considerado como el mayor glaciar de Europa con una extensión de 8190 km<sup>2</sup>. Para el caso del VNR, VNSI y VNT, desafortunadamente no es factible utilizar las bandas termales como sustituto en el cálculo de los índices espectrales, debido a que son volcanes nevados con poca extensión areal. Además, utilizar una banda con una resolución espacial de 100 metros por pixel, como lo es la banda termal, no aplicaría para relacionarla con bandas de 15 centímetros para el cálculo del índice propuesto en este trabajo.

Después de haber calculado los índices espectrales para cada zona de estudio, los valores resultantes en formato raster, se exportaron a formato vectorial mediante la utilización de software de Sistemas de Información Geográfica -SIG-. Para este caso se utilizó el software ArcGIS 10.2 de ESRI.

El Volcán Nevado del Ruiz incrementó su actividad desde 2010, caracterizada por la frecuente emisión de ceniza, parte de la cual se deposita preferencialmente sobre el casquete glaciar (Servicio Geológico Colombiano, 2012). Esto hace que la ceniza depositada en el casquete glaciar dificulte el cálculo de los índices mencionados anteriormente.

Por esta razón, los vectores resultantes se ajustaron mediante métodos de digitalización manual en aquellas zonas en donde se confirmó que la ceniza recubría el área glaciar en la zona de estudio a partir de fotos y videos obtenidas en sobrevuelos disponibles (<http://www2.sgc.gov.co/Manizales/Volcanes/Nevado-del-ruiz/Galeria-de-fotos.aspx>). Es importante indicar que la relación entre bandas del espectro electromagnético para obtener las cubiertas de nieve, permiten la detección de zonas de cubierta de nieve sin ningún otro tipo de cobertura, las cuales se logran identificar en un rango superior al 0.4, no siendo así cuando hay presencia de ceniza u otro material sobre la misma.

También se efectuaron modificaciones a valores de pixel catalogados con tipos de cobertura diferentes al verdadero; para ello, se eliminaron polígonos pequeños con un tipo de valor de pixel indefinido. Posteriormente se calcularon las áreas del glaciar para cada año y se calculó el porcentaje de disminución en cada imagen de estudio.

#### **7.4.4. Clasificación Supervisada de Imágenes**

En esta fase se realizó una clasificación supervisada de imágenes. Para este procedimiento se utilizó el software *PCI Geomática 2014*. El procedimiento de clasificación de imágenes supervisada se aplicó a la imagen Rapideye con una resolución espacial de 7 metros (ver *Tabla 2*), en donde se tomaron en cuenta las siguientes coberturas siguiendo los lineamientos de clasificación de Pellikka y Rees (2010): nieve fresca, hielo glaciar, glaciar sucio (glaciar con ceniza), espacios sin vegetación y zonas con vegetación,

Para obtener una mejor exactitud en los resultados de clasificación supervisada de las imágenes, se realizó un análisis en las áreas de entrenamiento (ver ANEXO 3), en donde se analizaron las áreas de asignación y valoración de píxeles dentro de la imagen antes de la ejecución. Se realizaron estadísticas en las clases espectrales, gráficos entre bandas para comparar los valores de clasificación y análisis de separabilidad y dispersión de zonas de parcelas. El algoritmo de clasificación que se utilizó en la imagen Rapideye fue el algoritmo de clasificación de la Mínima Distancia, el cual trabaja en base a la distancia media calculada en cada clase. Además es un algoritmo de clasificación que no solo trabaja en base a la respuesta espectral sino a la ubicación en el mapa (ITC, 2008), en donde posteriormente se realizó una matriz de confusión para determinar la exactitud en cuanto a los valores asignados en las zonas de entrenamiento de la investigación; esto se hizo con la finalidad de determinar el grado de confiabilidad en la clasificación de imagen supervisada, específicamente para la imagen satelital Rapideye 2010.

Con la capa resultante de clasificación se generó un diagrama de visualización de espacios característicos, el cual permitió conocer si las clases están espectralmente separadas, y también si cada clase corresponde a un solo grupo espectral (ANEXO 3) Posteriormente, se hizo una conversión de la capa raster resultante a una capa vectorial en formato .shp, con el fin de codificar y asignar las categorías de uso correspondiente. Resultado de ello, se calculó el área glaciar para los tres nevados, correspondiente al año 2010.

#### 7.4.5. Interferogramas de Desplazamiento

Para los Interferogramas de desplazamiento glacial mediante procesos de Interferometria Diferencial -DinSAR- para el año 2014 se utilizaron imágenes RADARSAT II en modo SLC (*Single Look Complex*), las cuales fueron procesadas por El Centro Canadiense de Estudios sobre Observación de la Tierra y Recursos Naturales (Cortesía de Sergey Samsonov, comunicación personal). De acuerdo con Vásquez (1998) El RADARSAT es un satélite espacial equipado con un sistema de radar. El Radar es un sistema que detecta y mide distancias (*Radio Detecting and Ranging*). Para su operación utiliza el rebote o reflexión de microondas las cuales no son afectadas por las condiciones ambientales o la falta de la luz solar. Las imágenes complejas utilizadas en esta fase del estudio poseen distintas características, las cuales se expresan en la *Tabla 3*.

Tabla 3: *Características de imágenes RADARSAT 2*

Par	Fechas	Tamaño del Pixel (m <sup>2</sup> )	Vistas	Modo	Línea de Base
Par 1	28 de Septiembre 2014 22 de Octubre 2014	Azimut: 61 Rango: 37	Azimut: 10 Rango: 8	Descendente	-51.59
Par 2	28 de Septiembre 2014 09 de Diciembre 2014	Azimut: 61 Rango: 37	Azimut: 10 Rango: 8	Descendente	13.34
Par 3	22 de Octubre 2014 09 de Diciembre 2014	Azimut: 61 Rango: 37	Azimut: 10 Rango: 8	Descendente	64.93
Par 4	02 de Diciembre 2014 26 de Diciembre 2014	Azimut: 61 Rango: 37	Azimut: 10 Rango: 8	Ascendente	-143.96

Fuente: Centro Canadiense de Estudios sobre Observación de la Tierra y Recursos Naturales 2015 (Con permiso de Sergey Samsonov).



Para cada par de imágenes se realizaron corre registros entre las mismas para que ambas tuvieran la misma geométrica. A partir de estas imágenes corre registradas se pueden realizar los cálculos de los interferogramas. Estos representan las diferencias de fase entre ambas imágenes, en valores de  $-2\pi$  a  $2\pi$ . (Ver *Mosaico de Figuras 14*). Paralelo a ello se generaron imágenes de coherencia, las cuales representa la decorrelación entre ambas imágenes utilizadas; estas se interpretan como la calidad del producto resultante. La pérdida de coherencia puede estar causada por factores como la atmosfera, el tiempo entre las imágenes, la geometría, el procesamiento y la superficie. Tanto la superficie como el tiempo son factores que no se pueden minimizar (ver ecuación 12). Es importante indicar que la imagen de coherencia representa un dato fundamental para la interpretación de los resultados obtenidos ya que indica para cada pixel, la calidad de la fase interferométrica. Si la magnitud de la coherencia se encuentra entre: 0,3 a 0,5 se puede hacer uso de los datos, aunque contengan una gran cantidad de ruido. Si la magnitud de la coherencia se encuentra entre 0,5 a 0,7 los datos tienen una calidad buena, y si la magnitud de la coherencia se encuentra entre 0,7 a 1 los datos tienen una calidad excelente (Posada y Bernate, 2010).

Posterior al cálculo de las diferencias de fase entre imágenes (Interferograma) y valores de decorrelación (Coherencia) fue pertinente remover la fase topográfica con la intención de simular un interferograma sintético, el cual está basado en un Modelo Digital de Elevación de la zona de trabajo. La fase interferométrica diferencial, contiene la información relacionada con las deformaciones de la zona de estudio, y es calculada por la sustracción del interferograma simulado a partir del interferograma real (Gonzales, 2010). Este es uno de los métodos para estimar Interferogramas Diferenciales. Otro método es el de la Base Línea Corta, El método del uso de tres Imágenes SAR y el Método del uso de un Modelo Digital Externo para poder

substraer de la fase interferométrica el término correspondiente a la topografía; este último fue el que se utilizó en este proyecto.

Posterior a eliminar la fase topográfica del interferograma, se aplicó el filtro de Goldstein para disminuir el ruido ocasionado por factores de decorrelación temporal, geométrica, volumétrica y errores en el procesamiento de los datos. (Richard, Goldstein y Werner, 1998). El método implementado en este operador es un algoritmo adaptativo no lineal en donde al interferograma se le superpone matrices rectangulares en base a valores de intensidad. Estos valores se calculan a partir de valores de potencia en toda la imagen. La generación de los interferogramas de desplazamiento se realizó en el software GAMMA, el cual es un software de procesamiento de imágenes específicamente para imágenes provenientes de sensores activos.

- **Desenrrollo de la Fase**

El desenrrollo de la fase, como lo indica Chávez (2010) consiste en la reconstrucción de la fase interferométrica a partir de la representación enrollada, la cual está compuesta en rangos de  $2\pi$ , es decir, se conoce menos un número entero de ciclos de  $2\pi$ . En ese proceso se ha implementado el desenrollado de la fase mediante el método de Mínimo Coste de Flujo para Desenrollado de la Fase (SNAPHU) –por sus siglas en inglés-. De acuerdo con Chen y Zebker (2000, 2001), este algoritmo funciona en base a red de pixeles irregulares en donde la coherencia supere un umbral determinado. Los autores indican que un aspecto crítico en la fase del desenrrollo es su funcionamiento en las zonas de baja coherencia, donde el ruido asociado a la fase interferométrica es muy elevado. En ese sentido, Veci (2015) indica que la altitud de la ambigüedad se define como la diferencia de altitud que genera un cambio de fase interferométrica de  $2\pi$  después de aplanamiento del interferograma.

El desenrrollo de la fase resuelve esta ambigüedad mediante la integración de la diferencia de fase entre los píxeles vecinos. Después de eliminar cualquier número entero de altitudes de ambigüedad (equivalente a un número entero de ciclos de fase  $2\pi$ ), la variación de fase entre dos puntos en el interferograma aplanada proporciona una medida de la variación de altitud real.

Los resultados deben de ser interpretados como la relación entre altura relativa y desplazamiento entre píxeles. Para obtener estimaciones absolutas, un punto de unión se puede utilizar en la fase desenvuelta a la operación de altura, la cual se calcula mediante parámetros del producto del desenrrollo de la fase y la longitud de onda del sensor utilizado entre el producto de coseno del ángulo de incidencia de ambas imágenes, y los valores de radianes; este valor resultante es expresado en cm, según la longitud de onda del sensor utilizado (Walter, 2013).

#### **7.4.6. Efecto de la ceniza en la delimitación del casquete glaciar de los nevados en estudio mediante imágenes ópticas y de sensores activos.**

Para determinar el efecto de la ceniza en la delimitación del casquete glaciar de los nevados en estudio, en particular en el volcán Nevado del Ruiz, se analizaron aquellas áreas en las imágenes a utilizar (Imágenes Landsat 8 OLI TIRS e Imagen Rapideye) en las cuales se identifique cubrimiento de ceniza en las zonas del casquete glaciar. Posteriormente, se identificaron áreas cubiertas de ceniza en base al cálculo de NDSI las cuales permitían inferir la presencia de nieve con un cubrimiento de ceniza. Es importante indicar que la depositación de ceniza volcánica puede conducir a una fusión entre nieve y ceniza en capas con grosores milímetros y centímetros haciendo difícil la identificación del hielo y la nieve, como se

mencionó anteriormente. Por tal razón con base en los resultados generados en el cálculo de los Índices Espectrales (IE) se evaluó la presencia de nieve cubierta de ceniza, la cual se consideraba presente para valores de IE superiores al 0,4 en la zona del casquete glaciar. A partir de esos resultados se pretendía determinar si en los años de estudio, los nevados presentaban variaciones en el área de la capa glaciar producto de la depositación de ceniza sobre ella. Cuando se detectaba la presencia de ceniza, bien fuera por los valores de los índices o visualmente en la imagen misma, se procedía a la corrección y digitalización manual de la clasificación hecha con anterioridad, con el fin de delinear lo más preciso posible el límite hielo-roca. Para esto se usaron las imágenes y videos de sobrevuelos disponibles de la zona como apoyo en la digitalización.

- **Materiales a utilizar**

Los datos utilizados en la presente investigación fueron Imágenes Landsat 8 OLI TIRS del año 2014 y 2015 provenientes del Servicio Geológico de Estados Unidos –USGS- (por sus siglas en ingles), disponibles en: <http://earthexplorer.usgs.gov>. De igual forma se utilizó una imagen Rapideye del año 2010, la cual fue adquirida mediante el convenio entre la Universidad Católica de Manizales y el Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Esta imagen se obtuvo después de una minuciosa búsqueda en el Banco Nacional de Imágenes de dicha entidad, identificando imágenes satelitales provenientes de sensores ópticos para la zona de estudio.

Las imágenes RADARSAT II y los interferogramas de desplazamiento, tanto como el cambio de fase, el desenrrollo y la coherencia se realizaron con el apoyo del Centro Canadiense de Estudios sobre Observación de la Tierra y Recursos Naturales y fueron procesados por el experto Sergey Samsonov. Para la presente investigación se utilizó el software listado en la *Tabla 4*.

*Tabla 4: Software de Procesamiento de Imágenes usado en la Investigación.*

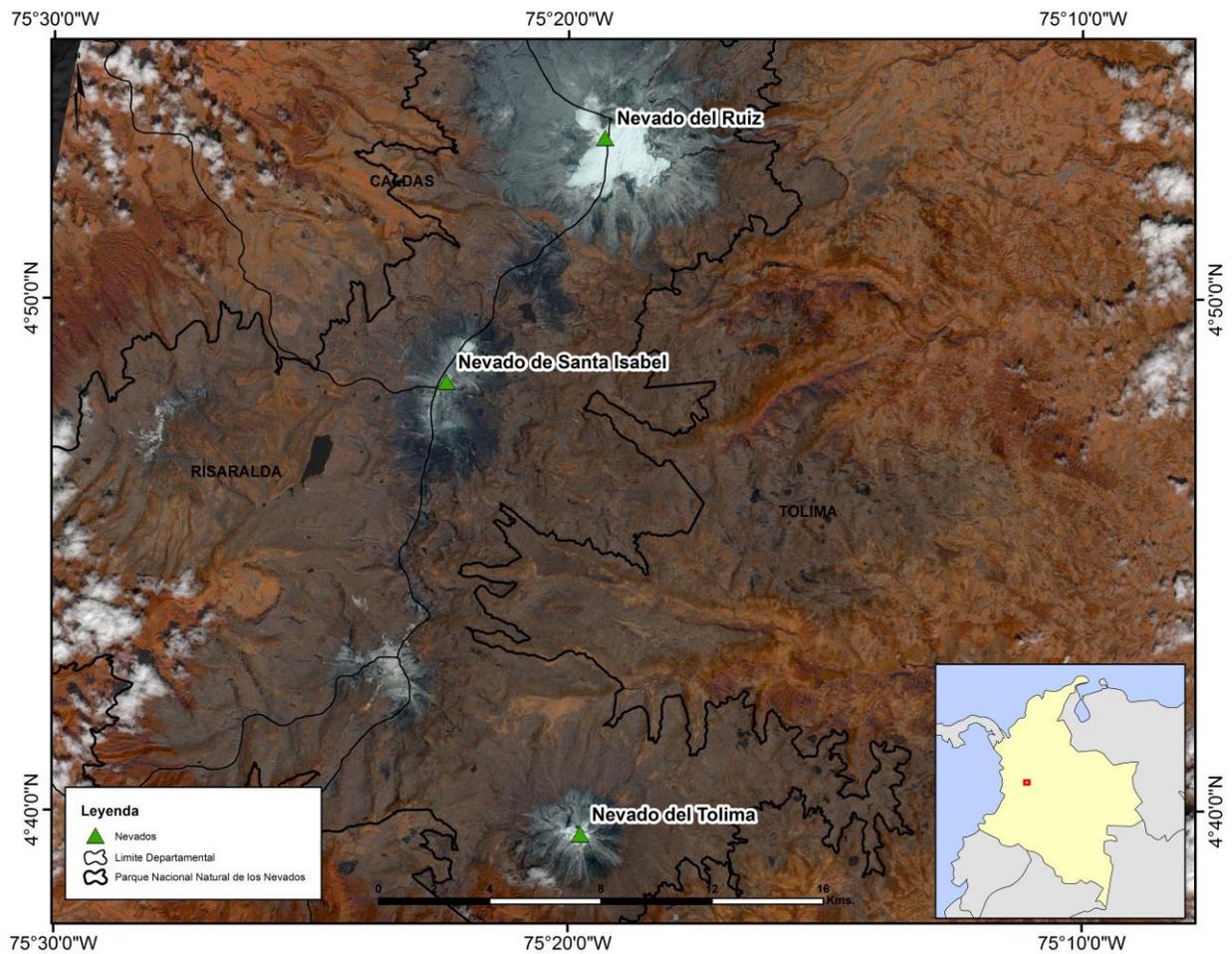
<b>Software</b>	<b>Descripción</b>
ArcGIS 10.2 de ESRI (Enviromental Systems Research Institute)	Es un software en donde se agrupan varias aplicaciones para la captura, edición, análisis, tratamiento, diseño, publicación e impresión de información geográfica.
PCI Geomática 2014	Software de Percepción Remota y Procesamiento Digital de Imágenes.
GAMMA software	Software para tratamiento y manipulación de imágenes de RADAR, Polarimetría, Interferometría – InSAR-, Detección de Cambios -CCD-, Interferometría Diferencial -DinSAR- del Centro Canadiense de Estudios sobre Observación de la Tierra y Recursos Naturales.

Fuente: Elaboración propia (2015)

## 8. RESULTADOS

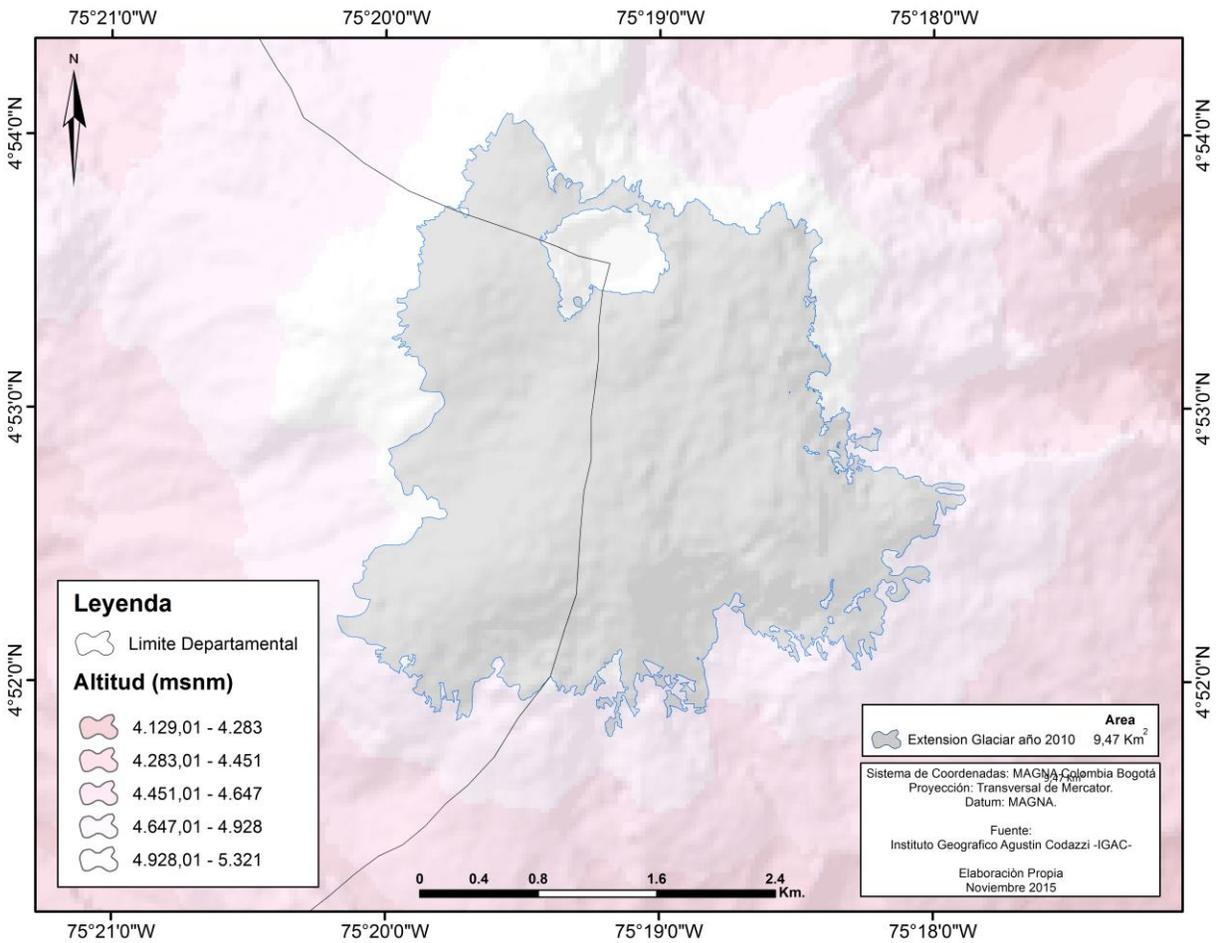
### 8.1. Determinación del área glaciar de los nevados Santa Isabel, Nevado del Tolima y Nevado del Ruiz mediante el uso de imágenes Rapideye.

Se utilizó una imagen Rapideye con fecha del 4 de Enero del año 2010 facilitada por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi -IGAC- la cual se muestra en la *Figura 11* en composición RGB, -Red, Green, Blue- 3,2,1.



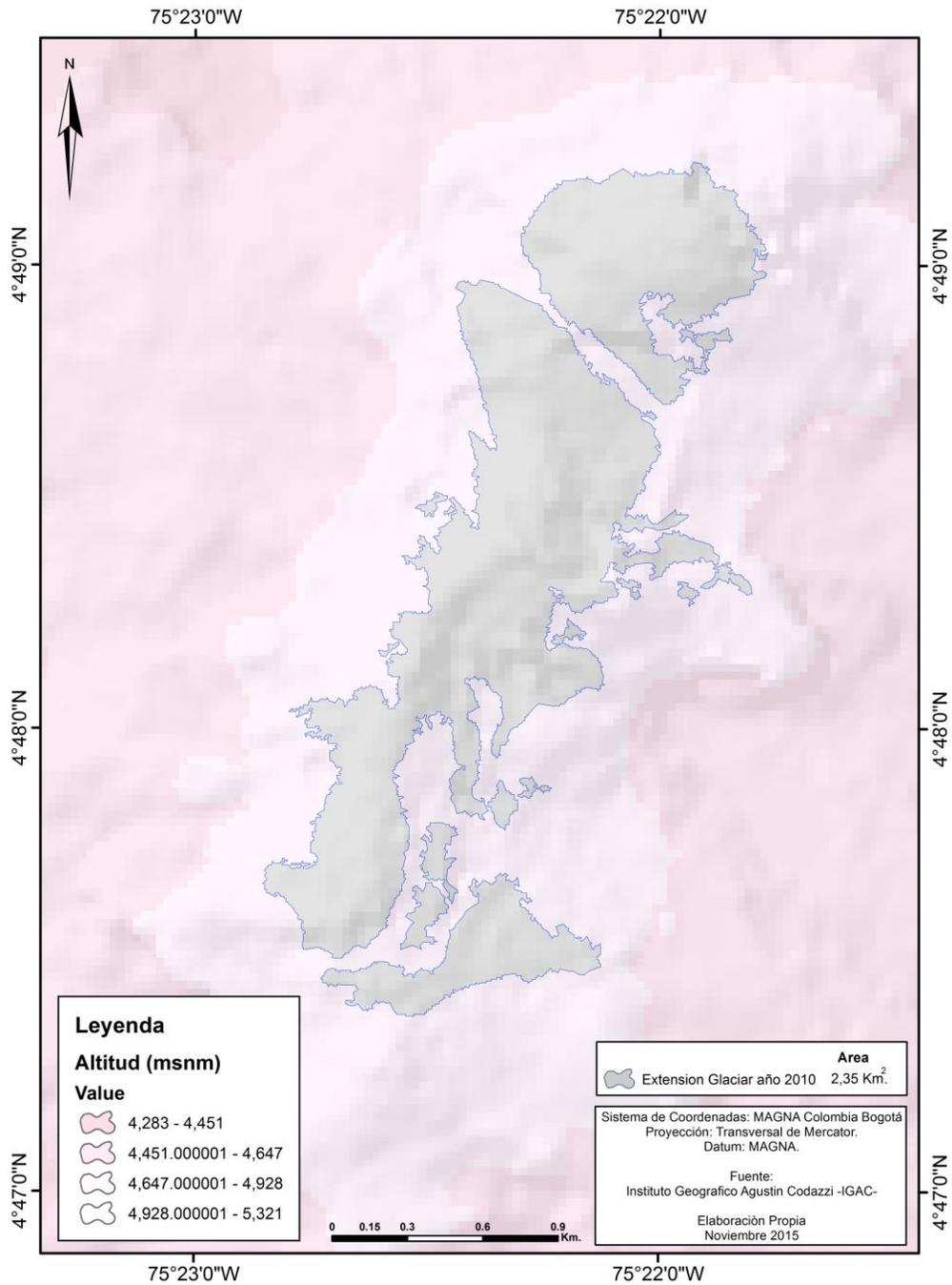
*Figura 11:* Imagen Rapideye 3, 2, 1. Parque Nacional Natural de los Nevados -PNNN-  
Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos del Instituto Geográfico Agustín Codazzi IGAC (2010) e IDEAM (2015)

Se realizó la clasificación supervisada para la imagen Rapideye del año 2010 (ver ANEXO 4). En la *Figura 12* se presenta un mapa con los resultados de la clasificación del área de hielo del Volcán Nevado del Ruiz para el año 2010. Es importante indicar que para dicho resultado también se trabajó digitalización manual para delimitar área de superficie glaciar que estaba cubierta por ceniza expulsada por el mismo volcán y que dificultaba identificar la presencia de hielo en el mismo.



*Figura 12:* Área, Glaciar Volcán Nevado del Ruiz, (año 2010)  
Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos IGAC (2015), USGS (2010).

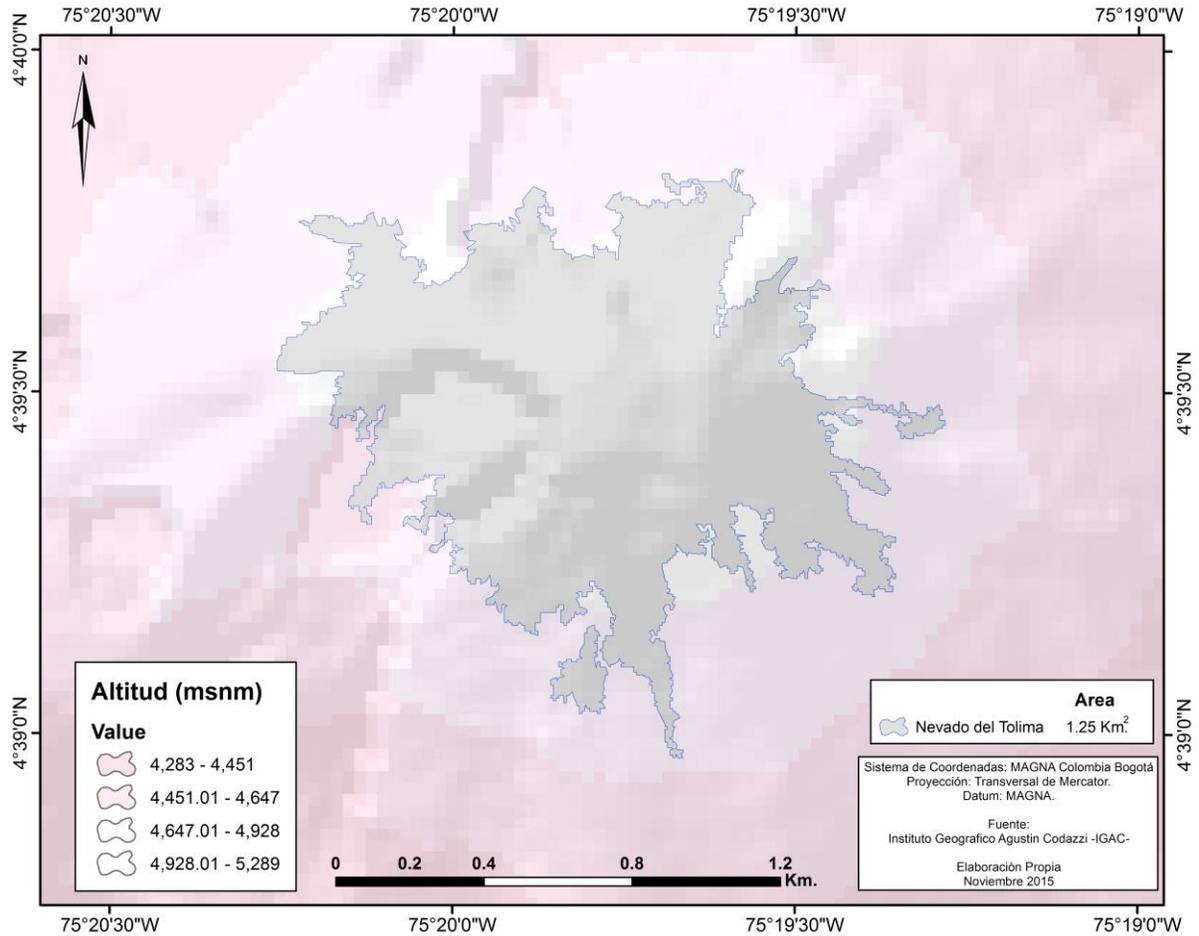
En la *Figura 12* se puede evidenciar que los resultados de la clasificación de imágenes generaron un área de superficie glaciar de 9,47 km<sup>2</sup>. Los resultados en la determinación del área glaciar del nevado de Santa Isabel se evidencian en la *Figura 13*.



*Figura 13:* Área glaciar, Volcán Nevado de Santa Isabel, año (2010).  
 Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos IGAC (2015), USGS (2010).



En dicha figura se evidencia que la cobertura glacial para el nevado de Santa Isabel para el año 2010 era de 2,35 km<sup>2</sup>. En la *Figura 14*, se evidencian los resultados obtenidos en la clasificación supervisada de imágenes para el Volcán Nevado del Tolima.

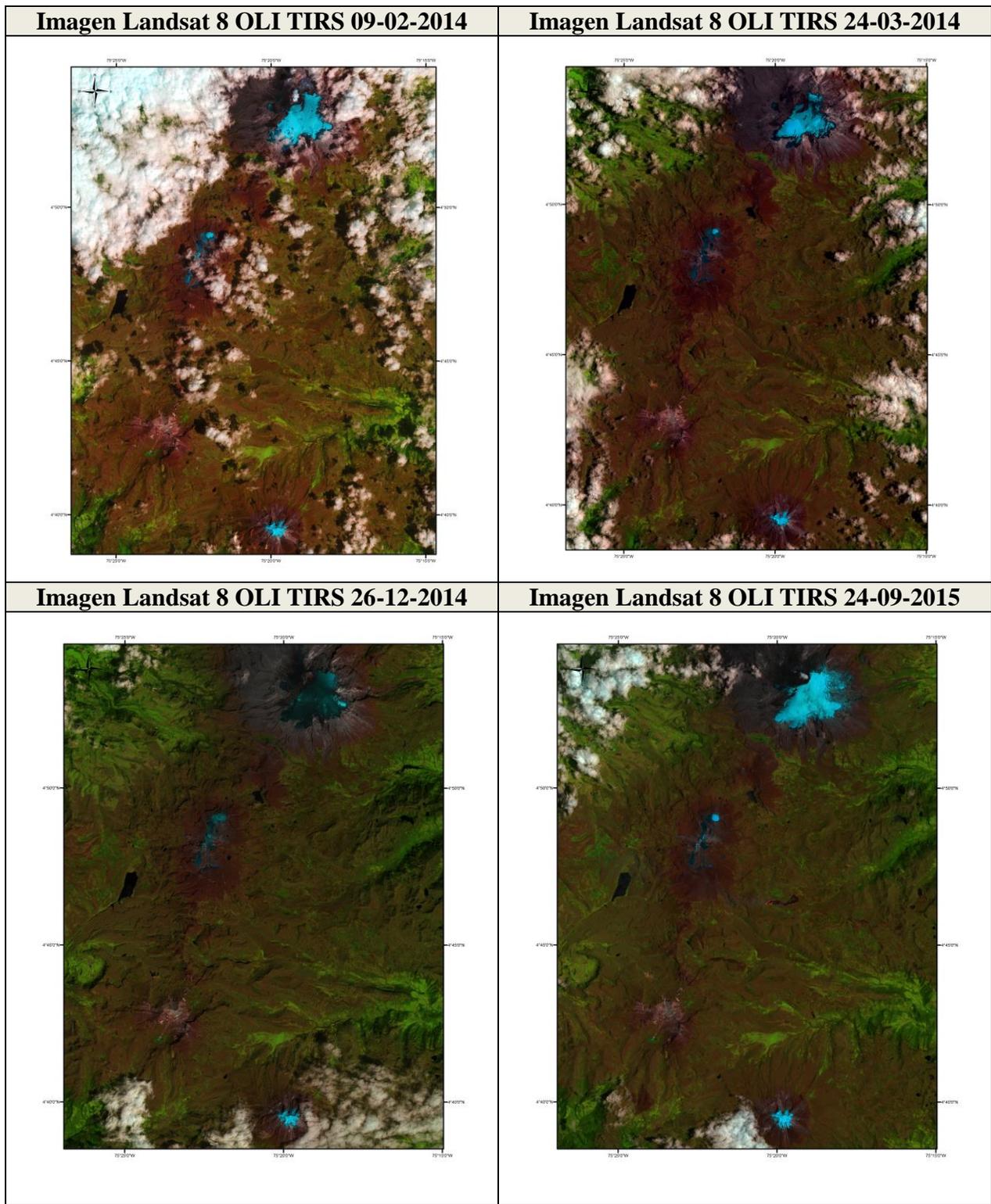


*Figura 14:* Área glacial Volcán Nevado del Tolima, año (2010).  
Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos IGAC (2015), USGS (2010).

Se evidencia en esa figura que el área cubierta de glaciar para el año 2010 del Volcán Nevado del Tolima era de 1,25 km<sup>2</sup>.

## **8.2. Determinación y Cuantificación de la cobertura glaciar de los nevados Santa Isabel, Nevado del Tolima y Nevado del Ruiz mediante el uso de imágenes Landsat 8 OLI TIRS.**

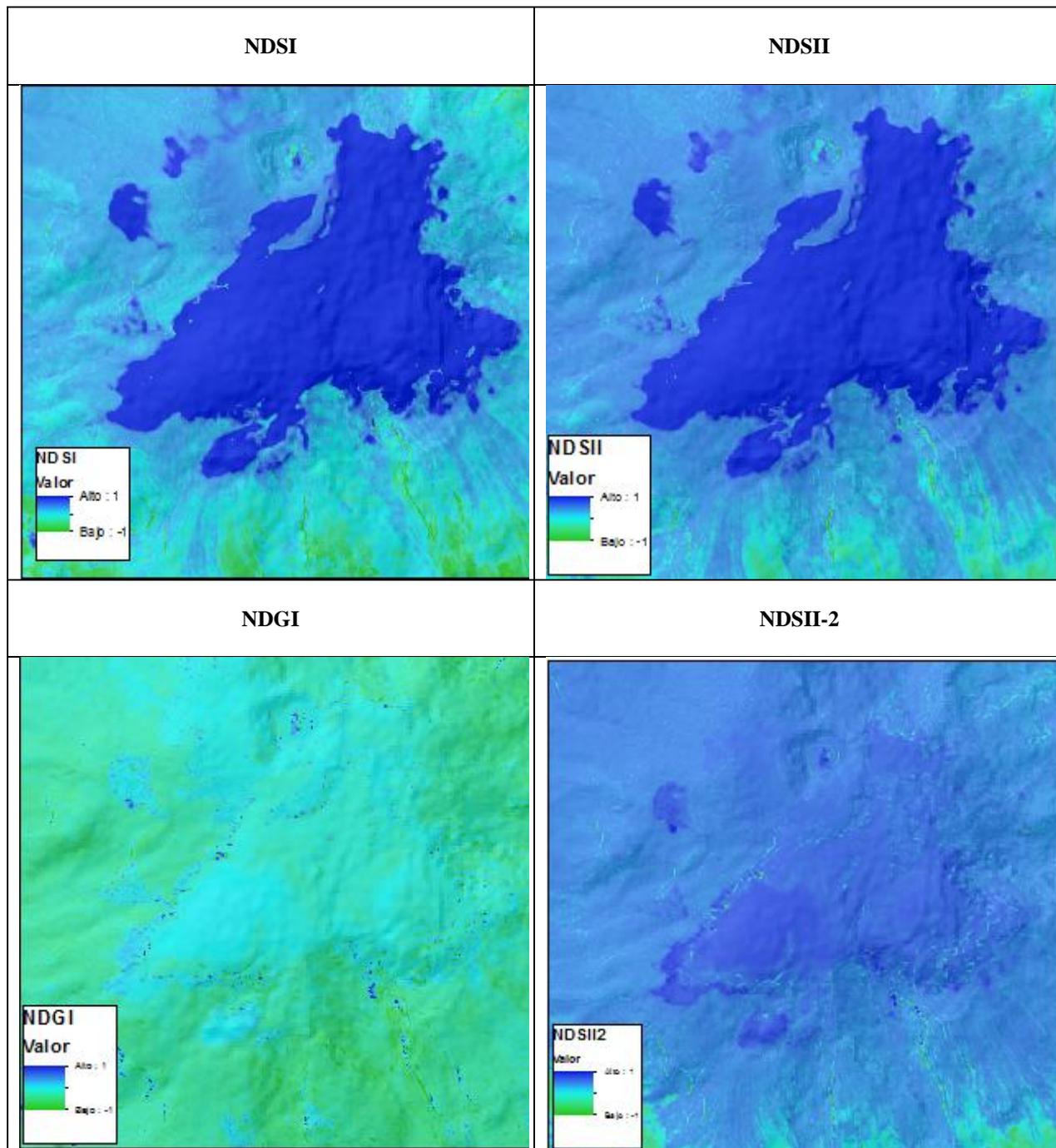
Para la determinación y cuantificación del deshielo glaciar del nevado de Santa Isabel, nevado del Tolima y Nevado del Ruiz se utilizaron imágenes del sensor Landsat 8 OLI TIRS tal y como se indicó en la *Tabla 2*. El *Mosaico de Figuras 3*, muestra las imágenes Landsat 8 OLI TIRS (composición falso color 6,5,4) en el área del Parque Nacional Natural de los Nevados -PNNN-.



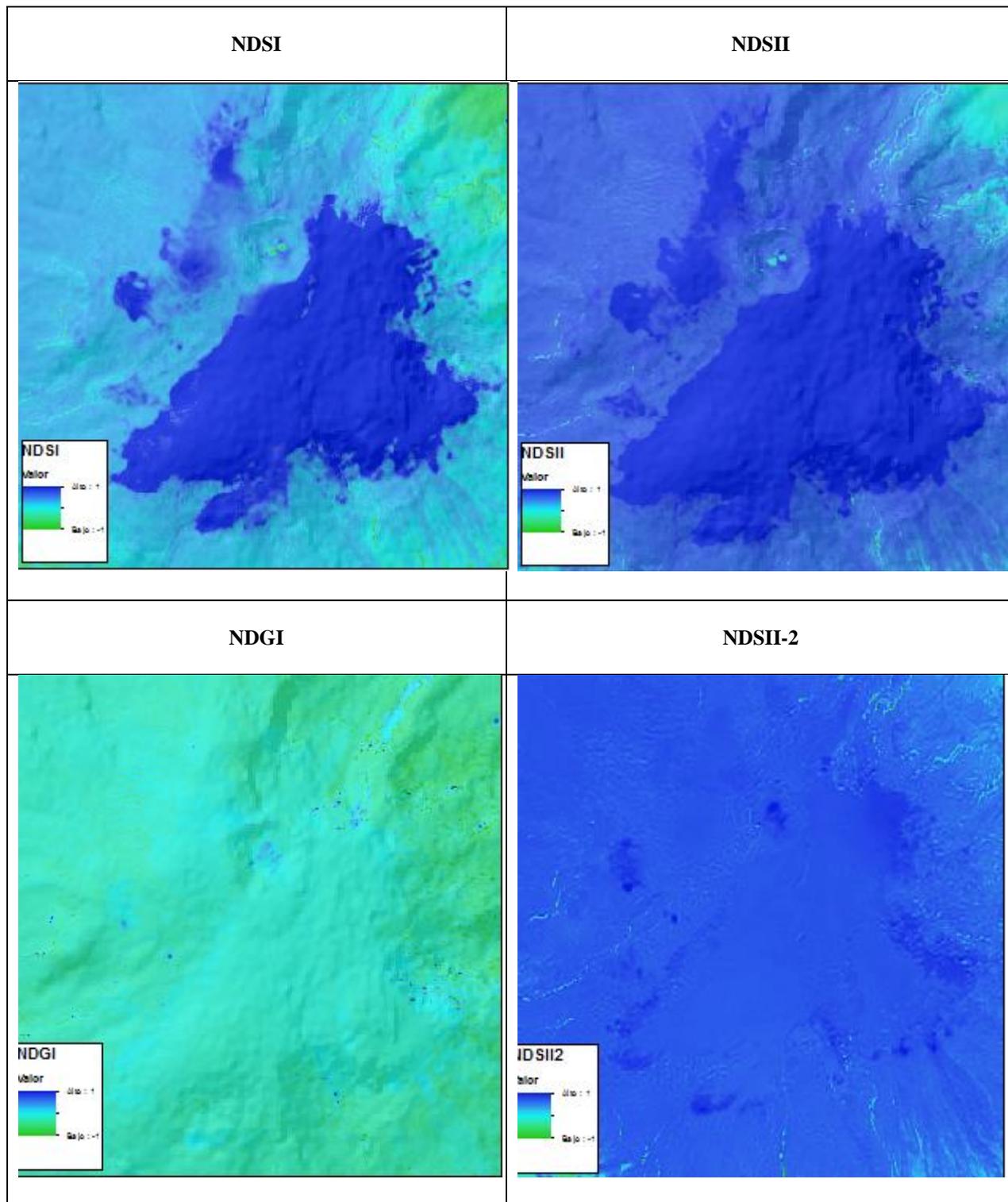
*Mosaico de Figuras 3: Imágenes Ópticas Landsat 8 OLI TIRS utilizadas en el estudio.*  
 Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos por USGS e IGAC, año 2015.

Como se puede apreciar, en las imágenes Landsat, el área de los glaciares del PNNN se visualiza con poca presencia de nubosidad y efectos atmosféricos, después de haber realizado la corrección atmosférica mediante el software *PCI Geomática 2014*.

A continuación se presentan los resultados tras el cálculo de Índices espectrales -NDSI-, -NDSII-, NDGI-, y NDSII-2- para cada nevado en cada imagen Landsat 8 OLI TIRS correspondiente, en rangos de -1 a 1, en donde los valores mayores a 0.4, se identifican como áreas de glaciar. Para el Nevado del Ruiz se utilizaron las Imágenes Landsat 8 OLI TIRS con fecha 29 de Marzo del 2014, 26 de Diciembre 2014 y 24 de Septiembre 2015, Los índices generados (Rees, W. y Pellikka P. (2010), para este Nevado se presentan en los *Mosaicos de Figuras 4, 5 y 6*. Cabe indicar que para este nevado no se utilizó la imagen del 9 de Febrero del año 2014 por poseer gran cobertura de nubes, a la cual se le realizó la corrección atmosférica y no se lograron buenos resultados.

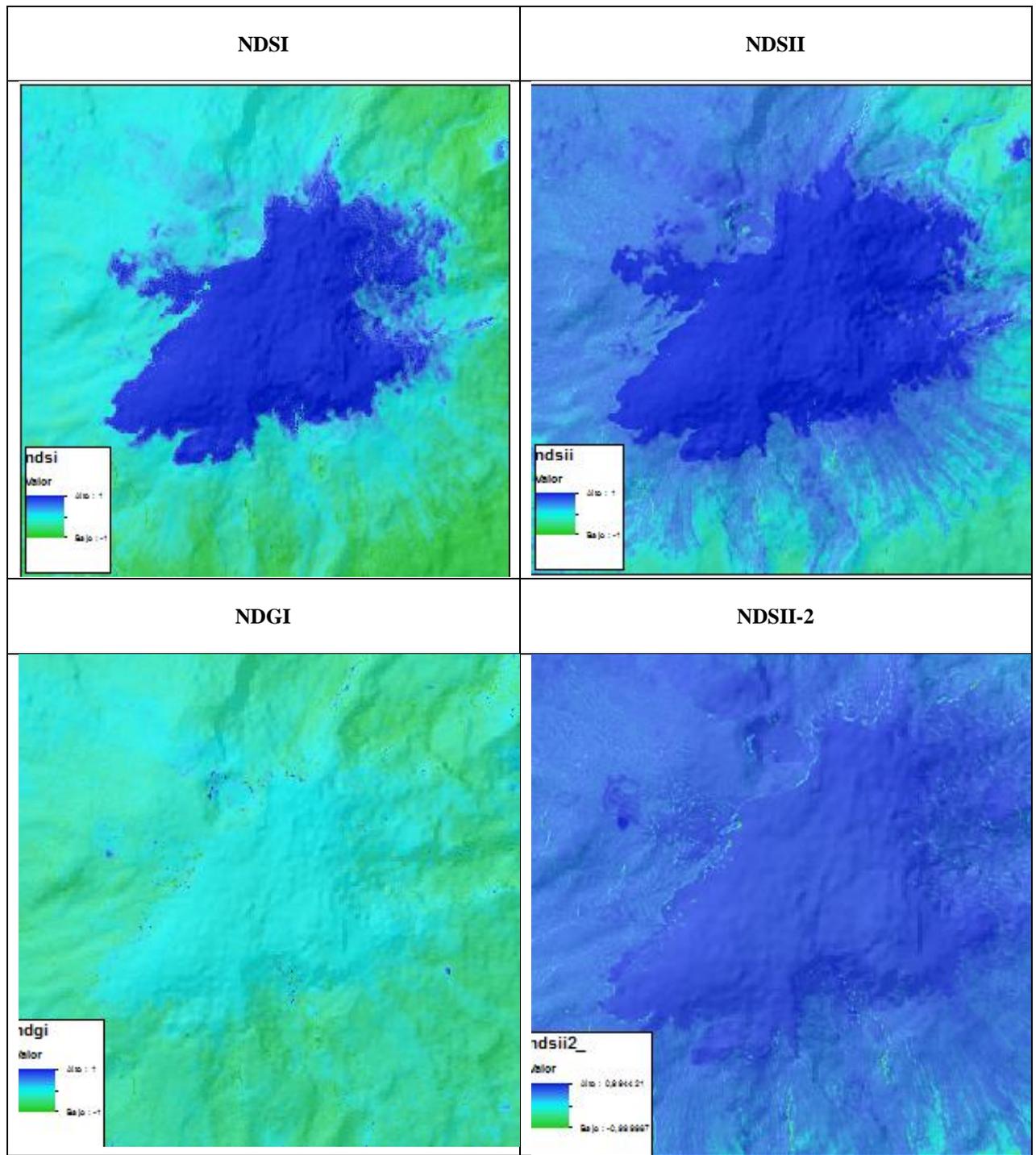


Mosaico de Figuras 4: Índices Espectrales para el Volcán Nevado del Ruiz 29 de Marzo 2014  
Fuente: Elaboración Propia (2015)



Mosaico de Figuras 5: Índices Espectrales para el Volcán Nevado del Ruiz 26 de Diciembre 2014

Fuente: Elaboración Propia (2015)



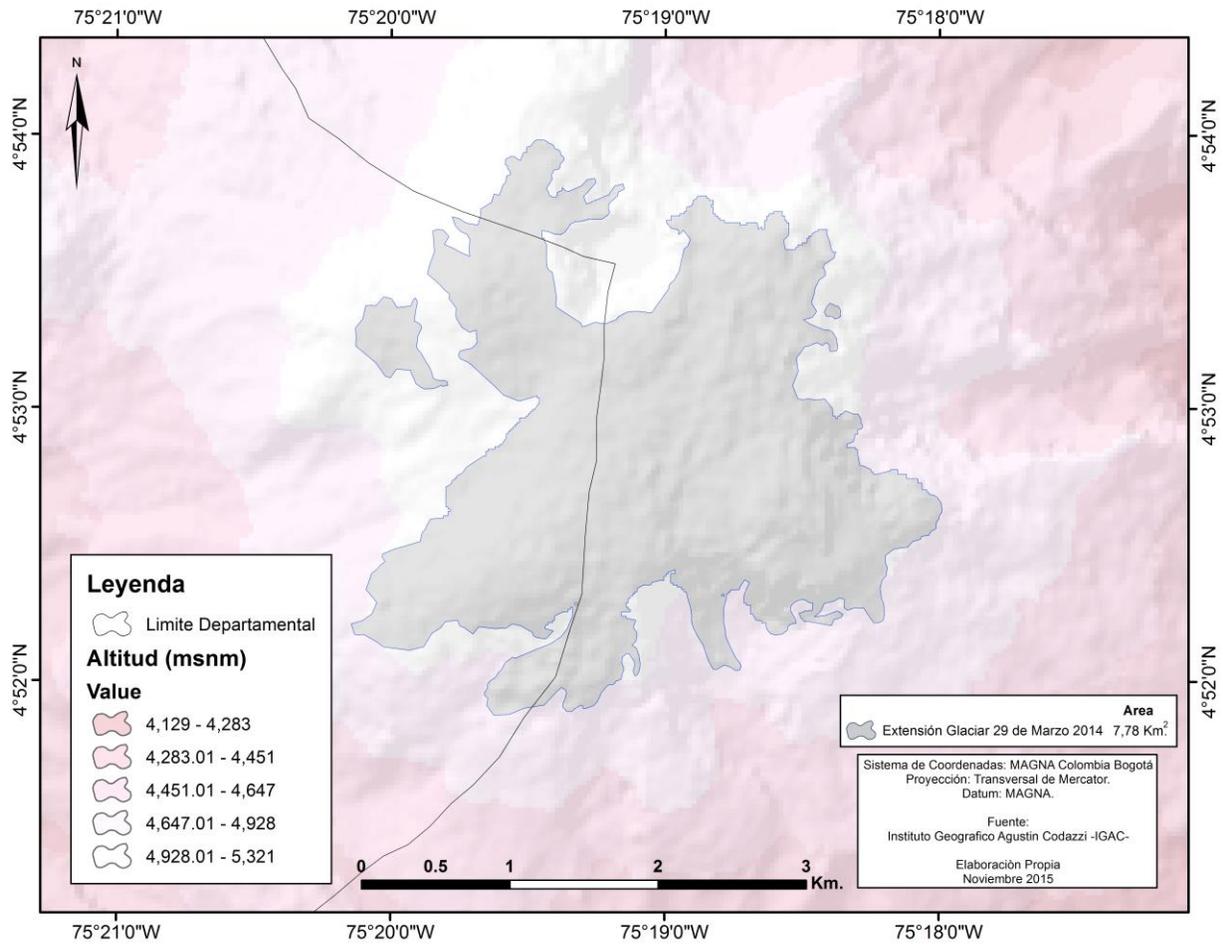
*Mosaico de Figuras 6: Índices Espectrales para el Volcán Nevado del Ruiz 24 de Septiembre 2015*

Fuente: Elaboración Propia (2015)

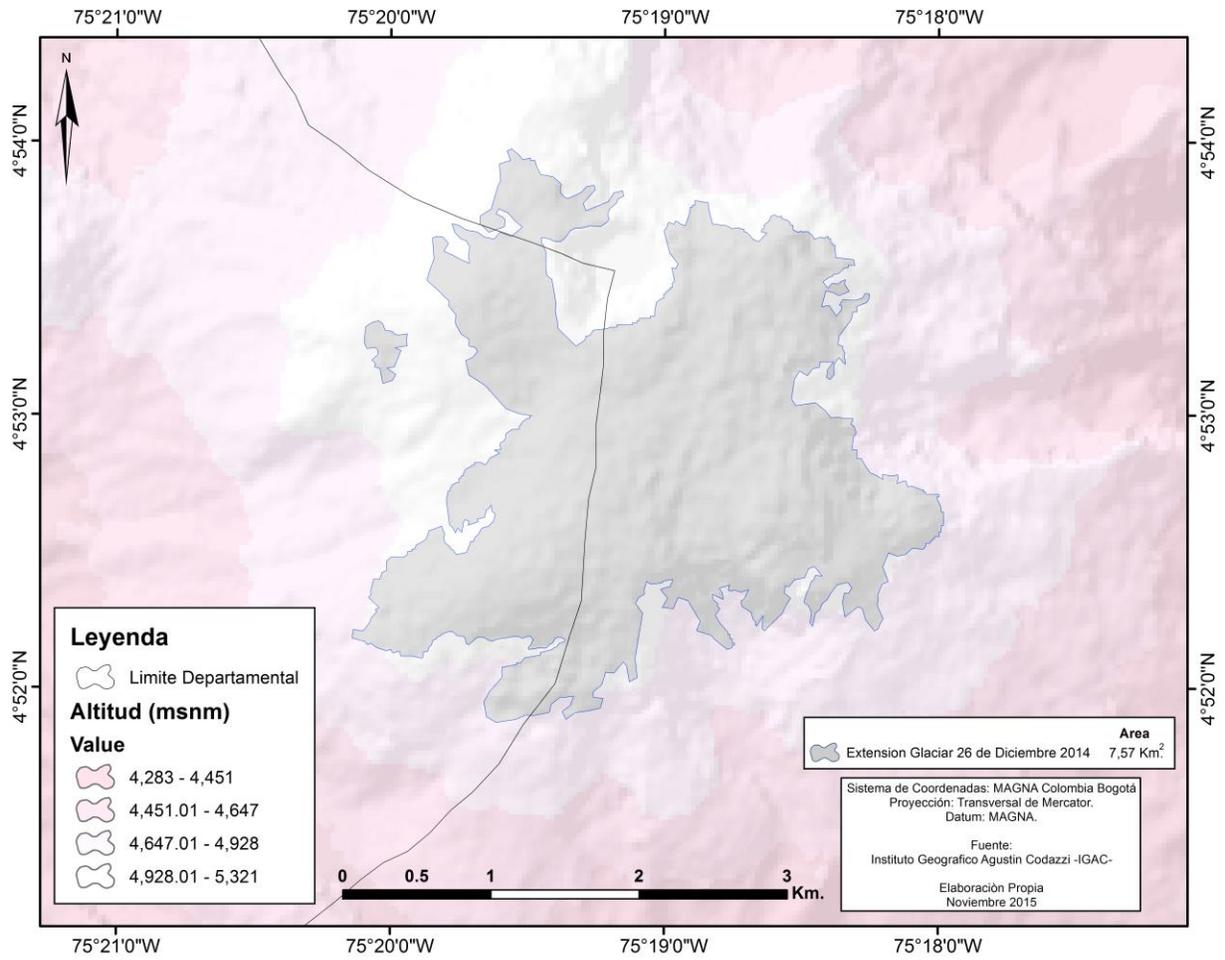
De lo anteriormente expuesto, se puede deducir que los índices óptimos a utilizar para la delimitación y cuantificación de área de nieve del nevado del Ruiz, es el Índice de Nieve Diferencial Normalizado -NDSI- y el Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado -NDSII- ya que en estos índices se logra apreciar en mayor forma la cobertura glaciar que poseía el Volcán Nevado del Ruiz, tanto para el 24 de Marzo como para el 26 de Diciembre del 2014 así como para la imagen del 24 de Septiembre 2015. También es importante indicar que los índices anteriores fueron complementados con procedimientos de digitalización manual de área glaciar, como se explicó anteriormente, debido a que existe área glaciar en el volcán que está cubierta con una capa de ceniza, principalmente en las zonas noroeste cercanas al cráter arenas del mismo, y la clasificación automática no es apropiada para estos casos.

En las *Figuras 15, 16 y 17* se evidencian el área glaciar para el Volcán Nevado del Ruiz en las fechas 29 de Marzo del año 2014, 26 de Diciembre del año 2014 y 24 de Septiembre del año 2015.

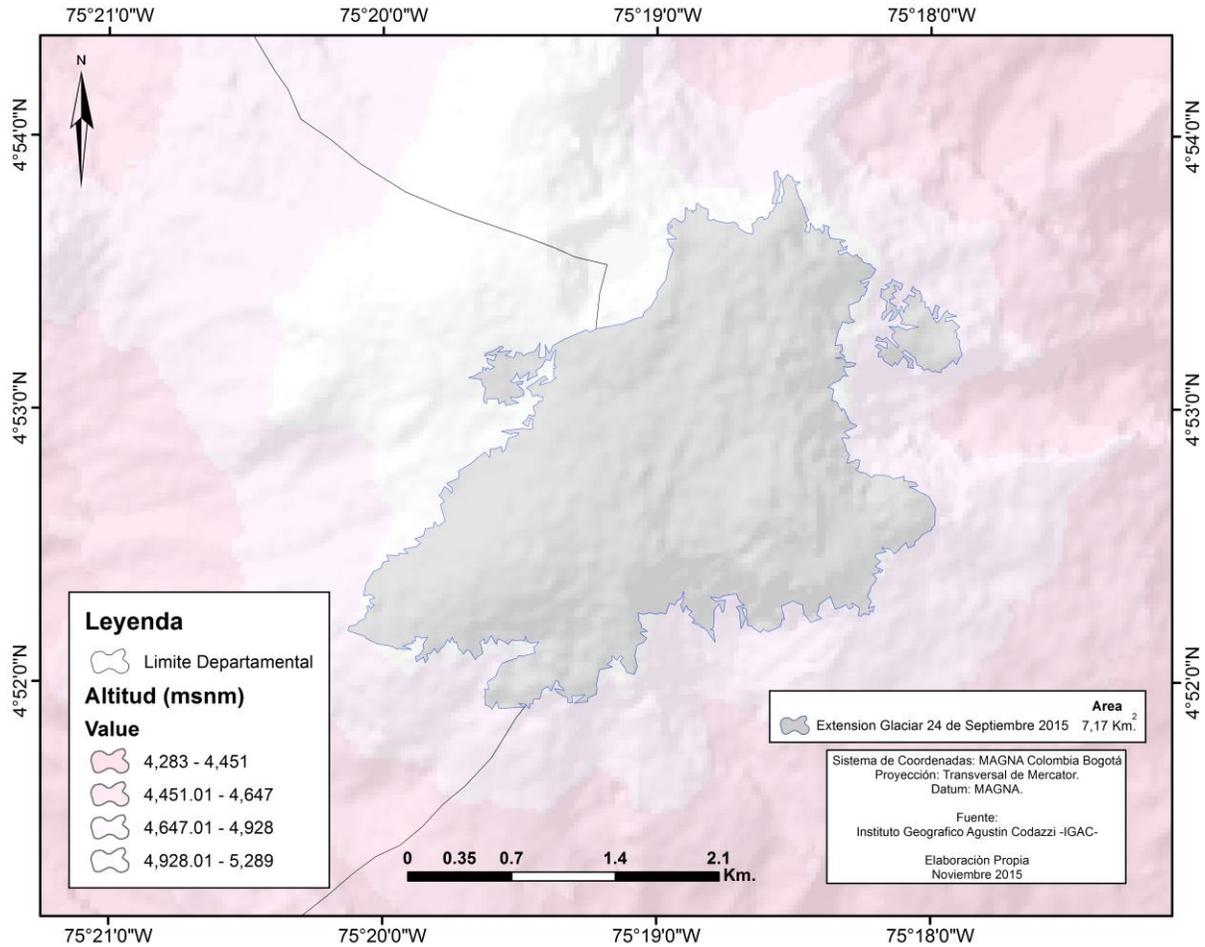




*Figura 15:* Área Glaciar, Volcán Nevado del Ruiz, 29 de Marzo del año 2014.  
 Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos IGAC (2015), USGS (2010).



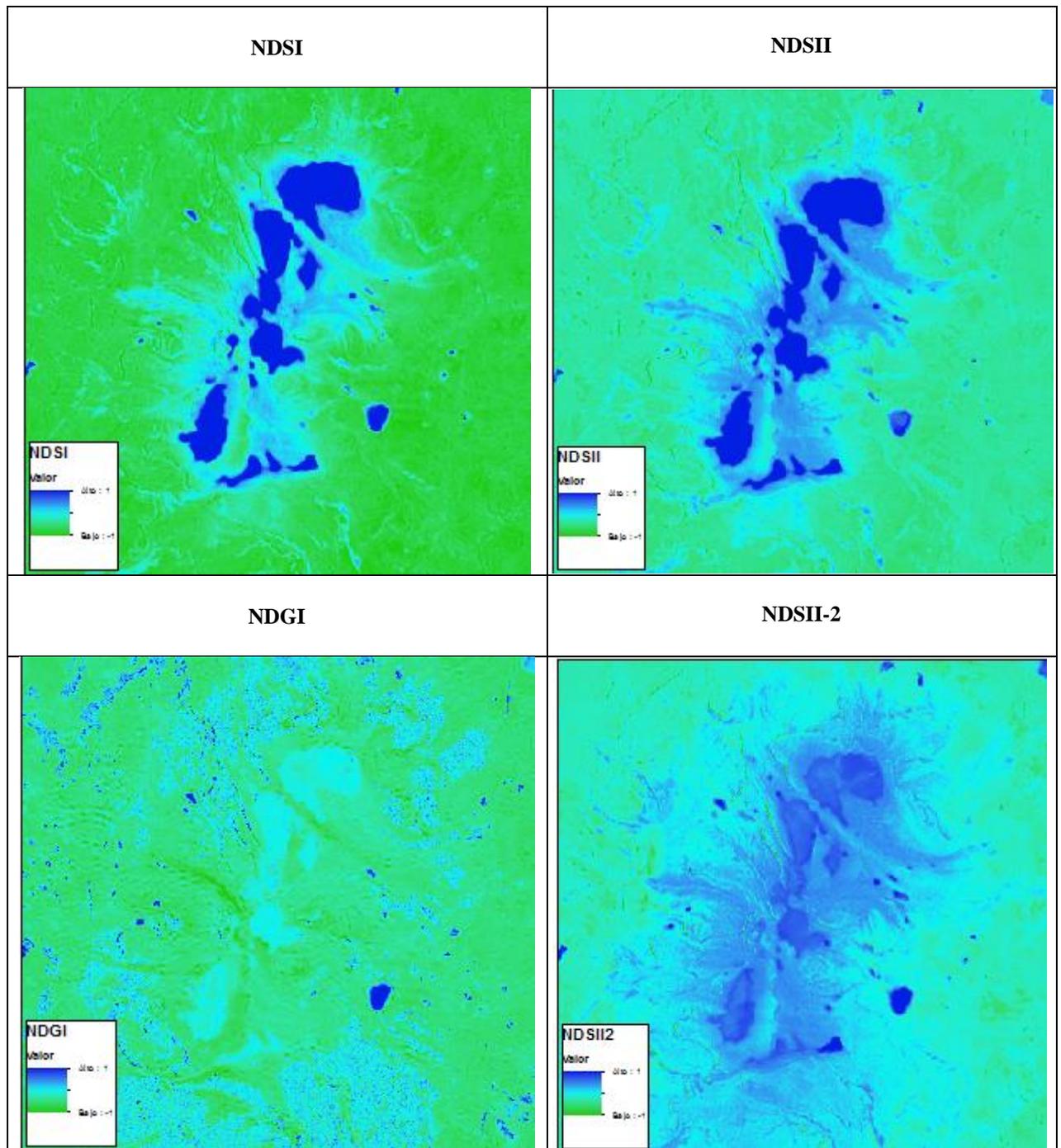
*Figura 16: Área Glaciar, Volcán Nevado del Ruiz, 26 de Diciembre del año 2014.*  
 Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos IGAC (2015), USGS (2010).



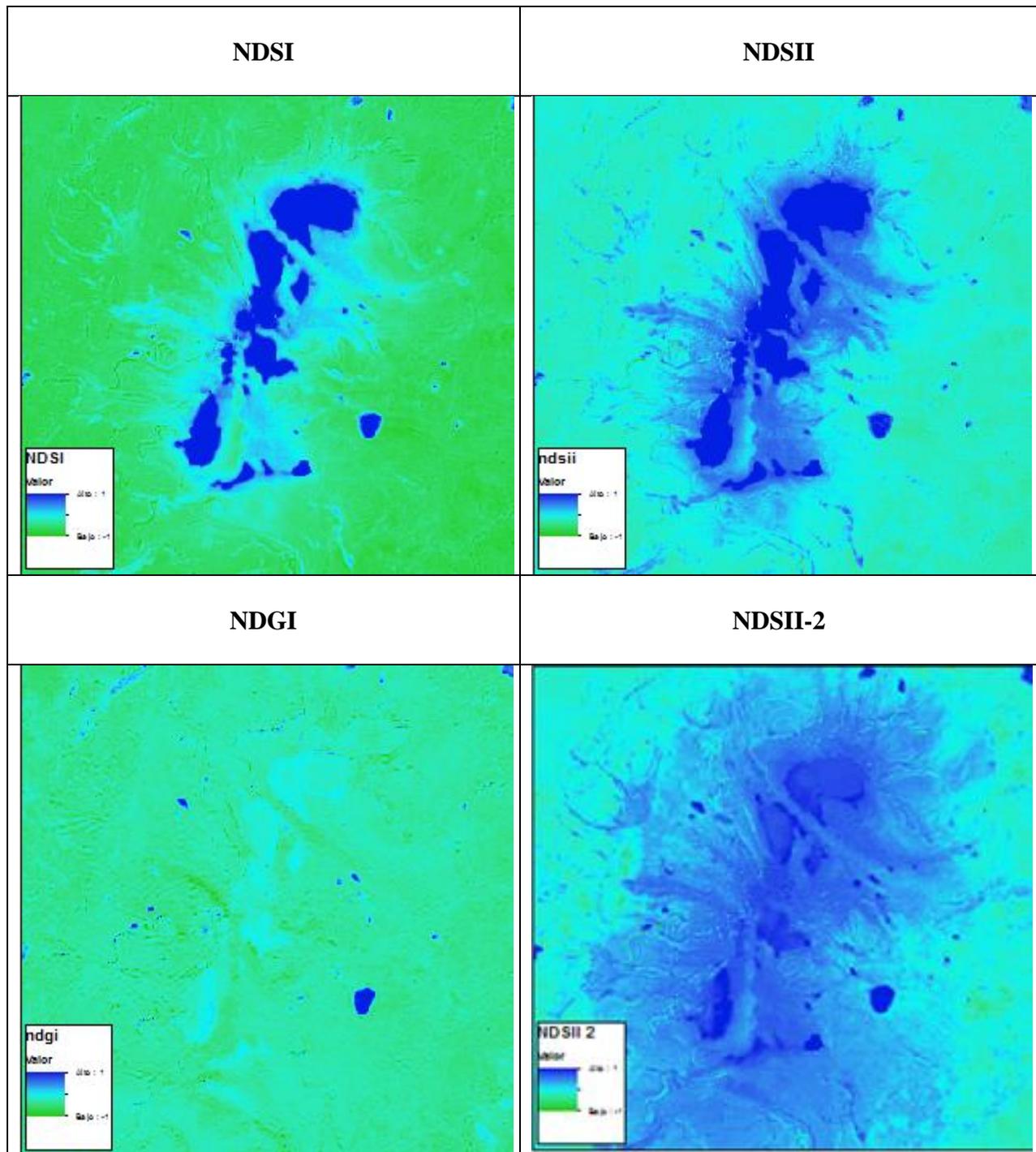
**Figura 17:** Área Glaciar, Volcán Nevado del Ruiz, 24 de Septiembre del año 2015.  
 Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos IGAC (2015), USGS (2010).

En estas figuras se observa un área de cobertura glaciar para el Volcán Nevado del Ruiz de 7,78 km<sup>2</sup> para el 29 de Marzo del año 2014. En ese mismo año, específicamente, para la fecha del 26 de Diciembre el volcán Nevado del Ruiz tenía una cobertura de hielo de 7,57 km<sup>2</sup>, Mientras que para el 24 de Septiembre del año 2015 se estima una cobertura de superficie glaciar de 7,17 km<sup>2</sup>, mostrando una disminución de la cobertura glaciar del 24,3% en el periodo de estudio desde el año 2010 hasta el año 2015.

En ese mismo orden de ideas, para determinar el área glaciar del nevado de Santa Isabel se calcularon distintos Índices espectrales, específicamente para los meses de Marzo y Diciembre del año 2014 y el mes de septiembre del año 2015. En los siguientes *Mosaicos de Figuras 7, 8 y 9* se presentan los resultados del cálculo de Índices Espectrales. Específicamente para las fechas 29 de marzo del año 2014, 26 de Diciembre del año 2014 y 24 de Septiembre del año 2015. Es importante mencionar que no se utilizó la imagen del 09 de Febrero del año 2014 al ser una imagen con gran presencia de nubes para el área glaciar del Nevado de Santa Isabel, la cual al aplicarle el algoritmo de corrección atmosférica en el área de estudio no se logró minimizar la nubosidad en esa zona de estudio.

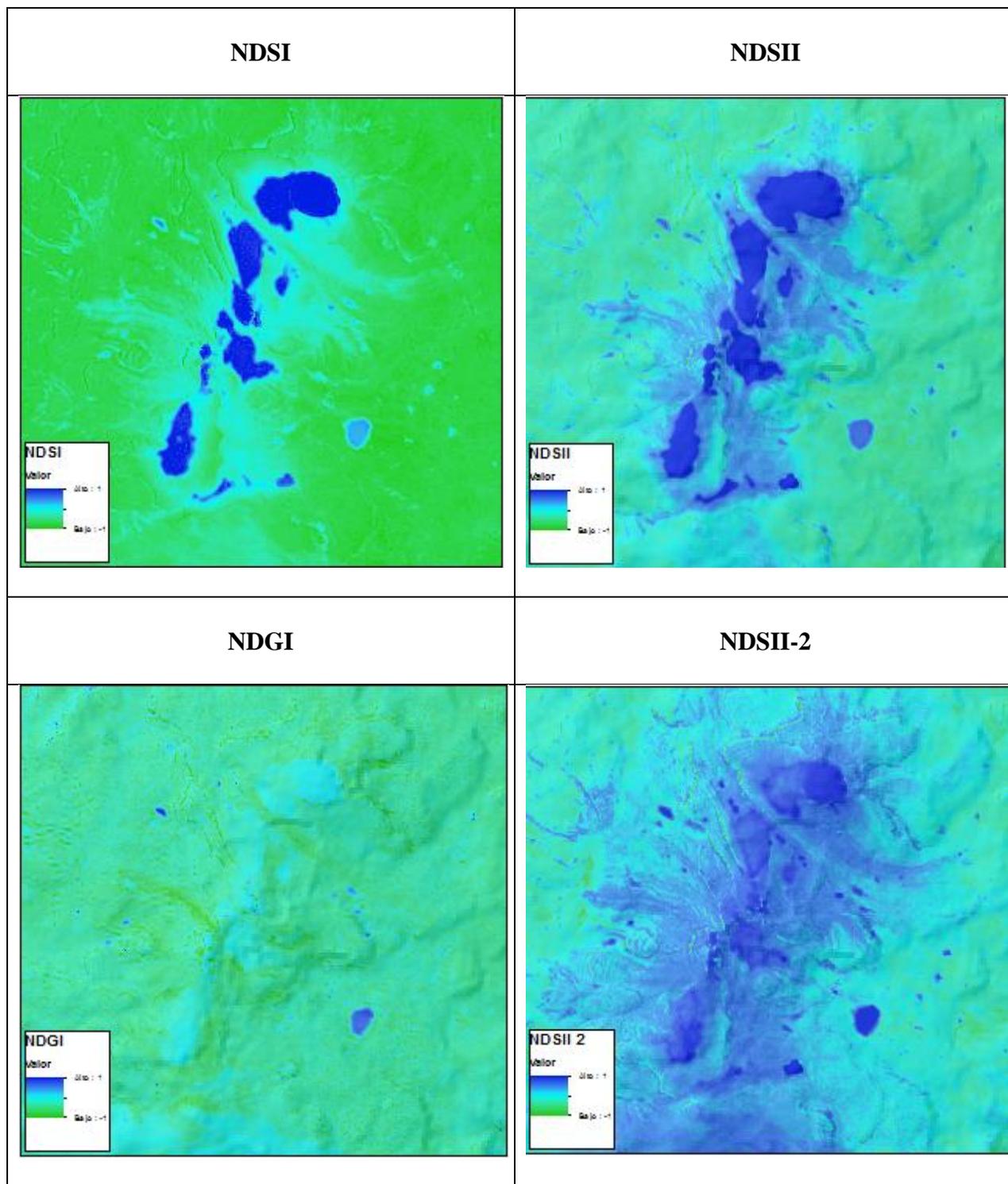


Mosaico de Figuras 7: Índices Espectrales Nevado de Santa Isabel, 24 de Marzo del año 2014.  
Fuente: Elaboración Propia (2015).



Mosaico de Figuras 8: Índices Espectrales Nevado de Santa Isabel, 26 de Diciembre del año 2014

Fuente: Elaboración Propia (2015)



*Mosaico de Figuras 9: Índices Espectrales Nevado de Santa Isabel, 24 de Septiembre del año 2015.*

Fuente: Elaboración Propia (2015)

Para determinar el área glaciario del VNSI, se utilizó el Índice NDSI. También es importante mencionar que se utilizó digitalización manual para cubrir área glaciario que el índice utilizado no interpretó apropiadamente. En las *Figuras 18, 19 y 20* se presentan los resultados generados para cada imagen utilizada en la determinación de la superficie glaciario para el Volcán Nevado de Santa Isabel.



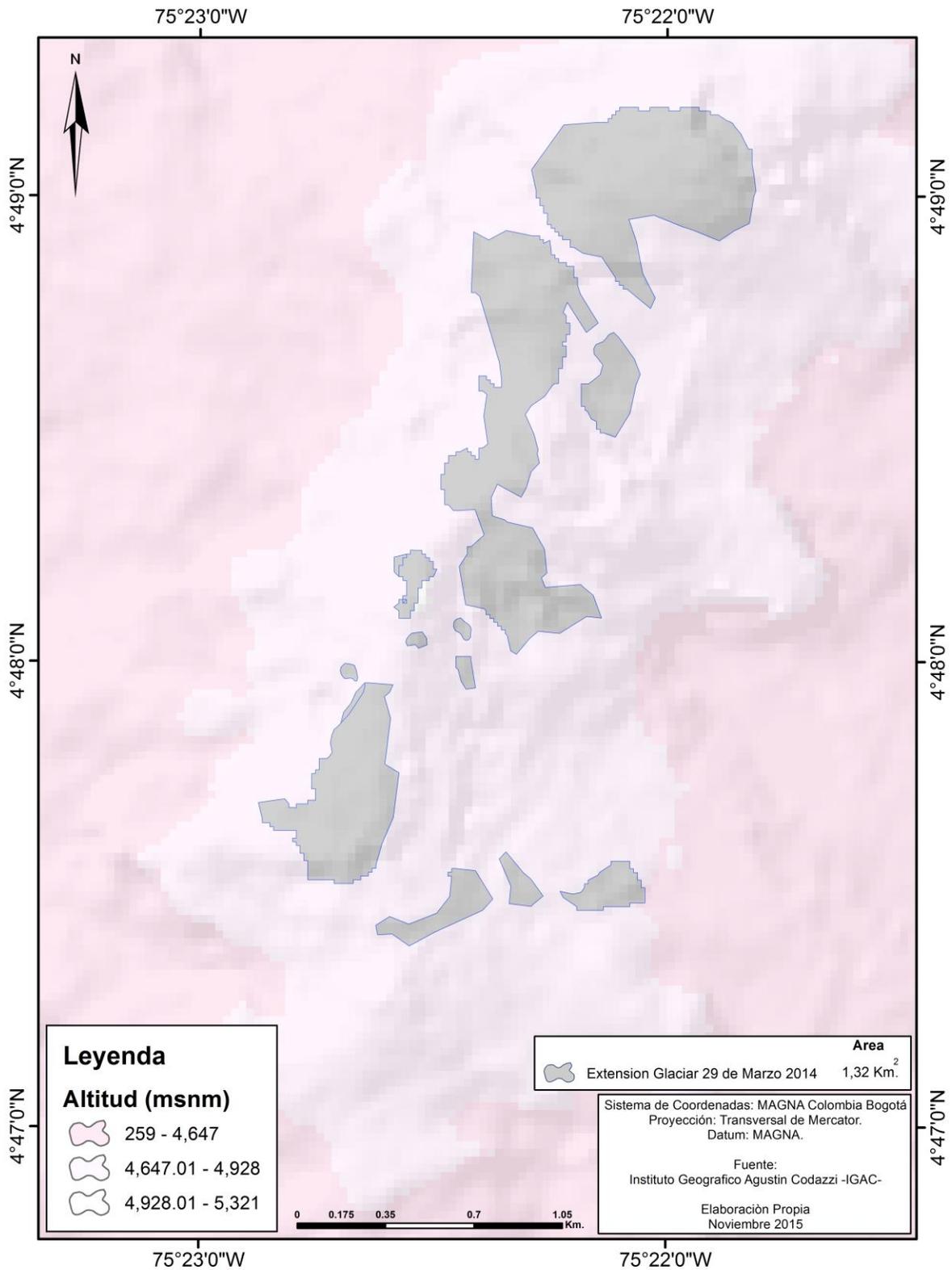


Figura 18: Área Glaciar, Volcán Nevado de Santa Isabel, 29 de Marzo del año 2014.  
 Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos IGAC (2015), USGS (2010).

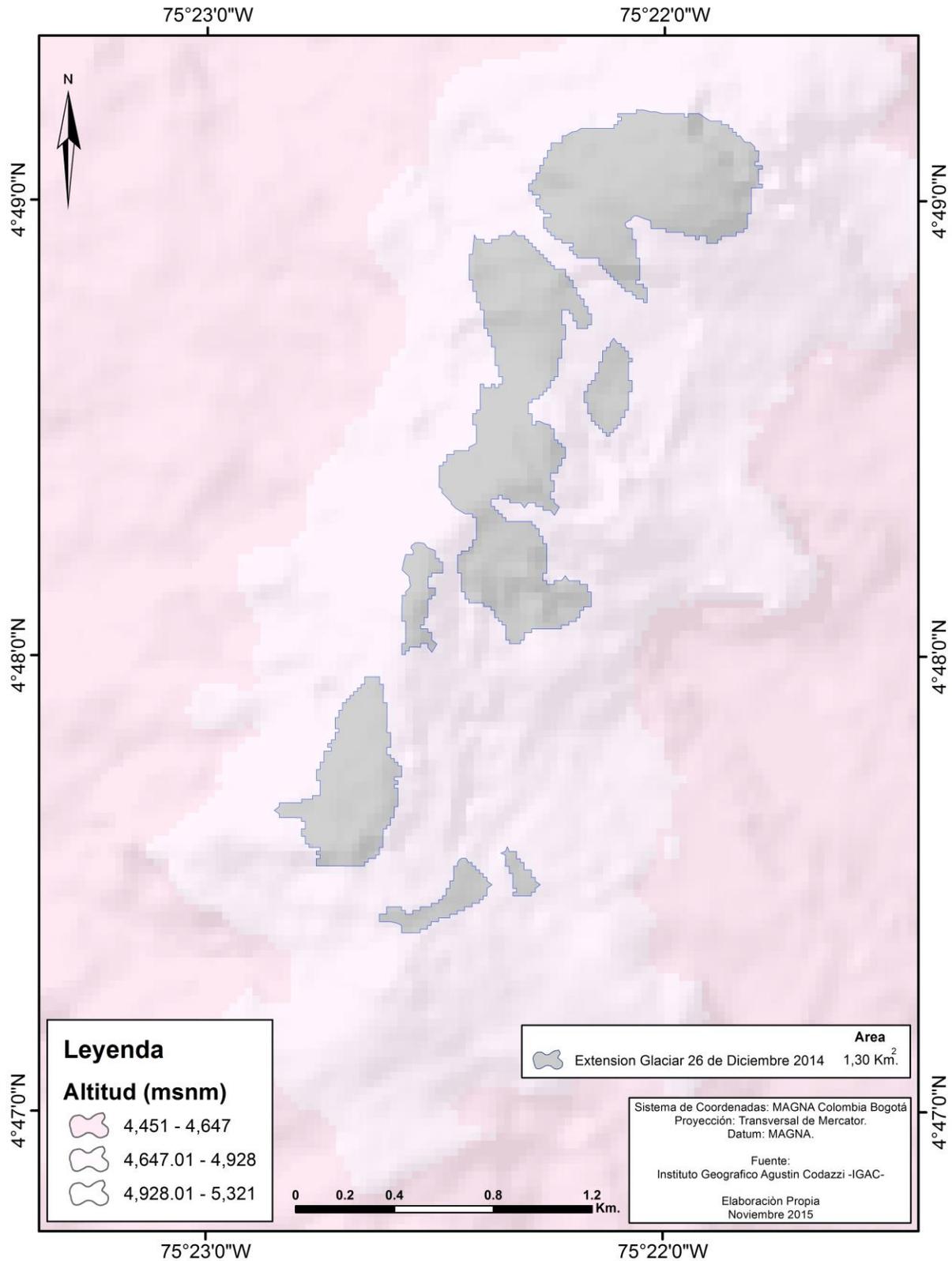


Figura 19: Área Glaciar, Volcán Nevado De Santa Isabel, 26 De Diciembre del Año 2014.  
 Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos IGAC (2015), USGS (2010).

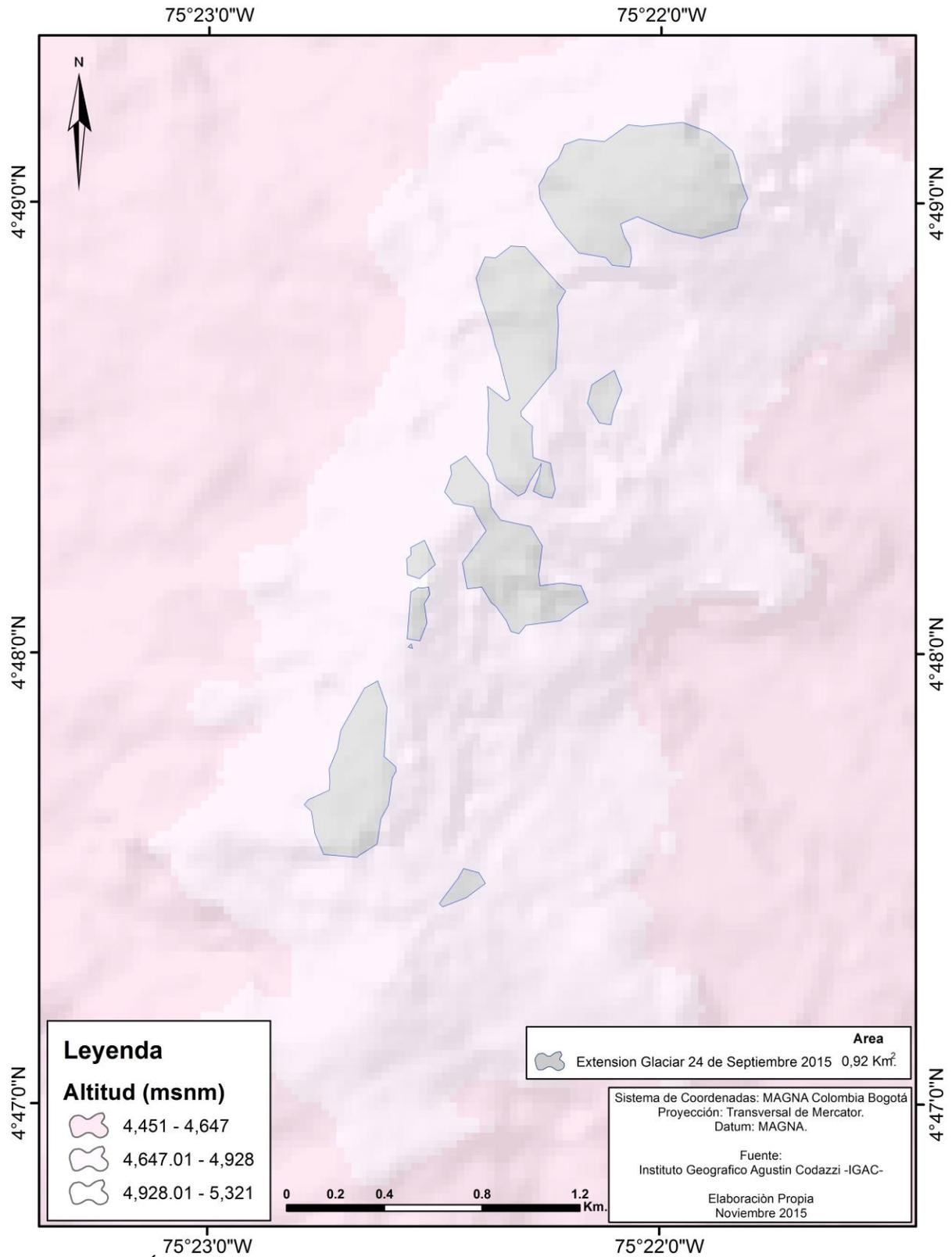
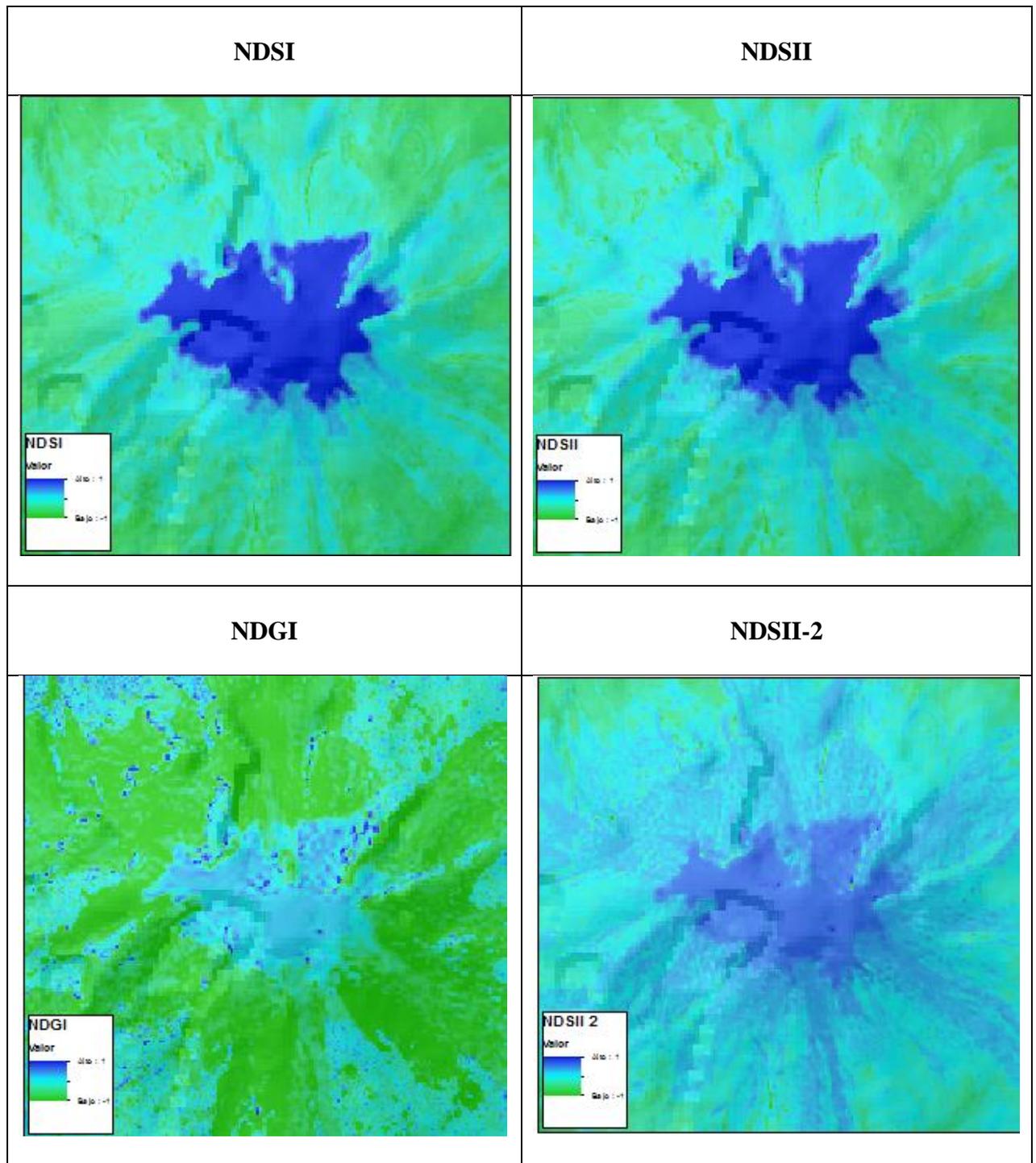


Figura 20: Área Glaciar, Volcán Nevado de Santa Isabel, 24 de Septiembre del año 2015.  
 Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos en la etapa de ejecución del proyecto (2015).

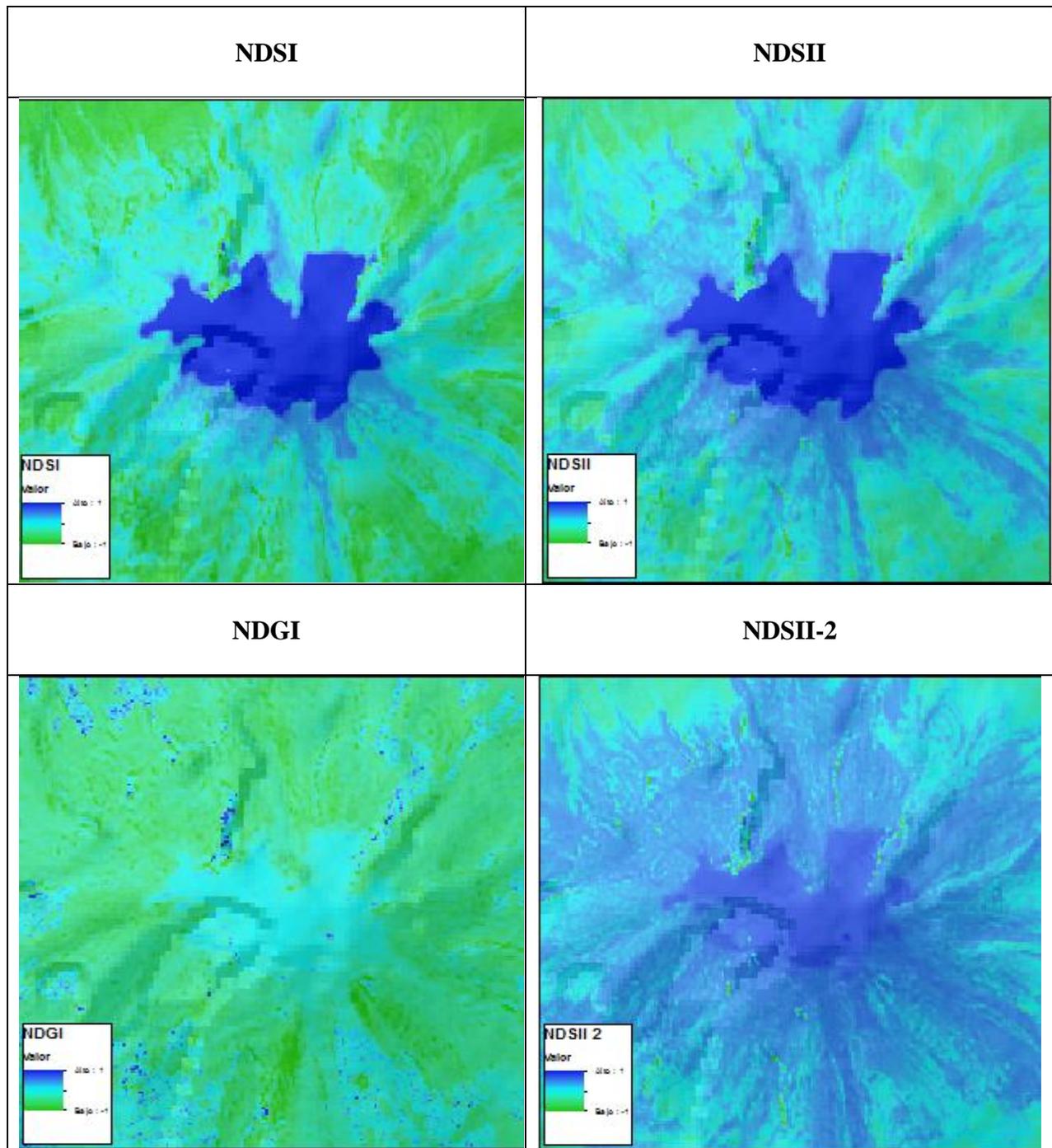
Como se puede apreciar en dichas figuras, la cobertura glaciaria para el VNSI el 24 de Marzo del año 2014 poseía un área de 1,32 km<sup>2</sup>. En ese mismo año, con fecha del 26 de Diciembre, la superficie del nevado era de 1,30 km<sup>2</sup>, es decir, 0,2 km<sup>2</sup> de diferencia con respecto al 24 de Marzo, mientras que para el año 2015, específicamente para el 24 de Septiembre, la superficie del VNSI era de 0,92 km<sup>2</sup>.

Adicionalmente, *los Mosaicos de Figuras 10, 11, 12 y 13* presentan los resultados del cálculo de Índices Espectrales, para las imágenes satelitales Landsat 8 OLI TIRS con fechas del 09 de Febrero, 29 de Marzo y 26 de Diciembre del año 2014 y 24 de Septiembre del año 2015, para determinar el área glaciaria del VNT.



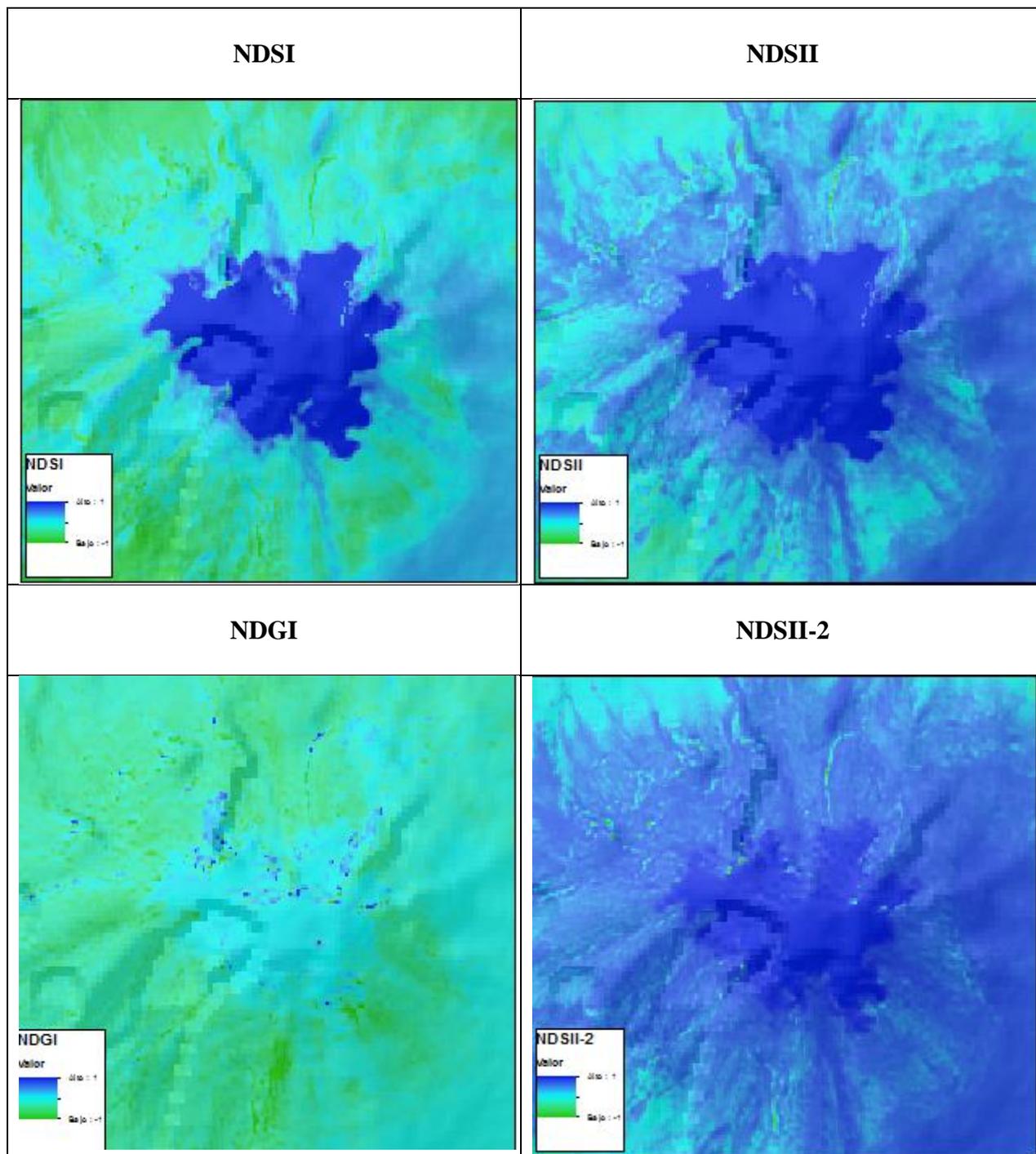
*Mosaico de Figuras 10: Índices Espectrales Volcán Nevado del Tolima, 9 de Febrero del año 2014.*

Fuente: Elaboración Propia (2015)



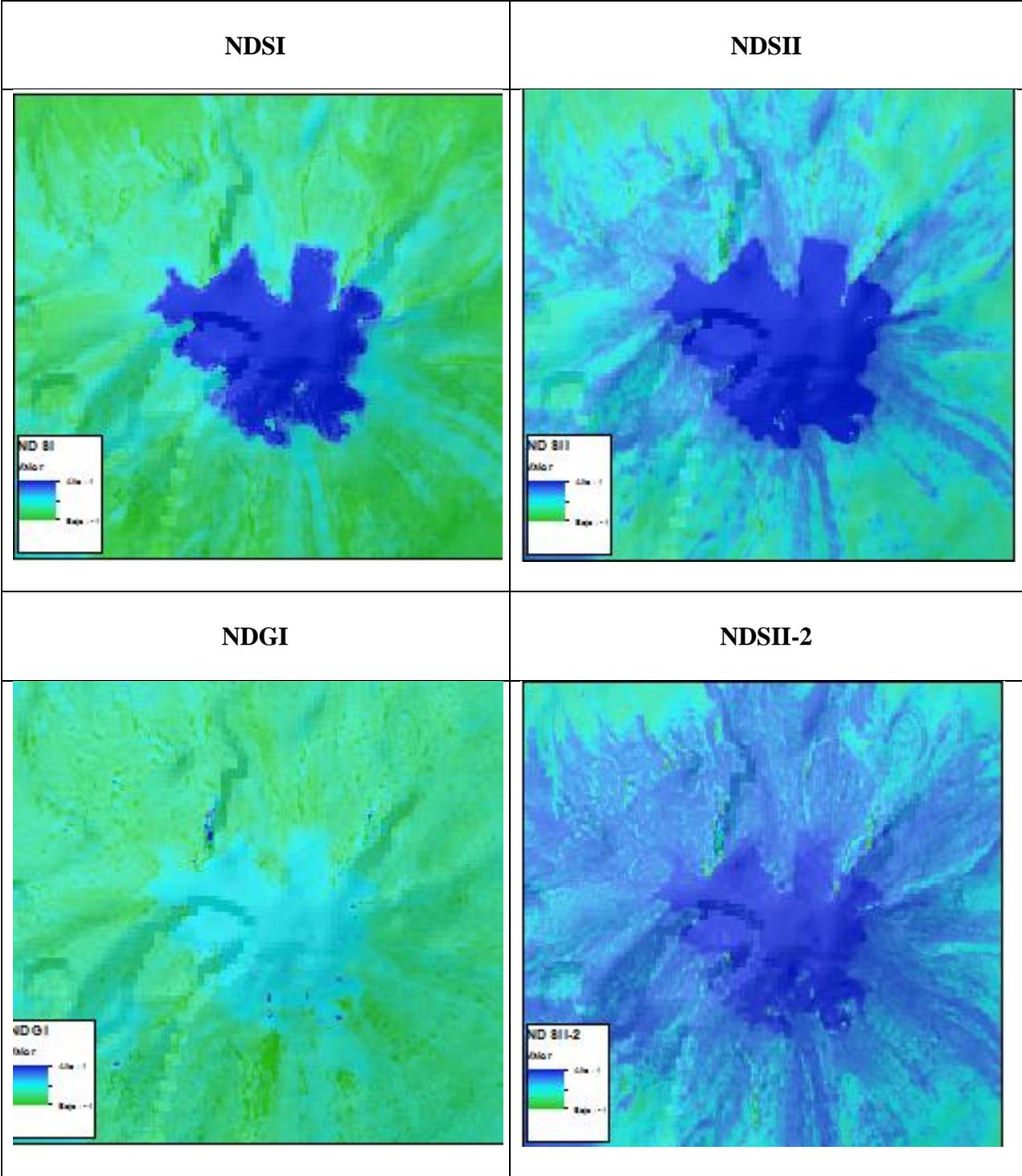
*Mosaico de Figuras 11: Índices Espectrales Volcán Nevado del Tolima, 29 de Marzo del año 2014.*

Fuente: Elaboración Propia (2015)



*Mosaico de Figuras 12: Índices Espectrales Volcán Nevado del Tolima, 26 de Diciembre del año 2014.*

Fuente: Elaboración Propia (2015)

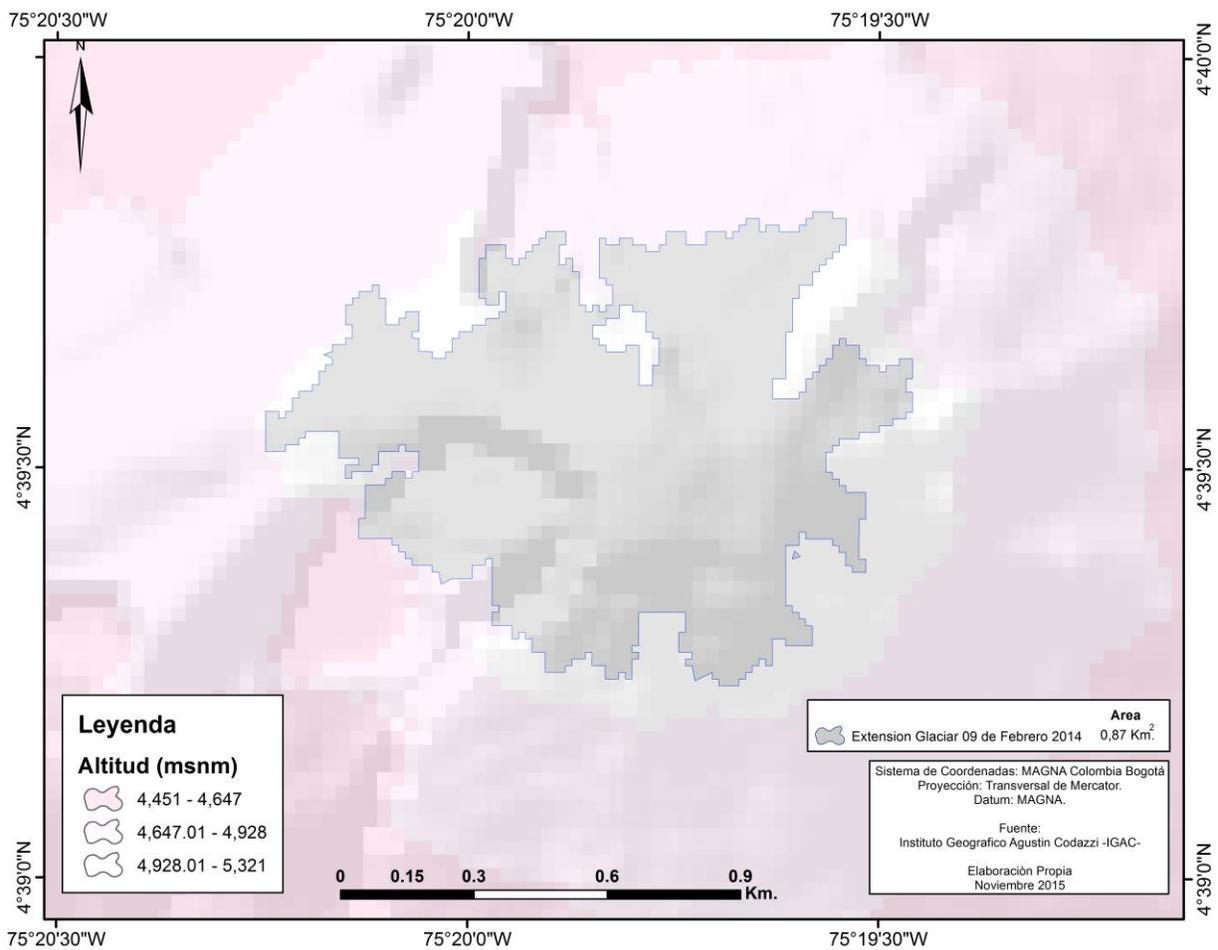


Mosaico de Figuras 13: Índices Espectrales Volcán Nevado del Tolima, 24 de Septiembre del año 2015.

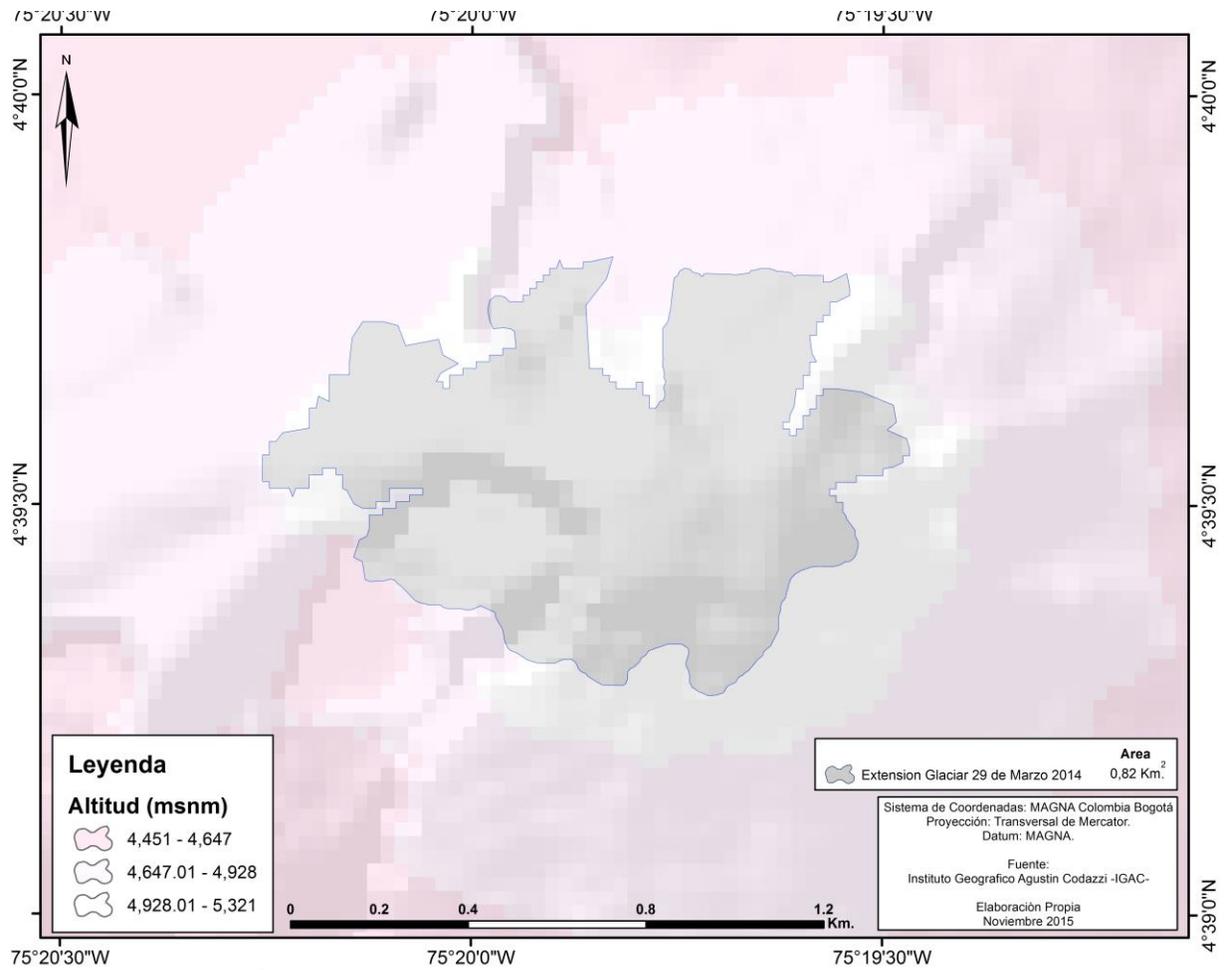
Fuente: Elaboración Propia (2015)



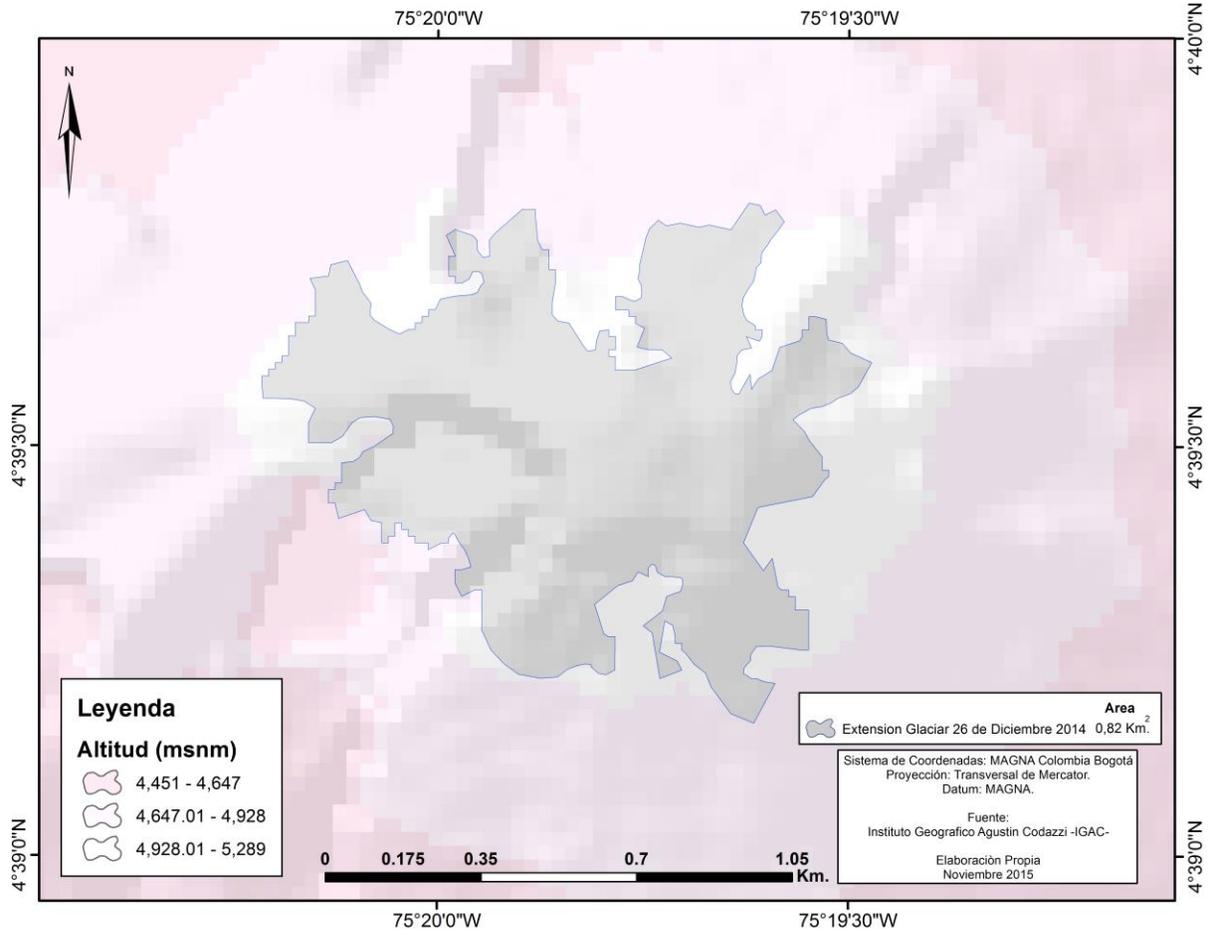
Del cálculo de índices para la superficie glaciaria del VNT, se observa que el Índice NDSI delimita apropiadamente la cobertura glaciaria. Las Figuras 21, 22, 23 y 24 presentan los mapas para cada año de estudio de la superficie glaciaria definida para el VNT.



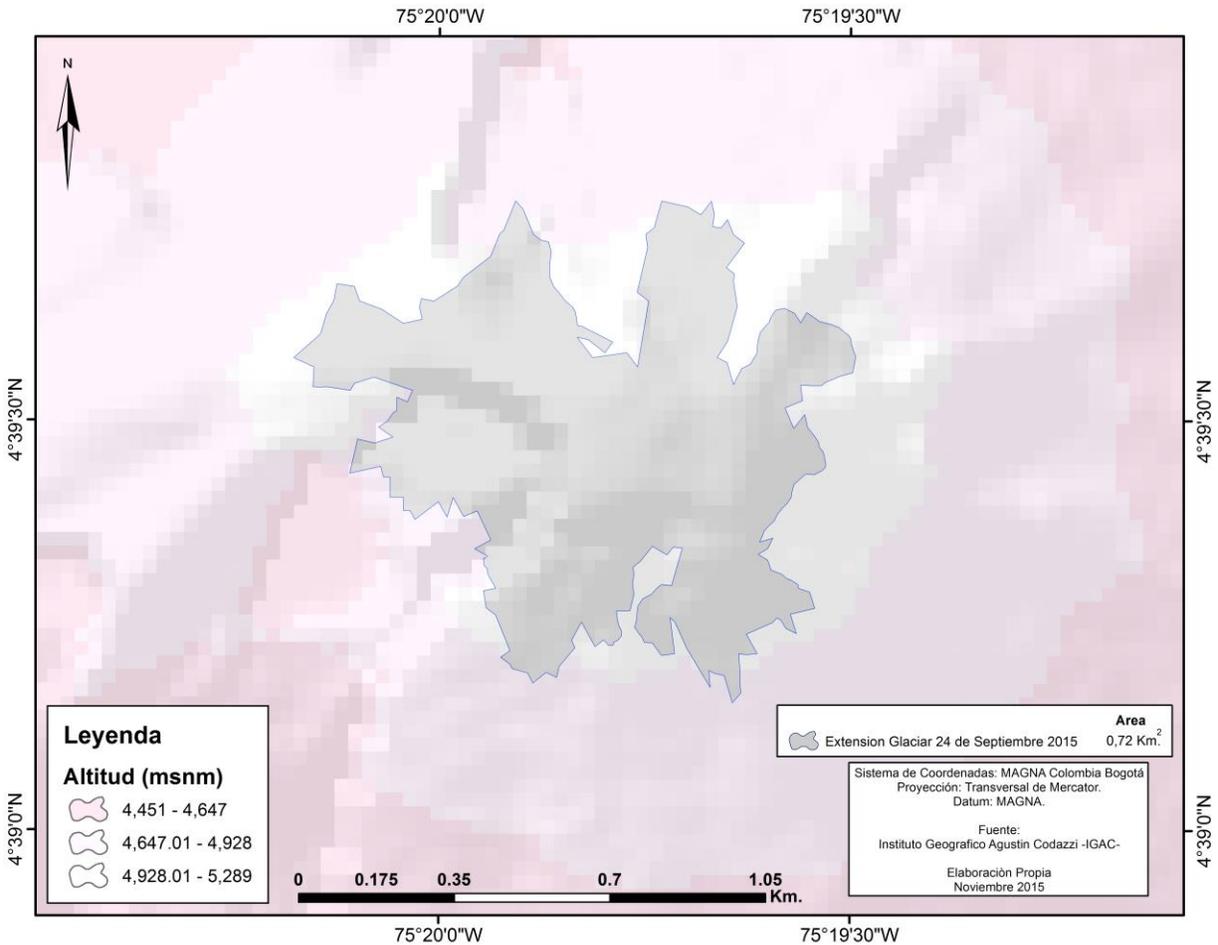
*Figura 21:* Área Glaciaria, Volcán Nevado del Tolima, 9 de Febrero del año 2014.  
 Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos IGAC (2015), USGS (2010).



**Figura 22:** Área Glaciar, Volcán Nevado del Tolima, 29 de Marzo del año 2014.  
Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos IGAC (2015), USGS (2010).



*Figura 23:* Área Glaciar, Volcán Nevado del Tolima, 26 de Diciembre del año 2014.  
 Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos IGAC (2015), USGS (2010).



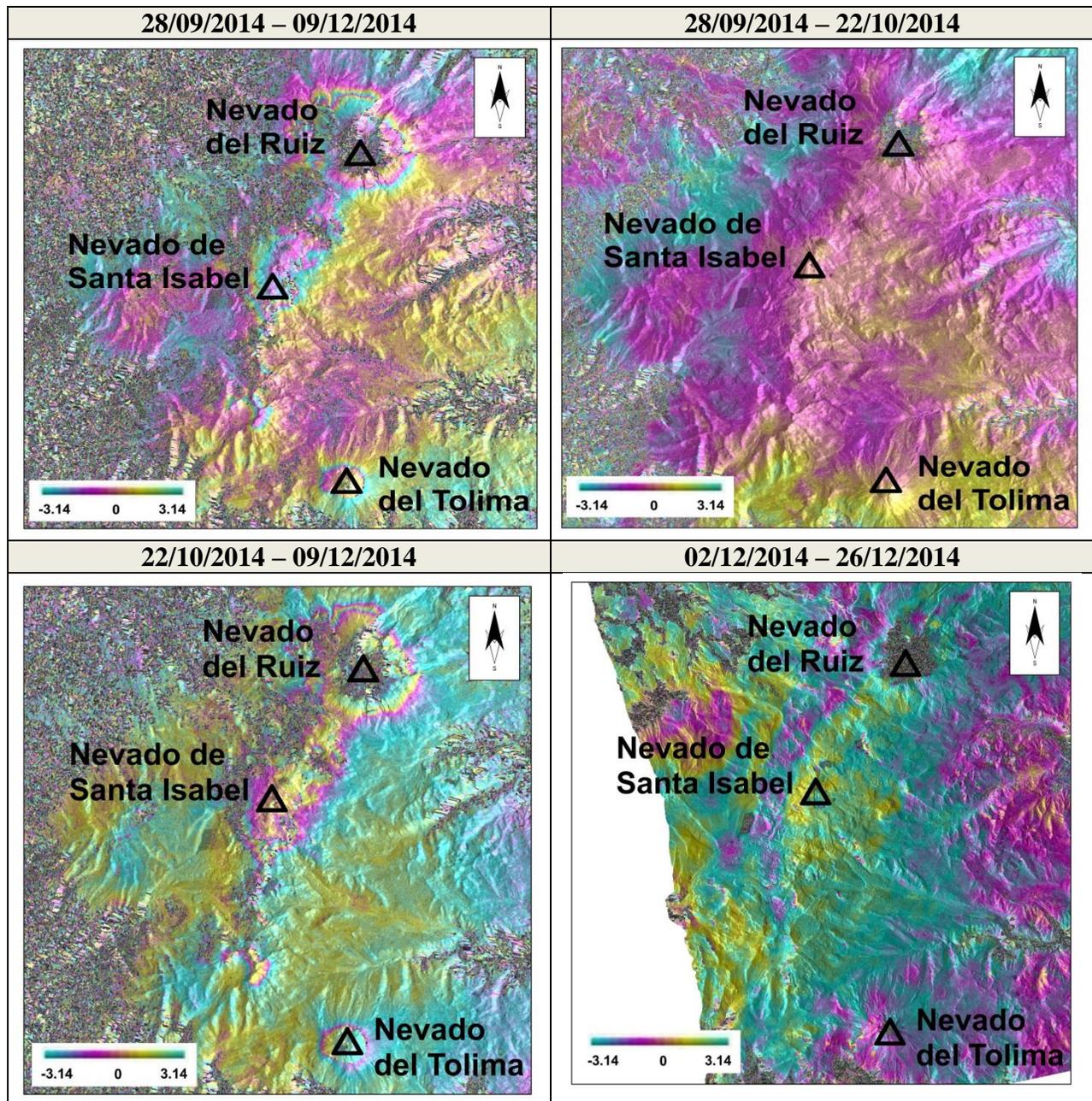
**Figura 24:** Área Glaciar, Volcán Nevado del Tolima, 24 de Septiembre del año 2015.  
Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos IGAC (2015), USGS (2010).

Tal y como se observa en esas figuras, se puede concluir que el área de superficie glaciar para el 09 de Febrero del año 2014 era de 0,87 km<sup>2</sup>, a diferencia del 29 de Marzo de ese mismo año en donde el área glaciar equivale a 0,83 km<sup>2</sup>. Para el 26 de Diciembre del año 2014 el área de superficie glaciar para el VNT era de 0,82 km<sup>2</sup>, y para el año 2015, específicamente en el mes de septiembre, el área de superficie glaciar fue de 0,72 km<sup>2</sup>. Bajo esas consideraciones, se deduce que el área glaciar del VNT ha disminuido en un 42% desde el año 2010 hasta el año 2015.

### **8.3. Interferogramas de Desplazamiento para el glaciar del Volcán Nevado del Ruiz, Volcán Nevado de Santa Isabel y Volcán Nevado del Tolima.**

La Interferometría de Radar de Apertura Sintética -InSAR- explora las diferencias de fase entre dos imágenes complejas (Single Look Complex) –SLC- de la misma área, con diferentes señales, diferentes posiciones y diferencias en la distancia de observación hacia la superficie terrestre. Al eliminar el desplazamiento de fase relacionado con la topografía de un Interferograma, la diferencia entre los productos resultantes mostrarán los patrones de deformación de la superficie que se produjo entre las dos fechas de adquisición; todo esto se conoce como DinSAR.

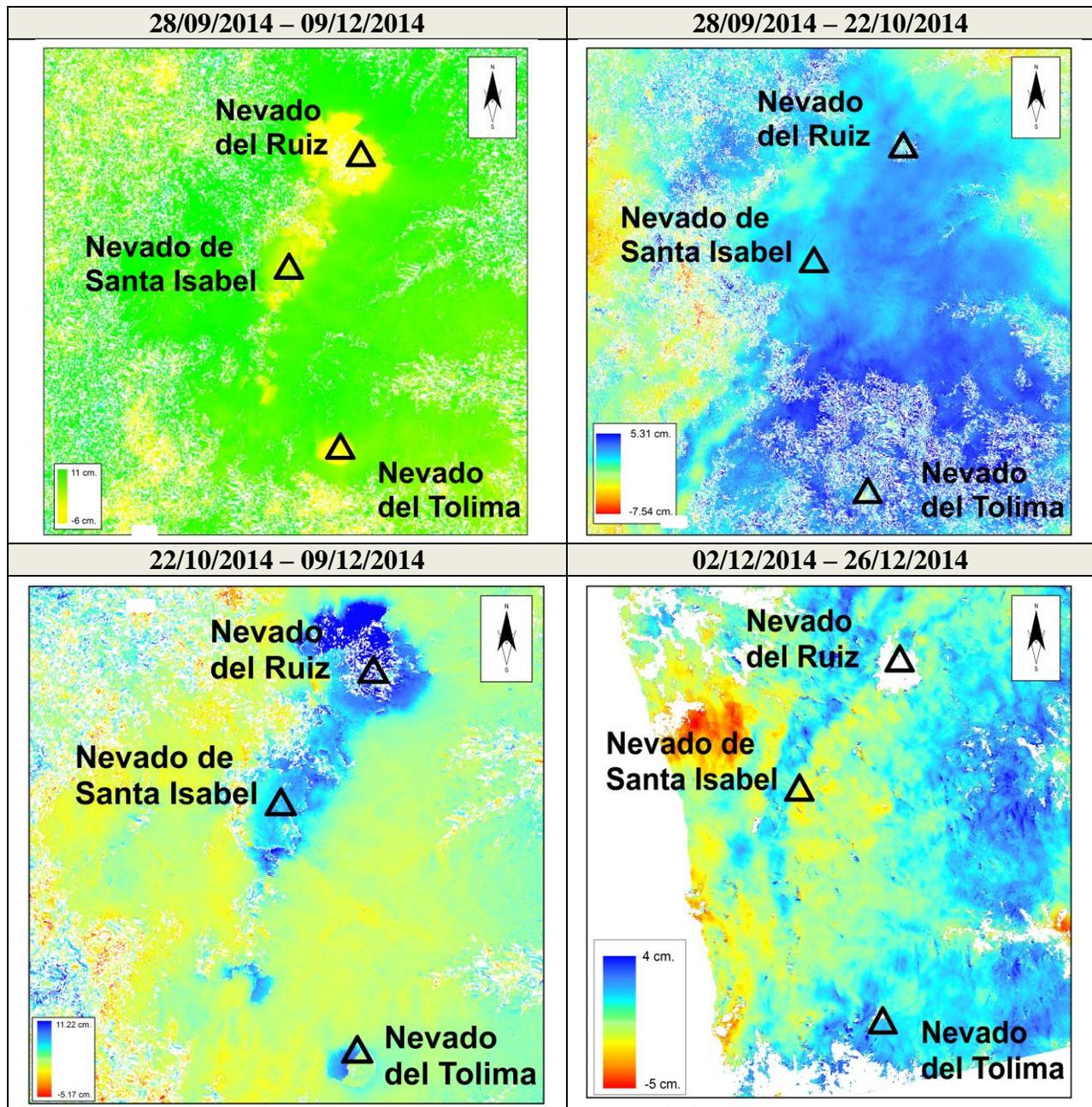
Para la generación de los Interferogramas de desplazamiento para los tres glaciares en estudio se utilizaron las imágenes RADARSAT II descritas en la *Tabla 3*. A continuación se presentan los interferogramas que representan las diferencias de fase obtenidas por cada uno de los pares de imágenes utilizadas en la investigación, así como el desarrollo de cada una de las fases, la cual presenta la deformación de la superficie. Las imágenes se presentan en orden cronológico desde la imagen base a la imagen esclava (de la más antigua a la más reciente).



*Mosaico de Figuras 14:* Interferogramas que representan las diferencias de Fase entre los pares interferométricos utilizados

Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos del Centro Canadiense de Estudios sobre Observación de la Tierra y Recursos Naturales (2015).

La diferencia de fase positiva significa elevación “uplift” o creciente “enlarging” que es un tipo de distribución de actividad, en donde la superficie se extiende en dos o más direcciones. La diferencia de fase negativa significa subsidencia o hundimiento que es el descenso vertical lento de la superficie de un terreno debido a la fuerza de la gravedad, o a efectos de consolidación de suelos por descenso del nivel freático (Samsonov, 2014).



*Mosaico de Figuras 15:* Desplazamiento en cm., Parque Nacional Natural de los Nevados  
 Fuente: Elaboración propia con datos facilitados por Sergey Samsonov del Centro Canadiense de Estudios sobre Observación de la Tierra y Recursos Naturales (2015).



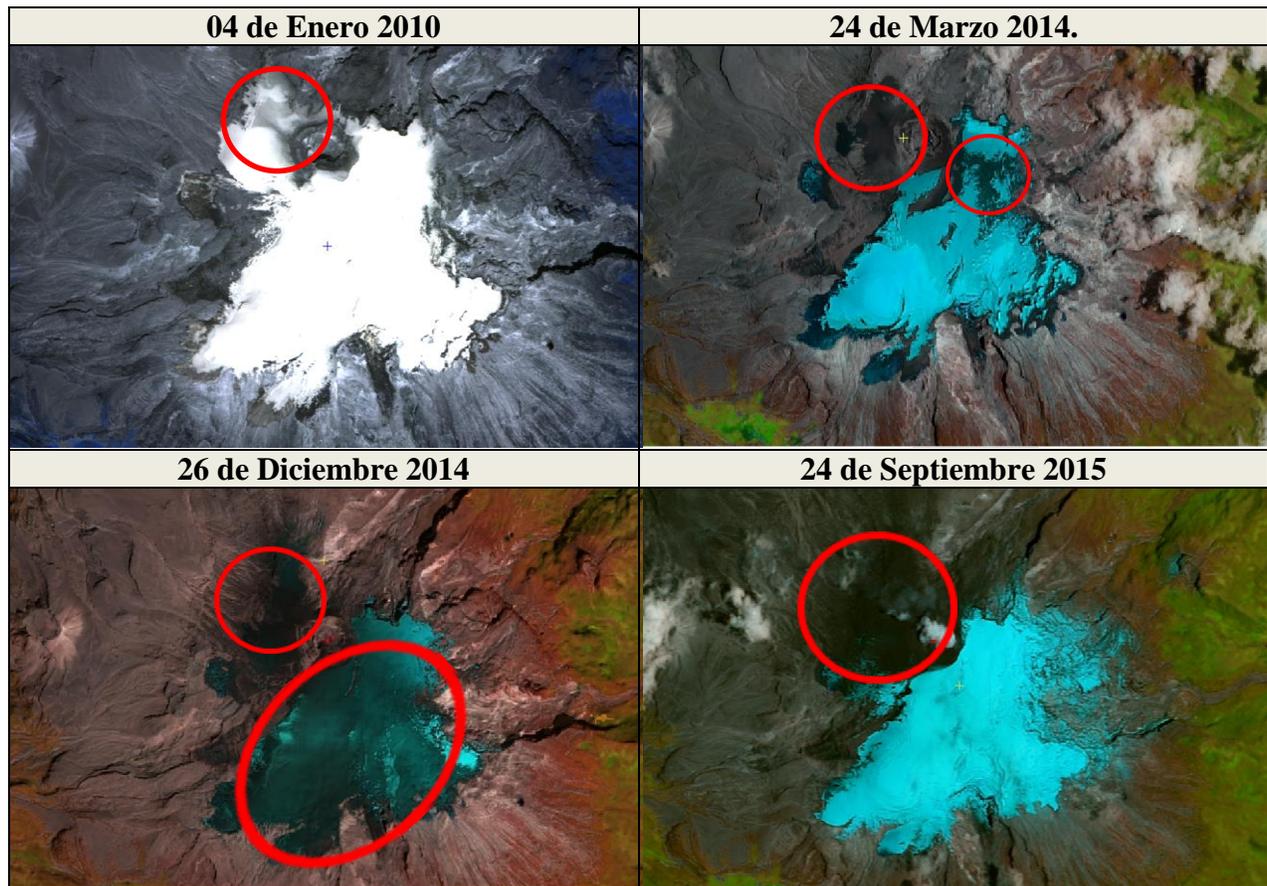
El desenrrollo presentado para cada par interferométrico muestra la elevación en valores positivos y la subsidencia valores negativos la cual esta medida en cm.

Tal y como se observa en el *Mosaico de Figuras 15*, para el par interferométrico formado por las imágenes de RADARSAT II del 28 de Septiembre del 2014 al 09 de Diciembre del año 2014, se observa un deformaciones para el área de trabajo de -6 y 6 cm., mientras que del 28 de Septiembre al 22 de Octubre del 2014 se presenta una desproporción de 5.3 y - 7.5 cm. Del 22 de octubre al 9 de diciembre del año 2014 la deformación para el área en estudio es de 11 y -5 cm, mientras que el par interferométrico conformado por imágenes de 2 de diciembre del año 2014 al 26 de Diciembre de ese mismo año muestran como resultado una desproporción de 4 y -5 cm.

Las deformaciones descritas en esa investigación con respecto a los interferogramas utilizados son de orden vertical, expresadas en la deformación del complejo volcánico y con base en el cálculo de diferencia de altura en el algoritmo utilizado.

#### 8.4. Efecto de la presencia de ceniza sobre la capa glaciara en la determinación del límite roca-hielo

La reciente actividad volcánica que ha presentado el Volcán Nevado del Ruiz ha influido en la delimitación de su área glaciara. En el *Mosaico de Figuras 16* se puede evidenciar las imágenes ópticas con presencia de ceniza volcánica en el casquete glaciara para los años de estudio en la presente investigación.



*Mosaico de Figuras 16:* Presencia de Ceniza Volcánica en el casquete Glaciara para el nevado del Ruiz (2010, 2014 y 2015). (Los círculos rojos representan zonas del casquete glaciara cubiertos de ceniza)

Fuente: Elaboracion propia con datos obtenidos de USGS (2014)

Se evidencia que para la imagen Landsat 8 OLI TIRS del 26 de diciembre del año 2014, la gran mayoría del casquete glaciar está cubierto por una capa de ceniza, lo cual dificulta delimitar la superficie de la capa glaciar. Igualmente, en la parte noreste del volcán (muy cerca del cráter Arenas) se puede visualizar una densa capa de ceniza, la cual impide la delimitación de área glaciar en esa zona del casquete. Para la imagen del 24 de marzo del año 2014 y del 24 de septiembre de año 2015, se puede visualizar que gran parte de la zona noroeste del volcán está cubierta de ceniza.

Al realizar los cálculos de índices de Nieve, Hielo y Nieve e Índice Glaciar, la presencia de ceniza en el área de interés, dificulta en gran medida la identificación de valores de IE por encima del 0,4 (Dozier, 1989), para poder establecer la presencia de nieve o hielo en el casquete glaciar del nevado del Ruiz.

En lo que respecta al VNSI y VNT, en la gran mayoría de su cubierta de nieve no se identificó una capa de ceniza que cubriera la misma, algo que en el cálculo de los índices de nieve en estas dos zona no influyo en su delimitación.

## 9. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

A continuación se realizara un análisis de los resultados obtenidos producto del procesamiento de imágenes ópticas (Landsat 8 OLI TIRS, Rapideye) para determinar el retroceso glaciar de los volcanes nevados estudiados. De Igual forma se realizará un análisis de los resultados obtenidos en el procesamiento de imágenes de Radar de Apertura Sintética -SAR- (RADARSAT II).

De acuerdo con los resultados de esta investigación, la superficie glaciar para el VNR para el año 2010 era de 9,47 km<sup>2</sup> mientras que para el mes de marzo de 2014, el área glaciar del VNR tuvo un descenso de 1,67 km<sup>2</sup> en ese rango de tiempo, haciendo un área equivalente a 7,78 km<sup>2</sup>. Para el mes de diciembre de 2014 el área glaciar equivalía a 7,57 km<sup>2</sup>, 0,21 km<sup>2</sup> menos que en Marzo de ese mismo año. Para el mes de septiembre del año 2015 la superficie glaciar equivalía a 7,17 km<sup>2</sup>, lo cual evidencia un descenso de 0,4 km<sup>2</sup> de diciembre de 2014 a septiembre de 2015.

Para el caso del VNSI, la superficie glaciar para el año 2010 era de 2,35 km<sup>2</sup>. Cuatro años después, específicamente para el mes de marzo de 2014, la superficie glaciar era de 1,32 km<sup>2</sup>, presentando un descenso de 1,03 km<sup>2</sup> (56%). El 26 de Diciembre de ese mismo año, el área glaciar equivalía a 1,30 km<sup>2</sup>, 0,2 km<sup>2</sup> menos que en el mes de Marzo de ese mismo año. Si se compara el ultimo resultado de superficie (1,3 km<sup>2</sup>) con la superficie glaciar para el mes de septiembre del año 2015, se puede deducir que el volcán ha perdido 0,4 km<sup>2</sup> de superficie para el mes de septiembre del año 2015, permaneciendo un área equivalente a 0.92 km<sup>2</sup>.

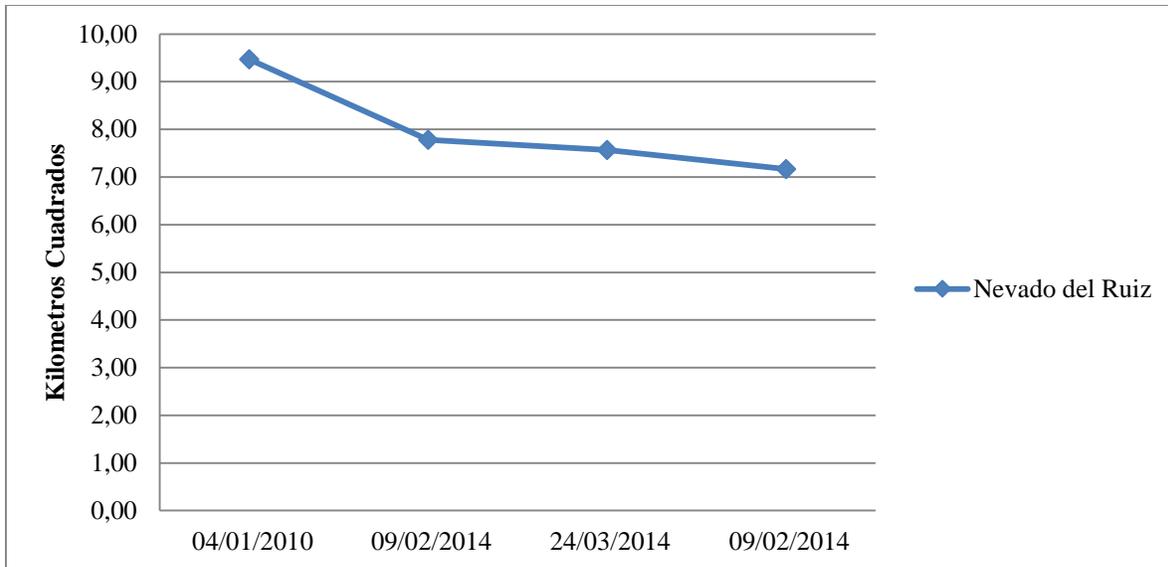
En lo que respecta al VNT, se puede indicar que la cubierta glaciaria en el año 2010 para este volcán era de 1,25 km<sup>2</sup>, en el mes de febrero del año 2014 la superficie glaciaria era de 0,87 km<sup>2</sup>, habiendo una diferencia de 0,38 km<sup>2</sup> de deshielo en un periodo de 4 años. De febrero a marzo del 2014 la superficie glaciaria se redujo en 0,4 km<sup>2</sup>, mientras que para el mes de Diciembre, si se compara con la cifra del mes de marzo de ese mismo año, la cobertura glaciaria sufrió una pérdida de 0,1 km<sup>2</sup>. Para el mes de septiembre de 2015, la superficie glaciaria era de 0,72 km<sup>2</sup>. En la *Tabla 5* se presentan las variaciones de deshielo glaciario para los tres nevados en estudio entre 2010 y 2015.

*Tabla 5:* Reducción de la superficie glaciaria para los Nevados del Ruiz, Nevado de Santa Isabel y Nevado del Tolima 2010-2015.

	2010 (km <sup>2</sup> )	Febrero 2014 (km <sup>2</sup> )	Variación respecto al año 2010 (km <sup>2</sup> )	Marzo 2014 (km <sup>2</sup> )	Variación respecto al año 2010 y 2014 (km <sup>2</sup> )	Diciembre 2014 (km <sup>2</sup> )	Variación respecto Marzo 2014 (km <sup>2</sup> )	Septiembre 2015 (km <sup>2</sup> )	Variación respecto Diciembre 2014 (km <sup>2</sup> )
<b>Nevado del Ruiz</b>	9,47	-	-	7,78	1,69	7,57	0,21	7,17	0,4
<b>Nevado de Santa Isabel</b>	2,35	-	-	1,32	1,03	1,30	0,2	0,92	0,38
<b>Nevado del Tolima</b>	1,25	0,87	0,38	0,83	0,4	0,82	0,01	0,72	0,1

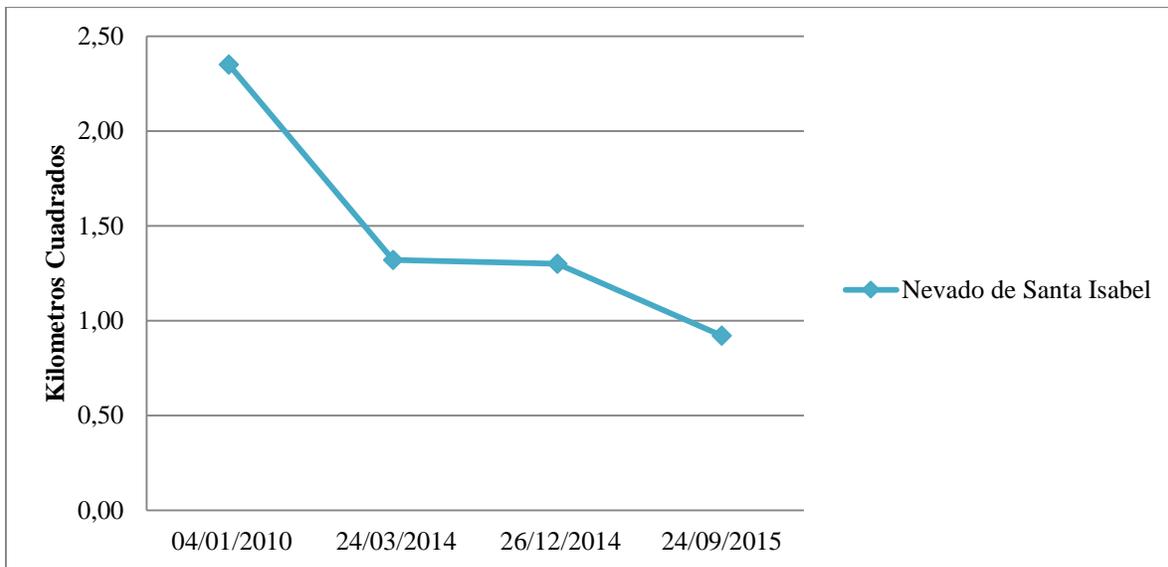
Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos en la etapa de ejecución del proyecto (2015).

De acuerdo a los resultados, los tres nevados han presentado una disminución importante de la superficie glaciaria en un período de cinco años. Al detallar la *Tabla 4*, se puede observar que el VNR ha presentado un descenso de 24% desde el 2010 al año 2015, mientras que el VNSI presenta un porcentaje de pérdida de superficie glaciaria de 60% en ese mismo periodo, y el VNT ha experimentado un 42% de pérdida de hielo en los últimos 5 años. Los *Gráficos 1, 2 y 3* muestran la evolución del área de casquete glaciario para cada volcán durante el período estudiado.



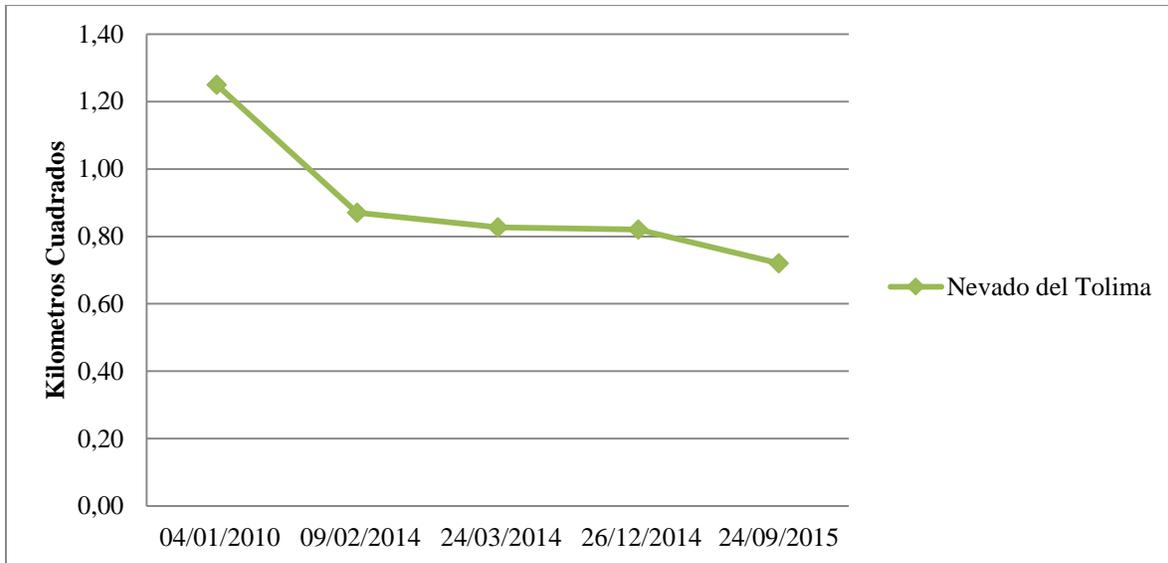
*Grafico 1:* Deshielo Glaciar, Volcán Nevado del Ruiz 2010-2015.

Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos en la etapa de ejecución del proyecto (2015).



*Grafico 2:* Deshielo Glaciar, Volcán Nevado de Santa Isabel 2010-2015.

Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos en la etapa de ejecución del proyecto (2015).



*Grafico 3: Deshielo Glaciar, Volcán Nevado del Tolima 2010-2015.*

Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos en la etapa de ejecución del proyecto (2015).

Si se confrontan los resultados presentados en este análisis con resultados como los planteados con Arbeláez (2010), Ariza (2006) y Hendriks y Pellikka (2007) en la aplicación de Índices Espectrales como el NDSI y el NDSII, la delimitación de superficie glaciar permitió en gran medida delimitar los cuerpos de masa glaciar en estudio. Además, se complementó con otras técnicas como las utilizadas por Manoj *et al* (2011), en donde se delimitaron cuerpos de masa glaciar que estaban cubiertos por ceniza volcánica principalmente en la parte noroeste del VNR, mediante la clasificación supervisada y digitalización manual apoyada en fotografías y videos de sobrevuelos.

La forma cónica del VNT es un factor contribuyente a la pérdida glaciaria. Sus empinadas y escarpadas cumbres de lava que constituyen el cono volcánico influyen en la existencia de marcados sistemas de grietas al interior del glaciar, explicadas por los esfuerzos y tensiones ejercidas por la gravedad sobre el hielo, produciendo desprendimientos de rocas (IDEAM, 2012).

Uno de los principales factores para la pérdida de cobertura glaciaria es el calentamiento de la atmósfera (como está sucediendo en la mayoría de cuerpos glaciares en el mundo). Específicamente para el área del VNR, el IDEAM (2012) indica que su pérdida glaciaria se debe a la constante actividad volcánica en la que se encuentra, expulsando ceniza a la zona de glaciar, haciendo que esta se pierda y se desagrupe con el tiempo, como se puede apreciar en la parte nororiente del dicho volcán, principalmente en zonas cercanas al cráter Arenas. Ahora bien, la interacción de un sistema volcánico (calor interno, emanación de gases calientes, alteración hidrotermal, la actividad eruptiva con generación de productos sólidos o líquidos calientes como piroclastos y lavas) han influido en la aceleración y afectación en la desestabilización y derretimiento de glaciares hasta el año 2010 (Pulgarín. *et al*, 2010). Debido a las elevadas temperaturas generadas durante los eventos eruptivos en los últimos años en el cráter Arenas, se ha fundido parte del casquete glaciario y rocas que se han precipitado históricamente por los valles y cañones que nacen en el volcán. Este efecto se vio reflejado en la erupción de noviembre de 1985, en donde alrededor del 16% del área glaciaria se perdió en menos de un día (Thouret et al, 2007; Londoño (2010) ; Linder y Ekkehard (1993)).



Es importante indicar que para el período de estudio analizado en esta investigación, específicamente en el año 2014, las imágenes de satélite en el espectro óptico que se procesaron y analizaron en la presente investigación, parecen evidenciar que la ceniza depositada sobre la zona del casquete glaciar ha impedido que el calentamiento de la atmosfera y los rayos solares impacten directamente en el hielo y nieve, ralentizando su derretimiento.

Así, se ha podido visualizar que la cobertura de ceniza protege la capa de hielo y nieve, como se evidencia en las imágenes Landsat 8 OLI TIRS de los distintos meses en ese año, (*ver Mosaico de Figuras 16*), en donde se refleja solamente una pérdida de cobertura glaciar del 7% para el Volcán Nevado del Ruiz, valor muy por debajo a la pérdida sufrida en el periodo del 2010 al 2013.

En lo referido al Volcán Nevado de Santa Isabel, el IDEAM (2012) reconoce un acelerado derretimiento desde la década de 1950, especialmente en el flanco oriental. Esto se explicaría por el ascenso de las temperaturas de la roca volcánica dispuesta hacia el sector sur del volcán. Este proceso ha sido tan acelerado y notorio que en los últimos años el VNSI, ha dejado de ser una sola masa continua y actualmente se compone de cuatro fragmentos separados. Además de ser el nevado de menor altitud en Colombia, es el que presenta mayor desequilibrio en su dinámica, característica que se hace evidente en el rápido deshielo que presenta.

Por otra parte, en lo que respecta a los resultados generados mediante la técnica de - DinSAR- utilizando imágenes de sensores activos como es el caso del Satélite RADARSAT II, se pueden observar diferencias de fase en todo el complejo volcánico del PNNN. Existen evidencias de una deformación regional en el área del PNNN usando DinSAR asociadas posiblemente a actividad magmática profunda (Lundgren, Samsonov, López y Ordoñez, 2015; Londoño (2016)). Con miras a determinar el posible desplazamiento del casquete glaciar a partir de interferogramas de desplazamiento, se realizó el ejercicio de asumir que los desplazamientos observados en los casquetes glaciares en los interferogramas, no obedecen a deformación debida a actividad volcánica.

Es indiscutible que hay efectos de baja decorrelación por la cobertura glaciar al no penetrar la señal del satélite completamente en la nieve, lo cual dificulta la determinación de desplazamientos de retroceso en los objetos de estudio. Como resultado, en el desenrollo de la fase de cada interferograma generado, se puede interpretar que los volcanes estudiados presentan desplazamientos verticales entre 11 y -6 cm para el par interferométrico 28092014-09122014, aunque en este también se pueden evidenciar desplazamientos verticales principalmente en la zona noroeste de -4.5 cm del VNR (*Ver Mosaico de Figuras 14 28092014-09122014*). Asumiendo que los valores positivos en cuanto al rango de resultados son por elevación de la superficie, estos valores se presentan en zonas cercanas al casquete glaciar del volcán.

Para el par interferométrico constituido por las imágenes del 28/09/2014 y 22/10/2014 no se logran visualizar deformaciones cercanas al casquete glaciar del VNR; además, como en los resultados anteriores, es evidente el ruido en la zona del casquete del nevado, dificultando la determinación de desplazamientos de deshielo en el área de interés. Para el VNSI se observan desfases de 2 a 5 cm, al igual que para el VNT (*Ver Mosaico de Figuras 14, 28/09/2014 – 22/10/2014 y 22/10/2014 – 09/12/2014*).

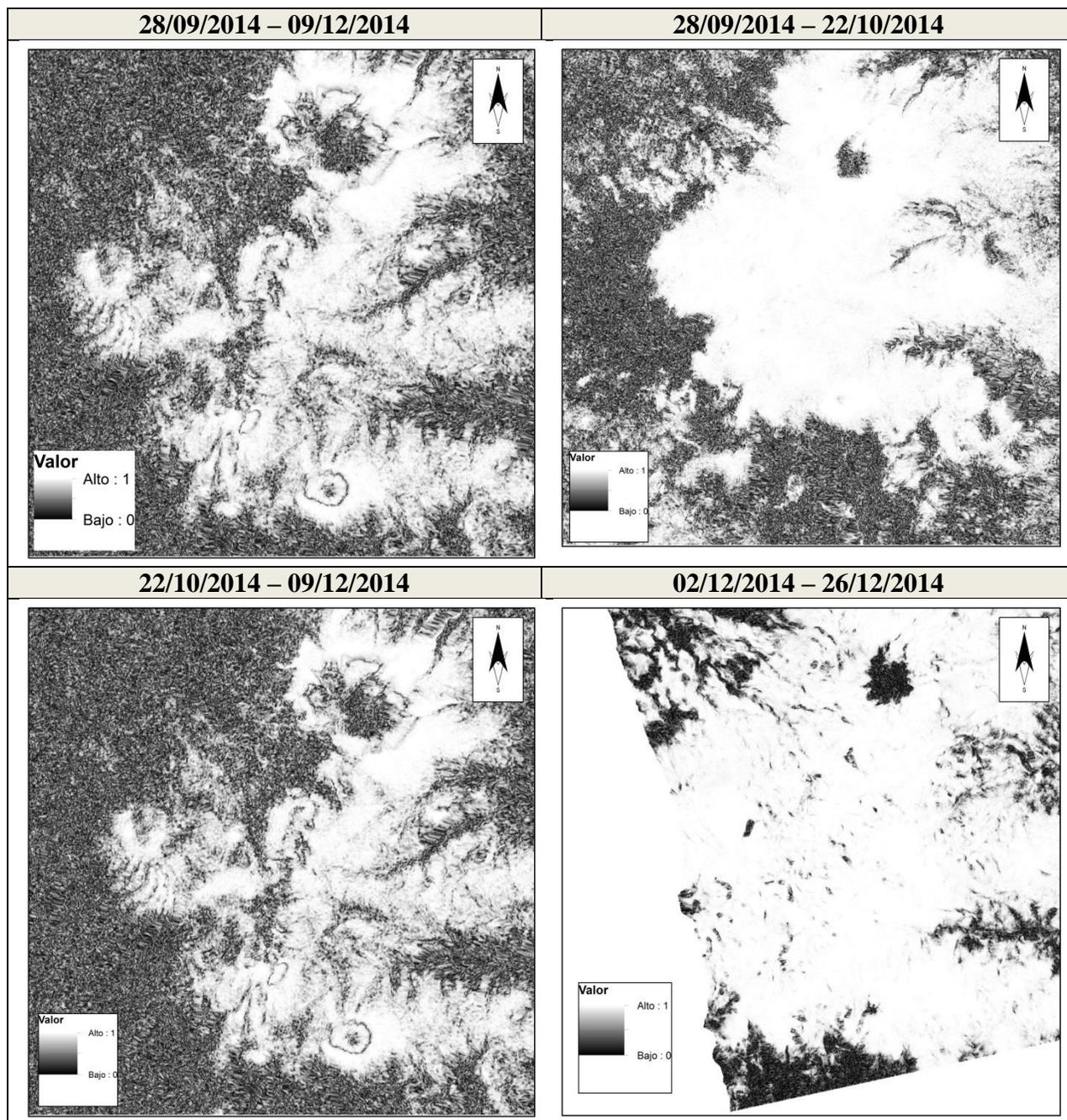
En lo que respecta a los desplazamientos del par interferométrico generado por las imágenes del 02/12/2014 a 26/12/2014, se evidencia un patrón de comportamiento uniforme que demuestra desfases de 4 cm y – 5 cm en todo el contexto de estudio, mas sin embargo no se logran ver desfases en el glaciar del VNR, mientras que para el casquete glaciar del VNSI se determina que existen desfases de -2 cm. en áreas cercanas, y en áreas cercanas al casquete glaciar del VNT de 2 cm.

Los resultados anteriores se pueden confrontar con lo presentado por Joughin, Smith y Abdalati (2010), quienes indican que la relación existente de glaciares en pendientes pronunciadas son áreas desafiantes en la aplicación de métodos de Interferometria de Radar. Si bien, se alcanzan a identificar deformaciones en zonas cercanas al casquete glaciar de los nevados en estudio, es de anotar que los resultados obtenidos con DinSAR obedecen más a un efecto de la deformación regional del complejo volcánico que al retroceso glaciar del mismo, como se mencionó anteriormente. Por lo tanto, los valores obtenidos en este estudio, no se pueden considerar confiables en cuanto a perdida de superficie glaciar por las razones que se mencionan a continuación:

- De acuerdo con Meyer *et al* (2011) una de las principales limitaciones de las técnicas de Interferometría aplicadas a los glaciares es la decorrelación temporal de la señales SAR, la cual es más severa cuando menor es la longitud de onda de la señal del radar. Esto debido a que existe una relación proporcional entre la longitud de onda y el tamaño de los objetos con los que la señal interacciona. Tal es el caso de imágenes en banda C (RADARSAT II), en la que la onda enviada desde el satélite hacia una superficie como vegetación o nieve, por ejemplo, genera una respuesta de retrodispersion muy pobre, comparada con una onda de Radar de Satélite en banda L (0.23 metros de longitud de onda) (González, 2010). En ese orden de ideas, si los términos de reflexión del terreno varían en el periodo transcurrido entre las dos fechas de las imágenes de SAR en un interferograma, sus contribuciones no se cancelarán. Rosen *et al.* (1996) afirman que en muchos estudios de InSAR que producen resultados utilizando banda L, la superficie glaciar genera mejores resultados con coherencias más altas.
- En lo referente a la decorrelación volumétrica, González (2010) indica que la decorrelación volumétrica está asociada a la altitud y topografía de la superficie. En ese orden de ideas, este tipo de decorrelación es muy alta en superficies irregulares, por ejemplo en zonas de montaña, como es el caso del complejo volcánico del nevado del Ruiz, nevado del Tolima y el nevado de Santa Isabel. La decorrelación volumétrica asociada a la topografía, cambios de elevación, zonas de sombra y cuerpos de reflexión especular genera una señal retrodispersada muy pequeña. Por tal razón, de acuerdo con Chávez (2010), se puede indicar que los bajos efectos de coherencia también son producto de una decorrelación volumétrica asociada a la topografía del lugar.

- La decorrelación térmica en la zona de trabajo, la cual es asociada a la señal del ruido de los datos, depende en gran medida del tipo de superficie y sus propiedades dieléctricas, que para el caso de áreas con cubierta glaciar (y mezcla de ceniza y nieve, principalmente en el nevado del Ruiz y Santa Isabel), cambia con la longitud de onda de la señal, la cual es a menudo muy baja para longitudes de onda de los 0.5 cm. Este tipo de decorrelación como se puede apreciar, también está asociado a la respuesta de la imagen de radar y a su superficie.

Bajo esos planteamientos, es evidente entonces, el origen de baja coherencia en estas zonas de glaciar obtenido en cada interferograma. Sobre esos criterios, se presenta en el *Mosaico de Figuras 17* los resultados de coherencia para cada par interferométrico.



*Mosaico de Imágenes 17:* Resultados de Coherencia para cada par interferométrico.  
Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos del Centro Canadiense de Estudios sobre Observación de la Tierra y Recursos Naturales (2015).

Se puede evidenciar entonces, que el área del VNR, VNSI y VNT para los cuatro interferogramas generados poseen una coherencia muy baja en tonos oscuros; una coherencia muy pobre principalmente en las zonas cubiertas de nieve y vegetación; sin embargo las áreas de zonas de vegetación descubierta poseen una alta coherencia, la cual presenta unos valores en rangos de 0.7 a 1. De igual forma, también se puede evidenciar que en zonas entre la superficie de nieve y el suelo descubierto hay zonas con frecuencias altas, las cuales al presente son de interés, las que pueden indicar alta coherencia en valores de 0.5 a 0.7 considerados valores de frecuencia con calidad buena (Posada y Bernate, 2010; Veci, 2015).

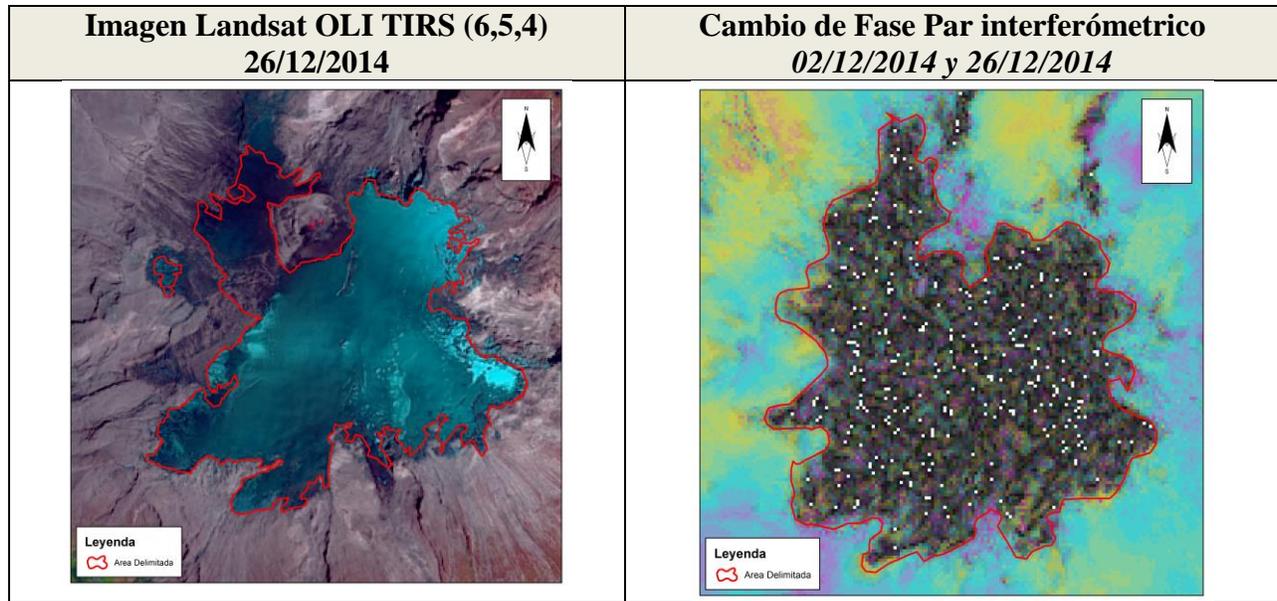
La interpretación de los datos SAR sobre glaciares es complicada en gran medida por la penetración en la nieve y el hielo glaciar. La profundidad de penetración en banda C (5,6 GHz) se demuestra que es del orden de 10 metros en condiciones de nieve seca, lo cual dificulta en gran medida obtener datos acertados en cuanto al desplazamiento glaciar. Dado que el área de estudio presenta actualmente una deformación debido a actividad volcánica (Lundgren et al, 2015), se hace muy difícil discriminar en los interferogramas qué parte del desplazamiento detectado es debida a retroceso glaciar y cuál a deformación volcánica.

Bajo los planteamientos que se han realizado hasta el momento, se evidencia que los interferogramas no son apropiados para la determinación del desplazamiento glaciar en la región de estudio. Por el contrario, las imágenes de coherencia parecen delimitar muy bien la zona de transición hielo-roca, según los resultados encontrados en este trabajo. Por tal motivo, se tomaron las zonas de baja coherencia como indicadores de presencia de hielo y nieve, en particular, para el caso del volcán Nevado del Ruiz, donde la presencia de ceniza dificulta aún

más la delimitación roca-hielo. Aprovechando que la nieve y el hielo poseen muy poca coherencia, esta se puede utilizar, como una buena aproximación al límite del hielo o nieve – roca, en un determinado sector que de antemano se sabe que posee dichos elementos. Es decir, las zonas de muy baja coherencia alrededor de los nevados, como la zona límite de la zona de hielo-nieve para diferenciarla de aquellas zonas con relativa alta coherencia (roca), que se consideraron ausentes de hielo o nieve, procedimiento que podría ser aplicado en otras zonas donde la delimitación de la masa glaciar con la técnica DinSAR es complicada.

Con base en este razonamiento, se procedió a comparar el área delimitada por las bajas coherencias para el sector proximal del Nevado del Ruiz y la zona encontrada con imágenes Landsat. En el par interferométrico generado por las imágenes de 02/12/2014 – 26/12/2014, se observa una zona con alto contenido de ruido, que puede estar representando la superficie de nieve del Nevado del Ruiz. Se pudo obtener una superficie glaciar entre las fechas 02/12/2014 y 26/12/2014, con un área de 9,65 km<sup>2</sup>, es decir, 0,2 km<sup>2</sup> de diferencia con el área glaciar del nevado del Ruiz para el 26 de diciembre del año 2014 según imágenes Landsat 8 OLI TIRS. En el *Mosaico de Figuras 18* se puede evidenciar la superficie de nieve delimitada como zona de Ruido en el par interferométrico 02/12/2014 y 26/12/2014 y la imagen Landsat 8 OLI TIRS con la superficie de hielo de igual forma delimitada.





*Mosaico de Figuras 18: Diferencia de Áreas Imagen Landsat 8 OLI TIRS y par interferométrico 02/12/2014 y 26/12/2014*  
Fuente: Elaboración propia (2015).

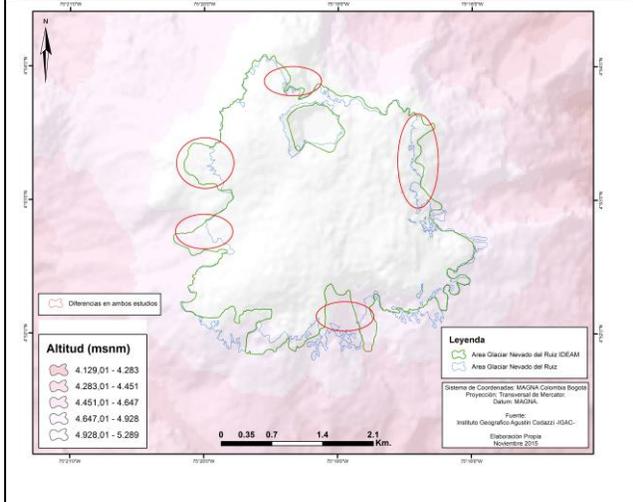
Esto demuestra, que la coherencia puede ser un insumo en la delimitación de zonas con nieve-hielo, y parece ser apropiada y funcional siempre y cuando se tenga certeza de la presencia de la misma en la zona a estudiar. Se propone entonces que los valores bajos de coherencia alrededor de dichas zonas, en contraste con valores más altos en zonas aledañas, permite delimitar casquetes glaciares que estén cubiertos por ceniza y aquellos también que no lo estén. Para validar esta suposición se requiere de la aplicación en otras zonas volcánicas, aspecto que puede ser tema de estudio de trabajos posteriores.

Por otra parte, un aspecto que acelera el proceso de ablación glaciaria es la elevación de la línea de equilibrio, que es el límite donde se presenta el fenómeno de alimentación del glaciar y el de ablación, tanto horizontal, como vertical. Entre más alta sea la línea de equilibrio más se acelera el proceso de pérdida de masa glaciaria. Este aspecto debe ser tenido en cuenta en estudios glaciológicos, en particular aquellos que tienen control de campo.

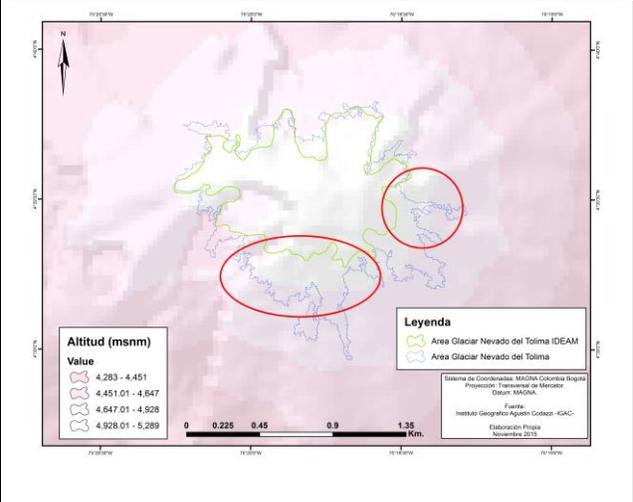
El Mosaico de Figuras 19 muestra una comparación entre los resultados obtenidos por el IDEAM del área glaciaria del VNR, VNSI y VNT para el año 2010, y los resultados obtenidos en este trabajo. De esta conjunto de imágenes se puede observar que hay un área de 9.7 km<sup>2</sup> calculada por el IDEAM para el 2010, y la de este estudio corresponde a 9.4 km<sup>2</sup>, es decir, un 3.1% de diferencia, valor que se considera dentro del error. Esto demuestra la importancia de un adecuado procesamiento de las imágenes disponibles, usado en ambos estudios, lo que se evidencia con valores finales muy coherentes.

Para el caso del VNSI el IDEAM reportó un área glaciaria de 1.8 km<sup>2</sup> para el 2010, mientras que en este estudio se estimó en 2.3 km<sup>2</sup>, es decir, un 22% por encima de la del IDEAM. Se evidencia entonces la comparación de área glaciaria de los tres nevados en estudio con lo planteado por IDEAM en el año 2010.

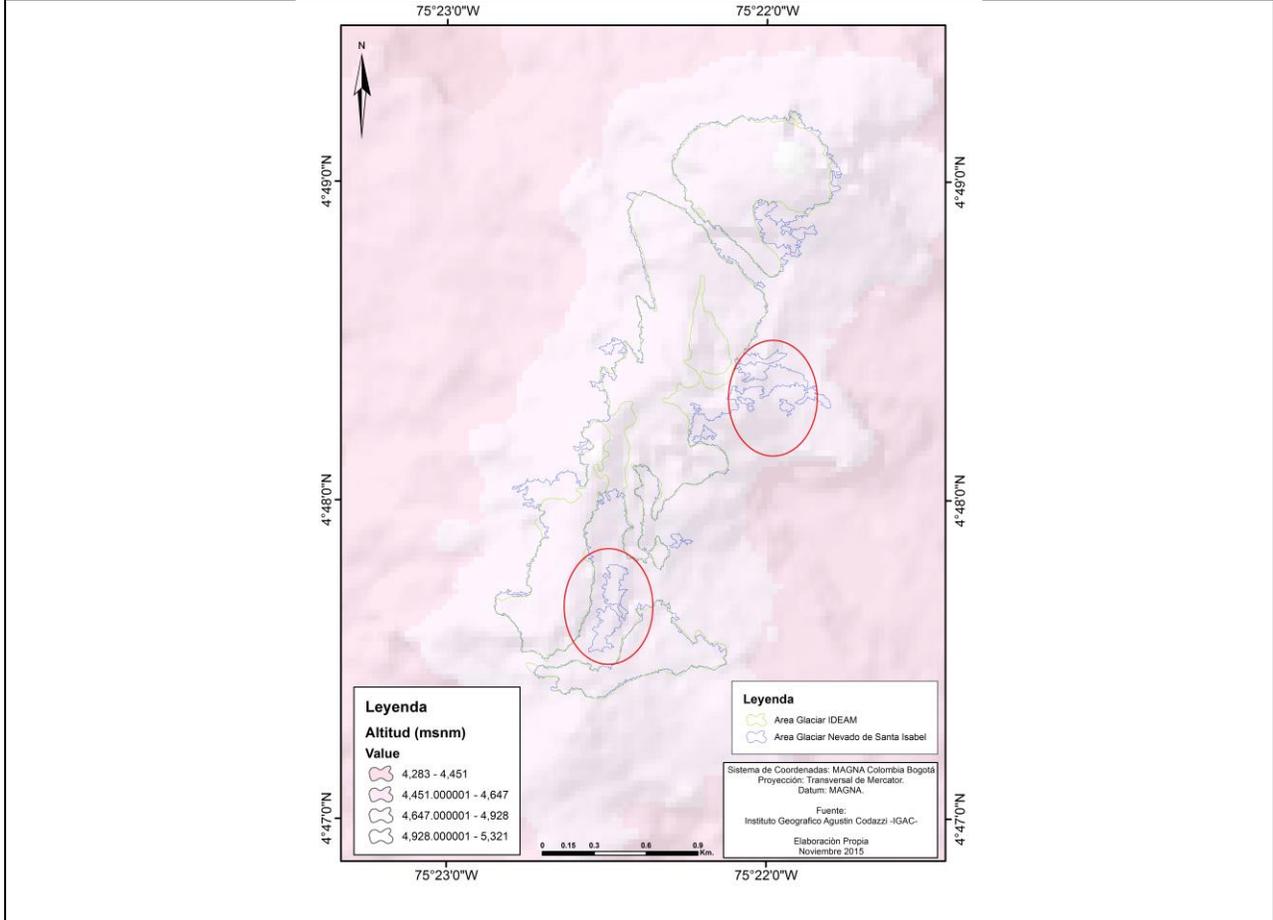
Comparacion de Resultados IDEAM y Volcan Nevado del Ruiz, año 2010.



Comparacion de Resultados IDEAM y Volcan Nevado del Tolima, año 2010.



Comparacion de Resultados IDEAM y Volcan Nevado de Santa Isabel, año 2010.



Mosaico de Figuras 19: Diferencia de imágenes Rapideye y Resultados generados por IDEAM 2010 Fuente: Elaboración propia (2015).

## 10. CONCLUSIONES

A través de la fase de ejecución de la presente investigación se pudo establecer que los glaciares que se encuentran en el Parque Nacional Natural de los Nevados -PNNN- han presentado un deshielo en su superficie glaciar entre 2010 y 2015 así:

- Para el año 2010 la superficie glaciar del VNR equivalía a  $9.47 \text{ km}^2$ , y para Septiembre de 2015, presentó una superficie glaciar de  $7.17 \text{ km}^2$ , lo cual indica que del año 2010 al año 2015 la superficie glaciar ha disminuido en un 24%.
- En el caso del VNSI se pudo establecer que la superficie glaciar para el año 2010 era de  $2.35 \text{ km}^2$ , mientras que para el mes de Marzo del año 2014 era de  $1.32 \text{ km}^2$ , obteniéndose una diferencia en el área glaciar de  $1.03 \text{ km}^2$ . Para el mes de diciembre del año 2014, la superficie glaciar era de  $1.30 \text{ km}^2$ . Al relacionar esta última cifra con el área de superficie del 2010, se puede indicar que el glaciar del VNSI ha perdido  $1.05 \text{ km}^2$  en un período de 4 años.
- El área glaciar del VNT para el año 2010 era de  $1.25 \text{ km}^2$ , y para el mes de Febrero del año 2014 la superficie glaciar equivalía a  $0.87 \text{ km}^2$ . Un mes después el área glaciar equivalía a  $0.83 \text{ km}^2$ , mientras que para el mes de diciembre de ese mismo año la superficie glaciar equivalía a  $0.82$  y para el mes de septiembre del año 2015 la superficie glaciar fue de  $0.72 \text{ km}^2$ , obteniéndose una pérdida de superficie glaciar de 42% en cinco años.

- La utilización de Índices de Nieve Diferencial Normalizado -NDSI- es una herramienta adecuada que permite la delimitación de superficie glaciar mediante operaciones matemáticas entre bandas, las cuales permiten diferenciar la nieve y el hielo en los glaciares que conforman el Parque Nacional Natural de los Nevados ante otras coberturas. Sin embargo, en zonas de nieve cubiertas de ceniza, es importante acompañar esta técnica con procesos de digitalización manual para la reidentificación de nieve o hielo en un objeto de estudio, basados en otros criterios como visitas a campo o fotos y videos de sobrevuelos.
- La fase de clasificación de imágenes supervisada para la imagen de Rapideye generó resultados aceptables reflejados en la matriz de confusión, en donde se evidencia una precisión y confiabilidad de más del 95%. Por tal razón se lograron separar las coberturas de hielo y nieve para poder delimitar el área glaciar en el contexto de estudio.
- El VNR ha sufrido una desaceleración en el deshielo entre 2014 y 2015, probablemente debido a la protección que ha ejercido la capa de ceniza sobre la capa de hielo. Se pudo establecer un retroceso de solo el 7% en el entre 2014 y 2015, valor mucho menor que en los años anteriores.

- La técnica de Interferometria Diferencial DinSAR para determinar el desplazamiento de la superficie glaciaria en la zona de estudio, presenta dificultades tales como la pérdida de coherencia y la generación de ruido en zonas donde las fases de ambas imágenes no coinciden debido a la retrodispersion de la onda del radar. Esto es debido posiblemente al poco tamaño de las áreas glaciares de cada cuerpo en estudio.
- Los efectos de decorrelación termal, temporal y volumétrica son la principal limitante en la utilización de imágenes de radar. En la zona de estudio los cuerpos de glaciares presentan dificultades para obtener resultados correctos de Interferometria.
- Se debe de tener cuidado de aplicar técnicas de DinSAR para delimitar superficies glaciares en zonas donde exista una deformación (inflación/deflación) concurrente, producto de un fenómeno natural distinto a la glaciación como es el caso de la actividad volcánica.
- Como alternativa de interferogramas en la delimitación y estudios de retroceso glaciario en zonas volcánicas activas con casquete glaciario, se propone el uso de imágenes de coherencia para la definición del límite hielo-nieve y roca, las cuales parecen ser útiles y funcionales. Para el caso del VNR, se obtuvo una similitud de más del 95% entre los resultados de las imágenes Landsat y las DinSAR en la delimitación de la zona de casquete glaciario para el 2014.

- Es importante que en investigaciones futuras se puedan utilizar técnicas de Interferometría de Dispersores Persistentes e imágenes de Sensores de Radar con longitud de onda de más de 0.2 metros, la cual mejorará la calidad de los resultados. Para ello, se sugiere la utilización de puntos de control en la zona de estudio, con el objetivo de utilizarlos para la minimización de efectos de baja coherencia y mejorar los cálculos de series de tiempo para estudios de deformación superficial.
- Para investigaciones futuras se propone el uso de Modelos Digitales de Elevación generados mediante DinSAR combinados con otros Modelos Digitales de Elevación para poder determinar el cambio de volumen del casquete glaciar de los objetos de estudio.

## 11. BIBLIOGRAFIA

- Alva, M., y Meléndez, J. (2009). Aplicación de la Teledetección para el análisis multitemporal de la regresión glaciar en la Cordillera Blanca. Investigaciones Sociales UNMSM/IIHS, 13.
- Arbelaez J (2014) Detección de cambios en el área del glaciar del Nevado del Ruiz entre los años 1985 y 2014 mediante el uso de imágenes Landsat. Departamento de Geografía, Universidad del Valle. Cali, Colombia. 20p.
- Ariza, A. (2006). Analisis del Retroceso de Glaciares tropicales en los Andes centrales de Colombia mediante Imagenes Landsat. Revista Cartografica, ProQuest, 57-74.
- Ariza A. (2013) *Descripción y Corrección de Productos Landsat 8 LDCM, (Landsat Data Continuity Mission) Versión 1.0* Bogotá, Colombia. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Centro de Investigación y Desarrollo CIAF.
- Pulgarin B., Carlos E., Santacoloma C., Agudelo A., Calvache M., Monsalve M. (2010). *Erupciones volcánicas del Nevado del Huila (Colombia) en Febrero y Abril del 2007 y Cambios en su masa Glaciar*. Glaciares, Nieves y Hielos de America Latina, Cambio Climatico y Amenazas. (pp 279 – 305). Bogotá, Colombia.
- Bingham, A.W. y M.R. Drinkwater (2000). *Recent changes in the microwave scattering properties of the Antarctic Ice Sheet*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 38(4), 1810–1820.
- Biosfera (2015), (12 de Marzo del 2015), recuperado [http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/alumno/3ESO/agentes\\_2/contenidos4.htm](http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/alumno/3ESO/agentes_2/contenidos4.htm)
- Brenning, A. (2009). Benchmarking classifiers to optimally integrate terrain analysis and multispectral remote sensing in automatic rock glacier detection. Remote Sensing of Environment, 239-249.
- Brito, C. (2014). Analisis espacial y temporal de la variación de cobertura nivo-glaciar en el nevado de Cayambe mediante imagenes satelitales Landsat y Sistemas de Información Geografica. Quito, Ecuador: Proyecto de Tesis, Ingenieria Ambiental, Escuela Politecnica Nacional.
- Brizuela, A., Aguirre, C., & Velasco, I. (2007). Aplicacion de metodos de corrección atmosferica de datos Landsat 5 para analisis multitemporal. TELEDETECCIÓN Hacia un mejor entendimiento de la dinámica global y regional, 8.
- Bronge, L. B., y Bronge, C., (1999). Ice and snow type classification in Vestfold Hills, East Antarctica, using LANDSAT TM data and ground radiometer measurements. International Journal of Remote Sensing, 20(2), 225–240.



- Calera, A. (s.f.). Principios Físicos de Teledetección. Madrid, España: Sección de Teledetección y SIG. Madrid: Instituto de Desarrollo Regional UCLM.
- Castillo, M., Perez, F., Palá, V., y Calvet, J. (1999) *Interferometría SAR en las islas Shetland del Sur: modelo numérico de elevaciones de la Isla Decepción*. Geología Hispanica, v. 34 (1999), nº 4, p. 447-459.
- Ceballos, J., Tobón, E. (2007) Glaciares Colombianos, Evolución Reciente y Estado Actual. Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal, Sistema de Información Científica, 29, 143-151.
- Centro Canadiense de Estudios sobre Observación de la Tierra y Recursos Naturales (2015). Interferogramas en cambio de fase (wrapping), Densificación de la Fase (Umwapping) y Coherencias. Comunicación Personal. Sergey Sansonov.
- Chavez J. L. (2010) Tratamiento Digital de imágenes multispectrales, Mexico D.F., Mexico. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Chuvieco, E. (2000). *Fundamentos de Teledetección Espacial*. Madrid, España: Ediciones Rialp S.A.
- Copé, R. (2014). Cálculo del retroceso glaciar en la Isla de Livingston y de su línea de costa para actualización de cartografía. España : Instituto Hidrográfico de la Marina.
- Dozier, J. (1989). Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Mapper . *Remote Sensing of Environment* , 9-22.
- Faculty of Geo Information Science and Earth Observation ITC (2008) *Chapter 6: Image Processing*, University of Twente, Enschede, Holanda, p. 68.
- Fernandez, P. (2009). Determinación de movimientos verticales del terreno mediante técnicas de interferometría radar DInSAR,. España: Universidad de Granada.
- Ferretti, A., Monti, M., Prati, C., Rocca, F. (2007) *InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation*, Departamento de electrónica e Información Universidad Politécnica de Milán, Italia. Karen Fletcher 92-9092-233-8 ISSN: 1013-7076.
- Florez, A. (1992). Los nevados de Colombia: glaciares y glaciaciones”. Análisis Geográficos, Instituto Geográfico Agustín Codazzi -IGAC-. Bogotá. 95 p.
- Frulla, L. (1994) Un ejemplo de los procesos de restauración: Métodos de Correcciones Atmosféricas.

- García, M., Evora, J. y Arbelo, M. (2012) *Satélites de Teledetección para la Gestión del Territorio*. Canarias, España. Consejería de Agricultura, Ganadería, Pesca y Aguas del Gobierno de Canarias.
- Gonzales, P. (2010) Medida y Caracterización de deformaciones usando técnicas geodésicas y de teledetección. Aplicación en Vulcanología y Sismotectónica. Tesis de Doctorado, Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica, Facultad de Ciencias Matemáticas Universidad Complutense de Madrid. 245 p.
- Guarnizo, LF., Ramirez, J., Valla, F., (1997) *Procesos de interaccion hielo-magma en el volcan del Ruiz*. Revista de la Red Sismologica del Eje Cafetero,
- Guzman, O. y Hernandez D. (s.f) Aproximación metodológica a la implementación de algoritmos de correcciones atmosféricas para barredores multiespectrales, aplicado a imágenes Landsat TM, Universidad Distrital Francisco José de Caldas, Facultad de Ingeniería catastral y Geodesia. Bogotá, Colombia.
- Hall, D. K., Kelly, R. EJ., Foster, J. L., y Chang, A. T. C. (2005). Estimation of snow extent and snow properties. In Anderson, M. G., (eds.), *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. New York: Wiley, pp. 811–828.
- Hanssen F. (2001). *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*. Delft University of Technology, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers.
- Hendriks, J. y Pelikka, P. (2007) Semi-automatic glacier delineation from Landsat imagery over Hintereisferner in the Austrian Alps. *Zeitschriftur Gletscherkunde Undglazialgeologie* Band 41 (2007), S. 55–75.
- Herrera, G., & Ruiz, J. (2009). Retroceso Glaciar en la sierra nevada de Cocuy, Boyaca 1986-2007. *Perspectiva Geografica* , 27-36.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (2012). *Glaciares de Colombia, más que montañas con hielo*. Bogotá, Colombia: Comité de comunicaciones y publicaciones IDEAM.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (s.f). *Los Glaciares en Colombia*. Bogotá, Colombia: Presentación Power Point, p. 59.

- IGAC (2010) Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Sistema de Información Geográfica, Banco Nacional de Imágenes, recuperado de <http://bni.igac.gov.co:81/home/srv/es/main.búsqueda>
- IGAC (2015) Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Sistema de Información Geográfica, Ordenamiento Territorial SIG-OT, recuperado de [http://sigotn.igac.gov.co/sigotn/frames\\_pagina.aspx](http://sigotn.igac.gov.co/sigotn/frames_pagina.aspx).
- IDEAM (2015) Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Portal Web Geografico, recuperado de <https://www.datos.gov.co/frm/buscador/frmBusquedaAvanzada.aspx>
- Jacobs, J. D., Simms, E. L., y Simms, A., (1997). Recession of the southern part of Barnes Ice Cap, Baffin Island, Canada, between 1961 and 1993, determined from digital mapping of Landsat TM. *Journal of Glaciology*, 43(143), 98–102.
- Jiang, Z.-l., Liu, S.-y., Peters, J., Lin, J., Long, S.-c., Han, Y.-s., y Wang, X. (2012). Analyzing Yengisogat Glacier surface velocities with ALOS PALSAR data feature tracking, Karakoram, China. *Environ Earth Sci*, 1033-1043.
- Jimenez, D. (2012). Movimientos de Ladera en la Vertiente Meridional de Sierra Nevada (Granada, España): Identificación, Análisis y Cartografía de Susceptibilidad y Peligros mediante SIG. Granada: Universidad de Granada, Departamento de Ingeniería Civil.
- Jounghin, I., Smith, B., Abdalati, W. (2010) Glaciological advances made with interferometric synthetic aperture radar. *Journal of Glaciology*. 1026-1042.
- Kenyi, L., & Kaufmann, V. (2003). Measuring rock glacier surface deformation using SAR interferometry. *Institute of Geodesy, Graz University of Technology, Austria*, 4.
- Kjell, A., Rune, S., y Lauknes, T (2010) *SAR image of glaciers en* Pellikka, P., Rees, G (2010) *Remote Sensing of Glaciers (pp. 153-330)*, Londres, Inglaterra: Taylor & Francis Group.
- Magsar, E., Pandi, K., Gombo, D., y Moondoi, O. (2006). Glacier Change Estimation Using Landsat TM. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science*, Volume XXXVI, 4.
- Linder, W., Ekkehard, J. (1993), Ice-mass losses at the Nevado del Ruiz, Colombia, under the effect of the volcanic eruption of 1985; a study based on digital elevation models: Santa Fé de Bogotá, *Revista Cartográfica*, no. 59, p. 105-134.
- Londoño J.M. (2010). Aspectos relevantes de la actividad del Volcán Nevado del Ruiz (1985-2008) Glaciares, Nieves y Hielos de América Latina, *Cambio Climático y Amenazas*. (pp 262 – 269). Bogotá, Colombia.

- Londoño J.M. (2016). Evidence of recent deep magmatic activity at Cerro Bravo-Cerro Machín Volcanic complex, central Colombia. Implications for future volcanic activity at Nevado del Ruiz, Cerro Machín and other volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 324, p. 156-168.
- Lundgren, P., Samsonov S., Lopez V., Ordoñez, M. (2015), *Deep source model for Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, constrained by interferometric synthetic aperture radar observations*, *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi:10.1002/2015GL063858.
- Manoj K., Aparna S. y Ravi P., (2011) Digital Imagen Information Extraction Techniques For Snow Cover Mapping From Remote Sensing Data. *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (100) 213-232.
- Manuchehr, F., y Neamat, K. (2014). Evidence for Accelerating Glacier Ice Loss in the Takht' e Solaiman Mountains of Iran from 1955 to 2010. *Journal of Mountain Science*, 215-235.
- Meyer, F., Mahoney, A., Eicken, H., Denny, C., Druckenmiller, H., Hendricks, S. (2011). Mapping arctic landfast ice extent using L-Band synthetic aperture radar interferometry. *Remote Sensing of Environment* 115 (2011) 3029-3043.
- MinAmbiente, Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible (2015) Parques Nacionales Naturales de Colombia, Parque Nacional Natural de los Nevados, Recuperado: <http://www.parquesnacionales.gov.co/portal/es/>
- Mora, O. (2004). *Advanced differential SAR techniques for detection of terrain and building displacements*. (Tesis doctoral), Universidad Politécnica de Barcelona, Barcelona, España.
- Mouginot, J. Scheuchl, B. y Rignot, E. (2014) Mapping of Ice Motion in Antarctica Using Synthetic-Aperture Radar Data. *Remote Sensing Journal*. 2753-2767; doi: 10.3390/rs4092753
- Naranjo, J. L., Sigurdsson, H., Carey, S.N. y Friz, W., 1986. Eruption of Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, on November 13, 1985. Tephra fall and Lahars. *Science*, 233: 961-933.
- Nora, J., Sund, M., Bolen, W., & Kaab, A. (2012). Glacier displacement on Comfortlessbreen, Svalbard, using 2-pass differential SAR interferometry (DInSAR) with a digital elevation model. *Department of Geosciences, University of Oslo, Norway*, 17-25.
- Paul, F (2000). Evaluation of different methods for glacier mapping using Landsat TM. *EARSEL e Proceedings*, 1, 239–244.
- Paul, F (2003). The new Swiss glacier inventory 2000: application of remote sensing and GIS. Tesis de Doctorado. Zürich, Suiza, Departamento de Geografía, Universidad de Suiza, 198 p.

- Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger, T., y Haeberli, W., (2004) Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical Research Letters* B, 31(21), L21402, doi:10.1029/2004GL020816.
- Pellikka, P., Rees, G. (2010). *Remote sensing of glaciers: techniques for topographic, spatial, and thematic mapping of glaciers*. Londres, Inglaterra: Taylor & Francis Group.
- PCI Geomatics (2015) *Manual de Usuario PCI Geomática 2015, Procesamiento de Imágenes de Satélite, Corrección Atmosférica*, recuperado de <http://www.pcigeomatics.com/>
- Posada, E., & Bernate, M. (2010). Avances conceptuales y aplicación de la polarimetría y la interferometría de radar. *Análisis Geográficos, Aplicaciones del programa satelital colombiano de observación de la Tierra.*, 45-71.
- Qibing, Z., Shichang, K., y Feng, C. (2013). Glacier Variations in the Fedchenko Basin, Tajikistan, 1992–2006. An international, peer-reviewed open access journal published by the International Mountain Society (IMS), 11.
- Racoviteanu, A. E., Williams, M. W., y Barry, R. G. (2008). Optical Remote Sensing of Glacier Characteristics: A Review with Focus on the Himalaya. *Remote Sensing Journal Open Access*, 29.
- Rakesh, B., y Tobias, B. (2009). Glacier mapping: a review with special reference to the Indian Himalayas. *Progress in Physical Geography*, 672–704.
- Ramirez J., (1993) valores de ablación de un relicto glaciar en el volcán nevado del Ruiz utilizando métodos topográficos". *Revista Ingeominas* ISSN: 0121-8425 ed: INGEOMINAS.
- Raup, B.H., A. Kääb, J.S. Kargel, M.P. Bishop, G. Hamilton, E. Lee, F. Paul, F. Rau, D. Soltesz, S.J.S. Khalsa, M. Beedle y C. Helm (2007). Remote sensing and GIS technology in the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) project. *Computers and Geosciences* 33, 104–125.
- Recio, J., Ignacio, C., y Maestro, C. (2004). Análisis comparativo de distintos métodos de estimación de la superficie glaciar en el Pirineo axial aragonés a partir de imágenes Landsat. *Geofocus (artículos)*, 79-92.
- Richard, M., Goldstein, C., Werner, L (1998) *Radar interferogram filtering for geophysical applications*, *Geophysical Research Letters*, vol 25, no. 21. 40335-4038.
- Rignot, E. A. (2003). Contribution of the Patagonian icefields of South America to sea level rise. *Science*, 302, 434-437.
- Rosen, P. A., Hensley, S., Zebker, H. A., Webb, F. H., & Fielding, E. J. (1996). Surface deformation and coherence measurements of Kilauea volcano, Hawaii, from SIR-C radar interferometry. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 101(E10), 23109–23125.

- Rott, H., y Markl, G., (1989). Improved snow and glacier monitoring by the Landsat Thematic Mapper. In Proceedings of a workshop on the Landsat Thematic Mapper applications, ESA SP-1102, pp. 3–12.
- Sampieri, R., Fernandez, C., Baptisa, M. (2014) *Metodología de la Investigación, Sexta Edición*. Mexico D.F. Mexico. McGraw-Hill/Interamericana Editores S.A. de C.V.
- Samsonov S. (2014) *Ground deformation observed near Cold Lake, Alberta, by RADARSAT-2 DInSAR during 2008-2013*. Geological survey of Canada, Open file 7527, Canada Centre for Mapping and Earth Observation Natural Resources Canada
- Schneevoigt, J. Sund, M. Bogren, W. Kääb, A. Weydahl, J. (2012) Glacier displacement on Comfortlessbreen, Svalbard, using 2-pass differential SAR interferometry (DInSAR) with a digital elevation model Polar Record 48 (244): 17–25 (2012). c Cambridge University Press 2011. doi:10.1017/S0032247411000453.
- Shruti, D., Ramanathan, A., y Anurag, L. (2012). Glacier fluctuation using Satellite Data in Beas basin, 1972–2006, Himachal Pradesh, India. Glacier Research Group, School of Environmental Sciences, Jawaharlal Nehru University, New Delhi, India, 1105–1112.
- Strozzi, T., Luckman, A., y Murray, T. (s.f.). *The evolution of a glacier surge observed with the ers satellites*. School of Geography, University of Leeds, Leeds; Department of Geography, University of Wales, Swansea, Swansea; Gamma Remote Sensing, Thunstrasse, 7.
- Tobias, B., Menounos, B. y Wheate, R. (2009). Landsat-Based inventory of glaciers in western Canada, 1985-2005. Remote Sensing of Environment, 11.
- Tomas R. (2008) Estudio de la subsidencia de la ciudad de Murcia mediante Interferometria SAR diferencial avanzada (Tesis de doctorado) Universidad de Alicante. Alicante, España.
- USGS (2015) United States Geological Survey, recuperado de <http://earthexplorer.usgs.gov/>
- Vasquez H. (1998) *Radarsat* Departamento de Geología, Universidad EAFIT.
- Veci L. (2015). *Sentinel Tool Box 1, Interferometry Tutorial*. European Spatial Agency. Systems Computing Inc. Array.
- Vicens Ll. (2007). UniGis Girona, Fuentes y Adquisición de Datos, Lección 9: Clasificación de Imágenes, Universidad de Girona, Valencia, España.
- Walter, D. (2013). Surface subsidence monitoring with NEST Tutorial SAR Interferometry. Institute of Geotechnical Engineering and Mine Surveying. TU Clausthal 56p.

- Williams, R. S., Hall, D. K., y Benson, C. S., (1991). Analysis of Glacier facies using satellite techniques. *Journal of Glaciology*, 37, 120–128.
- Xiaobing, Z., Chang, N. y Shusun L (2009) Applications of SAR Interferometry in Earth and Environmental Science Research. *Sensors*, 9, 1876-1912; doi: 10.3390/s90301876.
- Zeballos, G., Zoruco, A., Cusicanqui, D., Joffre, R., & Rabatel, A. (2014). Uso de imágenes satelitales, modelos digitales de elevación y Sistemas de Información Geográfica para caracterizar la. *Ecología en Bolivia*, 14-26.
- Zhou, C., Zhou, Y., Dongchen, E., Wang, Z., Sun, & Jiabing. (2011). Estimation of ice flow velocity of calving glaciers using SAR interferometry and feature tracking. *Chinese Antarctic Center of Surveying and Mapping, Wuhan University, Wuhan, China*, 6.

### 13. ANEXOS

#### ANEXO 1: Cronograma de Actividades

Actividad	Resultado	MES 1				MES 2				MES 3				MES 4				MES 5				MES 6				MES 7				MES 8				MES 9							
Planificación y elaboración del plan de trabajo (Anteproyecto)		X	X	X	X	X	X	X	X																																
Pre procesamiento y cálculo de Índices espectrales, clasificación de imágenes supervisada.	Determinar y cuantificar el Retroceso Glaciar de los nevados Santa Isabel, Tolima y Ruiz mediante el uso de imágenes ópticas para los años 2010-2015									X	X	X	X	X	X	X	X																								
Generación de Interferogramas de desplazamiento glaciar mediante procesos de Interferometría Diferencial SAR para el año 2014 utilizando pares interferométricos de RADARSAT 2.														X	X	X	X	X	X	X	X																				
Realizar un análisis comparativo de los resultados obtenidos en el uso de imágenes ópticas e interferogramas de desplazamiento glaciar con investigaciones anteriores en el contexto de investigación.																						X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X								
Presentación de Resultados																																		X	X	X	X				



## ANEXO 2: Perdida de superficie glaciar en Colombia desde 1850-2010

Tabla 6: *Perdida de superficie glaciar en Colombia desde 1850-2010*

Año	Superficie glaciar (km <sup>2</sup> )							Periodo de Cambio	Cambio de superficie glaciar (km cuadrados)
	Volcán nevado del Huila	Volcán nevado del Tolima	Volcán nevado de Santa Isabel	Volcán nevado del Ruiz	Sierra nevada del Cocuy	Sierra nevada de Santa Marta	Total		
<b>1850</b>	33.7	8.6	27.8	47.5	148.7	82.6	348.9		
<b>1939</b>	20.2	3.5	12	25.9	55.6	21.4	138.7	1850-1939	210.2
<b>1946</b>	19.2	3,1	10.8	24.2	48.3	20.7	126.2	1939-1946	12.5
<b>1954</b>	18	2.8	9.9	22.2	39.9	19.8	112.7	1946-1954	13.5
<b>1958</b>	17.4	2.7	9.5	21.2	38.2	19.4	108.4	1954-1958	4.3
<b>1959</b>	17.2	2.7	9.4	21	37.9	19.3	107.5	1958-1959	0.9
<b>1965</b>	16.3	2.4	8.8	20.5	36.5	18.4	102.9	1959-1965	4.6
<b>1975</b>	15.7	2.1	7.7	19.6	34.1	17	96.1	1965-1975	6.8
<b>1978</b>	15.6	1.9	7.4	19.3	33.4	16.5	94.1	1975-1978	2
<b>1981</b>	15.4	1.8	7	19.1	32.77	16.1	92.1	1978-1981	2
<b>1985</b>	14.7	1.7	6.6	18.7	31.7	14.1	87.5	1981-1985	4.6
<b>1986</b>	14.6	1.6	6.5	17	31.5	13.5	84.7	1985-1986	2.8
<b>1987</b>	14.4	1.6	6.4	16.3	30.5	13	82.2	1986-1987	2.5
<b>1989</b>	14.1	1.5	6.1	14.8	28.6	12	77.1	1987-1989	5.1
<b>1990</b>	13.9	1.5	6	14.1	27.6	11.9	74.9	1989-1990	2.2
<b>1994</b>	13.5	1.3	5.4	12.5	23.7	11.3	67.7	1990-1994	7.2
<b>1995</b>	13.4	1.3	5.3	12.1	23.3	11.1	66.4	1994-1995	1.3
<b>1997</b>	13.3	1.2	5	11.8	22.4	10.7	64.3	1995-1997	2.1
<b>2001</b>	13	1.1	3.5	10.6	20.8	8.4	57.3	1997-2001	7
<b>2002</b>	12.9	1	3.1	10.3	20.3	7.9	55.7	2001-2002	1.6
<b>2003</b>	12.8	1	3	10	19.8	7.9	54.5	2002-2003	1.2
<b>2007</b>	10.8	0.9	2.6	10	18.6	7.7	50.777	2003-2007	3.7
<b>2008</b>	10.3	--	--	--	17.7	7.5	49	2007-2008	1.8
<b>2009</b>	9.7	--	--	--	17.4	7.4	48	2008-2009	1.0
<b>2010</b>	9.7	0.7	1.8	9.7	16	7.4	45.3	2009-2010	2.7

Fuente: Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambiental IDEAM (2012)

### ANEXO 3: Análisis de la Clasificación Supervisada, imagen Rapideye 2010.

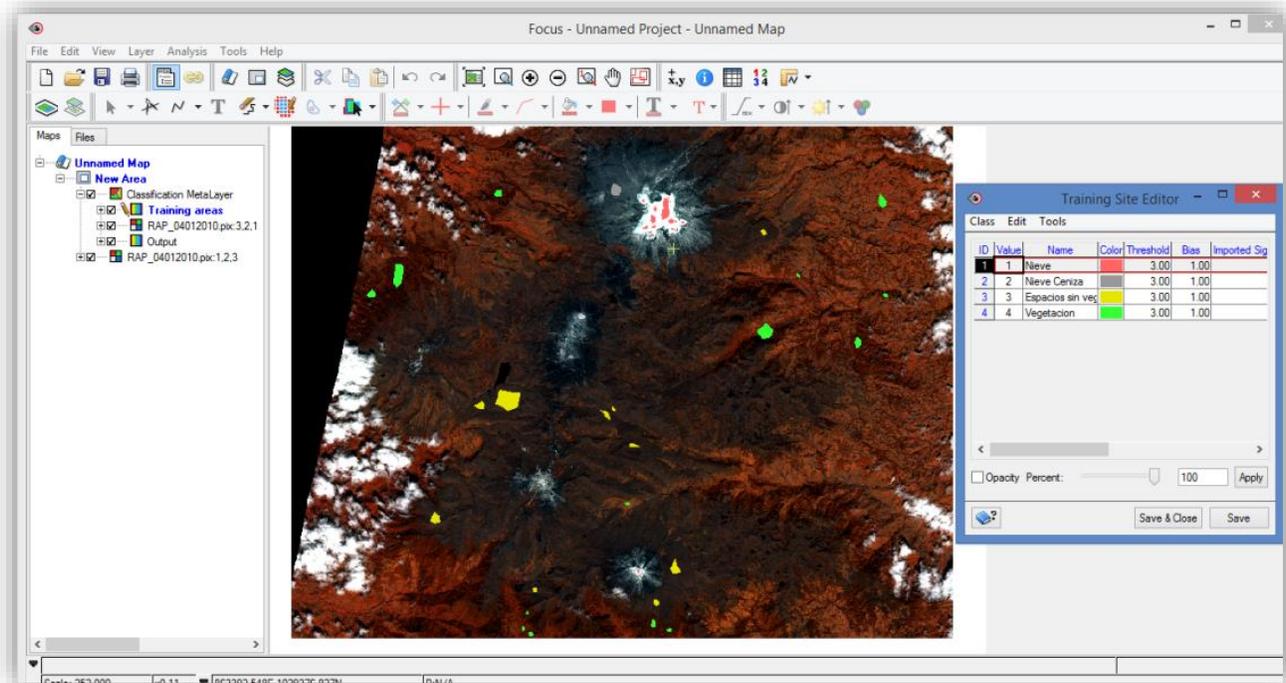


Figura 25: Zonas de Entrenamiento en la clasificación supervisada generada en el software PCI Geomática.

Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos por IGAC (2015).

### Valorización Estadística

La ventana Firma Estadísticas muestra el número de muestras en el entrenamiento, área que indica si se han recogido suficientes píxeles para representar con precisión las coberturas deseadas. Se clasificaron en 3 bandas, El informe general muestra el media y desviación estándar en cada canal de entrada para los píxeles dentro de la formación áreas de la clase seleccionada.

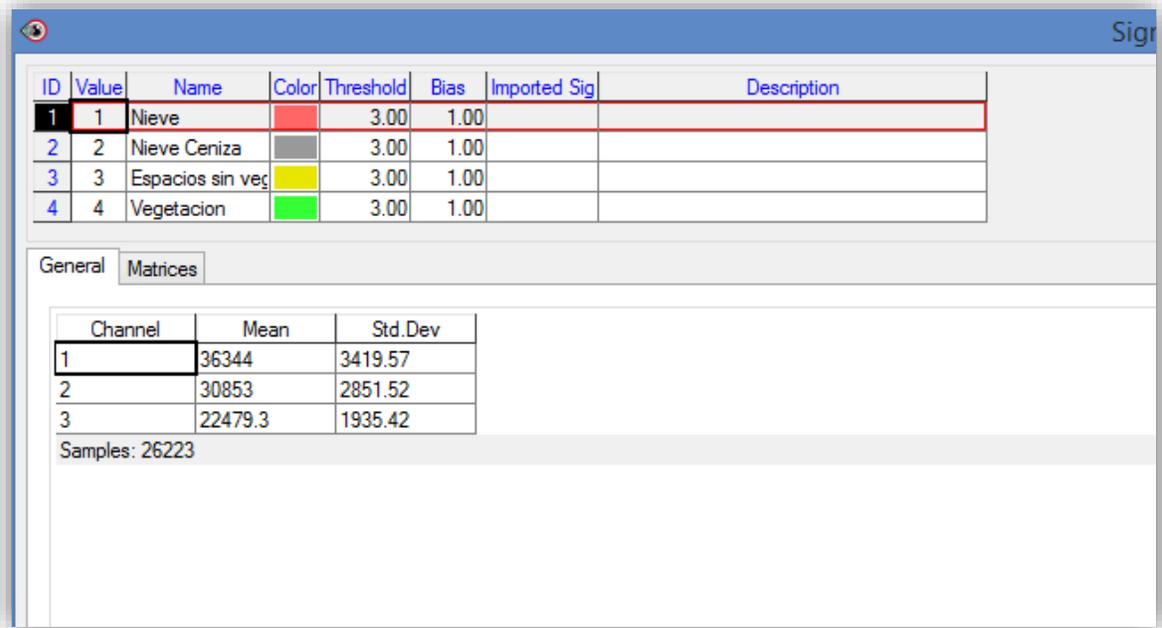


Figura 26: Valores estadísticos en la clasificación supervisada generada en el software PCI Geomática.

Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos por IGAC (2015).

### Separabilidad de las Firmas

La separabilidad de las firmas se calcula con la diferencia estadística entre pares de firmas espectrales, con la finalidad de supervisar la calidad de los sitios de entrenamiento. Las mediciones están relacionadas con la precisión de la clasificación. Los valores entre 1,9 y 2,0 consideran una buena separabilidad, para el caso de la imagen Rapideye se muestra a continuación las firmas de separabilidad, lo cual se traduce menos errores en la clasificación, es decir no se seleccionaron valores de píxeles con las mismas clasificaciones en la zona de entrenamiento.

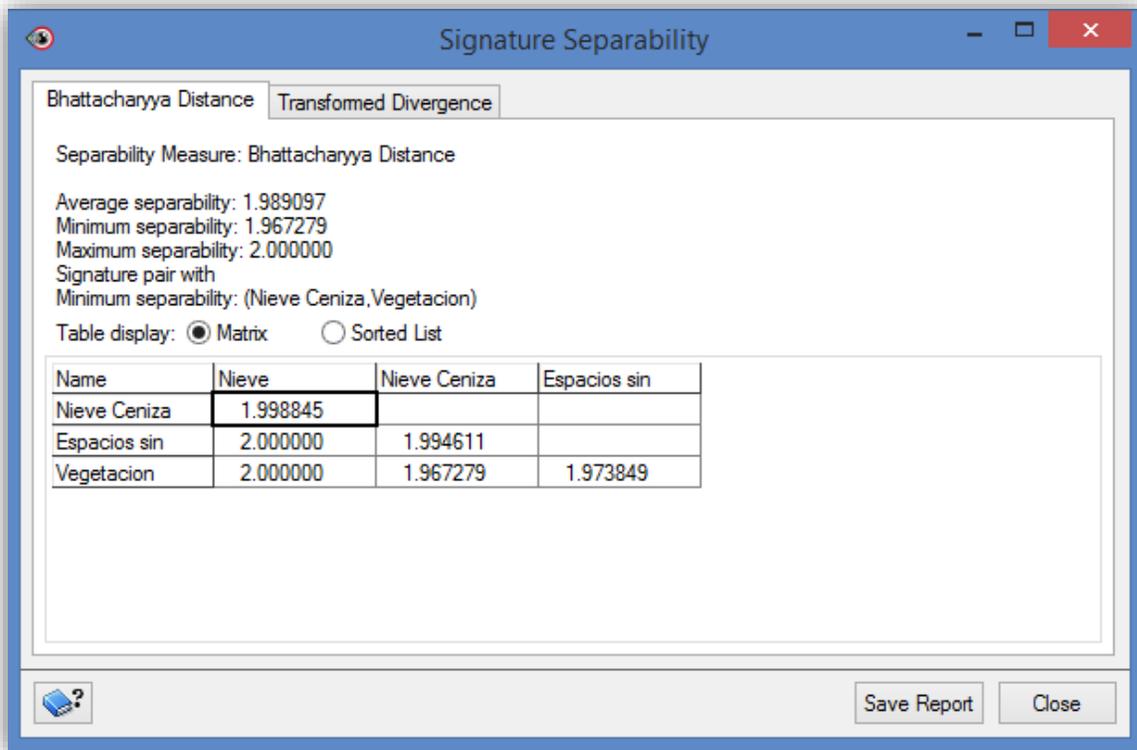
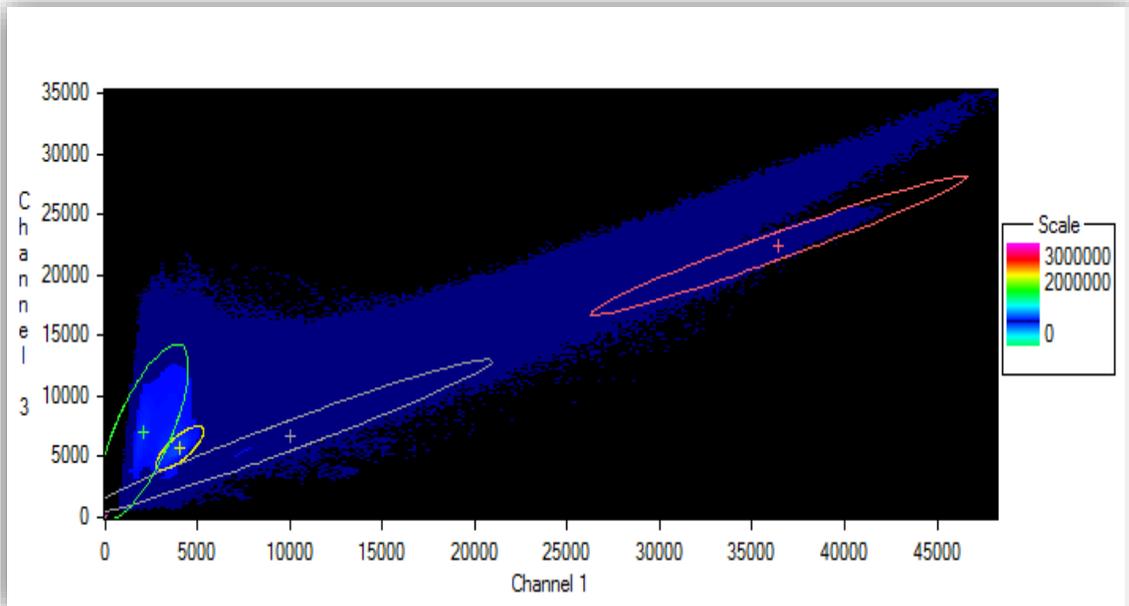


Figura 27: Separabilidad de las firmas espectrales en la clasificación supervisada generada en el software PCI Geomática.

Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos por IGAC (2015).

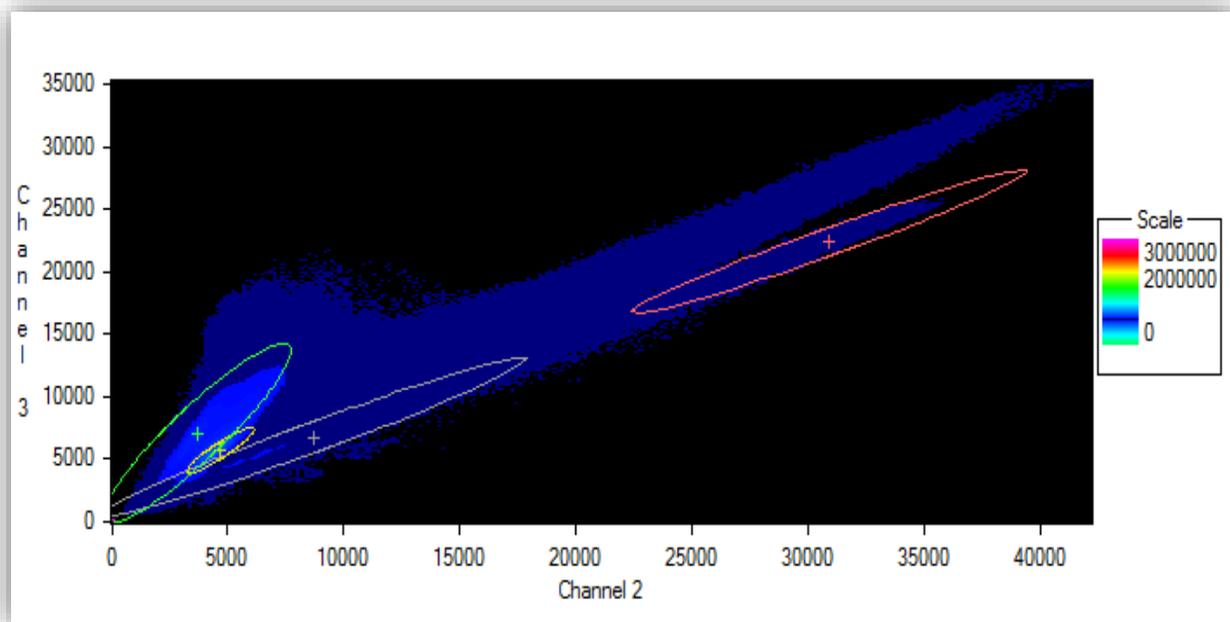
## Gráficos de Dispersión

Se compararon valores entre las bandas (1,3) y (2,3)



*Grafico 4:* Separabilidad de las muestras espectrales entre la banda 1 y 3 en la clasificación supervisada generada en el software PCI Geomática.

Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos por IGAC (2015).



*Grafico 5:* Separabilidad de las muestras espectrales entre la banda 3 y 2 en la clasificación supervisada generada en el software PCI Geomática.

Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos por IGAC (2015).

Al ver ambas graficas existe una correcta separabilidad entre la nieve y las otras coberturas clasificadas.

Posterior a todo lo anterior se realizó una clasificación con el algoritmo de clasificación de mínima distancia, este algoritmo de clasificación calcula la media del vector característico entrenado para cada clase, el espacio característico es dividido para dar a cada vector característico la etiqueta de media de la clase del vector más cercano, según métricas Euclidianas.

A continuación se presentan la matriz de confusión como operación pos clasificación en donde se evidencian los resultados de la clasificación los cuales se comparan con la información adicional con la realidad del terreno. La fuerza de una matriz de confusión es que identifica la naturaleza de los errores de clasificación, así como sus cantidades. *Average Accuracy* representa la columna de la precisión *Overall Reliability* representa la columna de la Confiabilidad arrojada en el ejercicio de clasificación de las imágenes.

Tabla 7 : *Matriz de Confusión: en la clasificación supervisada generada en el software PCI Geomática.*

Nombre	Código	Pixeles	1	2	3	4
Nieve	1	26223	98.44	1.56	0.00	0.00
Nieve-ceniza	2	11794	1.32	91.95	6.72	0.00
Espacio sin Vegetación	3	71021	0.00	0.05	99.91	0.04
	4	66286	0.00	0.15	2.76	97.09

Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos por IGAC (2015).

Precisión Media = 96.85 %

Precisión General = 98.09 %

ANEXO 4: Resultado pos clasificación en donde se demuestran los pixeles clasificados según el método utilizado, de acuerdo a las zonas de entrenamiento seleccionadas en la imagen Rapideye 2010.

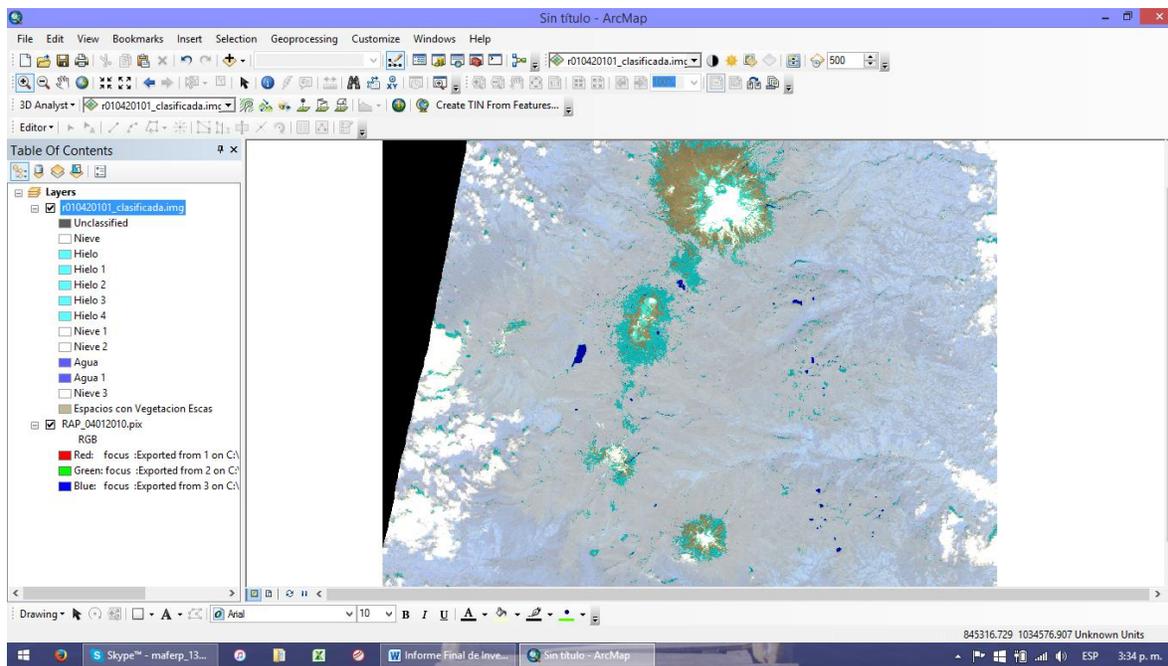
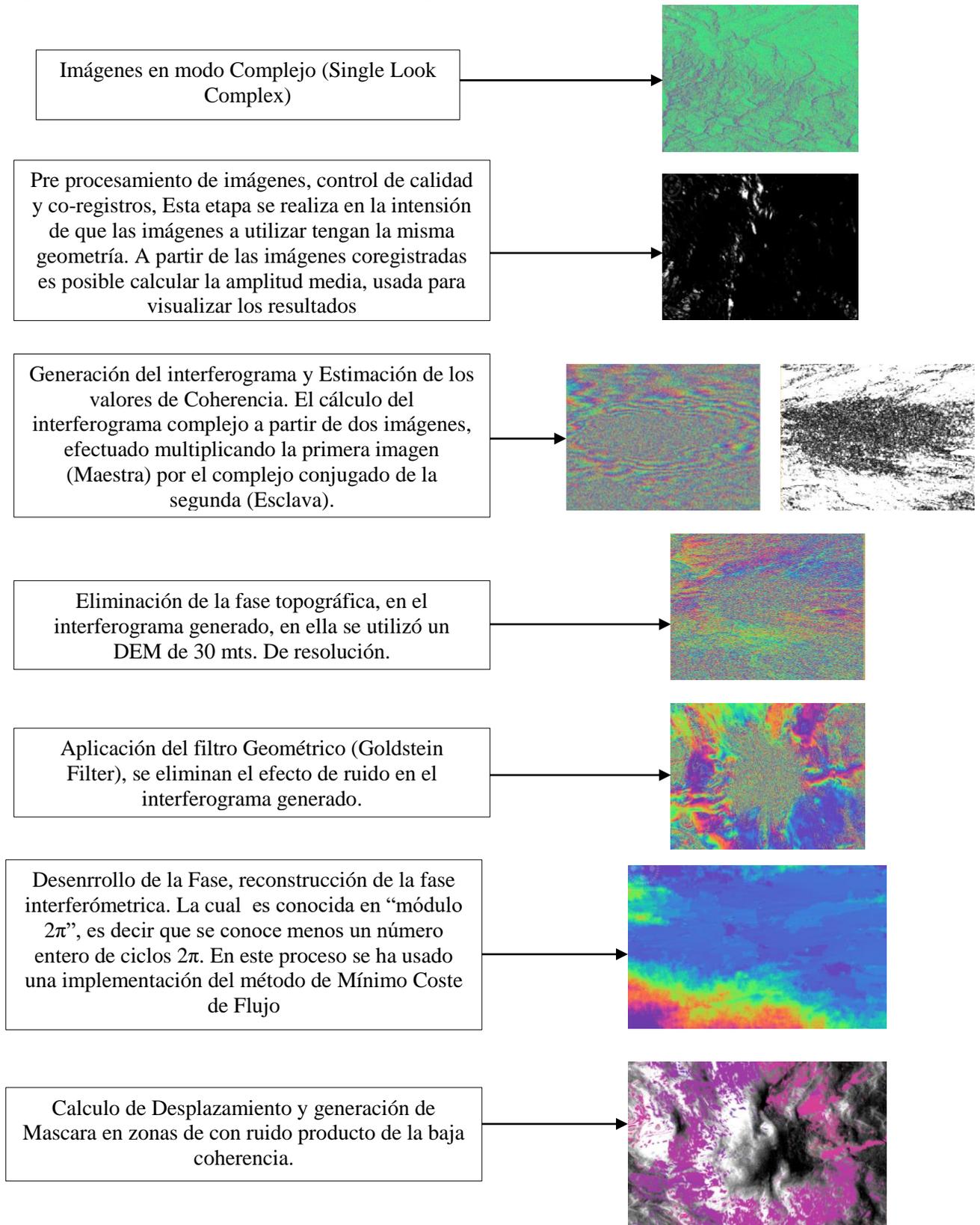


Figura 28: Resultado de clasificación supervisada por el algoritmo de mínima distancia.  
Fuente: Elaboración propia con datos obtenidos por IGAC (2015).

**ANEXO 5: Flujograma de procesamiento para Interferometría Diferencial de Radar de Apertura Sintética, utilizada en la investigación.**





## ANEXO 6

Tabla 7: *Perdidas la cubierta de nieve para el nevado del Ruiz en distintas zonas y el nevado de Santa Isabel*

	Superficie Total (km <sup>2</sup> )		Perdida Absoluta	Perdida en %
	1959	1987		
Lisa oriente/occidente	1.0	0.6	0.4	4.0
Gualí, Molinos, Diablos Rojos	2.3	2.0	0.3	13.0
Azufrado oriente/occidente	1.5	1.2	0.3	20.0
Cráter	0.4	0.3	0.1	25.0
La Plazuela, Lagunilla	1.9	1.7	0.2	10.5
La Cabaña	1.8	1.6	0.2	11.1
Nereidas	4.5	4.2	0.3	6.7
Alfombras oriente/occidente	2.6	2.2	0.4	15.4
Sin nombre				
Recio	1.8	1.6	0.2	11.1
Leonera Alta, El oso	2.9	2.3	0.6	20.7
Total Ruiz	20.7	17.7	3.0	14.5
Total Santa Isabel	9.5	6.5	3.0	31.6

Fuente: Linder (1993).