

# ESTIMACIÓN DEL ÁREA CUBIERTA DE NIEVE CON DATOS SAR EN BANDA L EN UN SECTOR CORDILLERANO DE LA PATAGONIA ARGENTINA

Romina SOLORZA<sup>1</sup>, Marisa COGLIATI<sup>2</sup>, Ana Paula SALCEDO<sup>2</sup> y Claudia NOTARNICOLA<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE), Centro Espacial Teófilo Tabanera, Córdoba. E-mail: rsolorza@conae.gov.ar

<sup>2</sup> Departamento de Geografía, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén.

<sup>3</sup> Istituto per il Telerilevamento Applicato, European Academy (Eurac), Bolzano, Italia.

## RESUMEN

La estimación del área cubierta de nieve en cuencas andinas es importante para estudios hidrológicos y para una adecuada planificación del recurso agua en distintos usos como la generación hidroeléctrica, estudios de riesgo de inundación y atenuación de crecidas. Los sensores remotos ópticos e infrarrojos son una herramienta operativa para el monitoreo de la nieve en condiciones de adquisición con ausencia de nubosidad. Sin embargo, sólo los satélites que trabajan en el rango de las microondas son capaces de obtener datos de la superficie independientemente de las condiciones climáticas y de iluminación solar.

En el presente trabajo se propone el desarrollo de una metodología para la generación de productos cartográficos de cuantificación del área cubierta de nieve y diferenciación de nieve húmeda y seca a partir de la utilización de técnicas de teleobservación óptica y de radar. Para ello se utilizaron datos del satélite de radar ALOS PALSAR en banda L y Landsat 5 TM y 7 ETM+ en un sector de la región cordillerana del norte de la Patagonia argentina que corresponde a la alta cuenca del río Aluminé. Los resultados se validaron con datos provenientes de sensores ópticos como también a partir de datos de temperatura de superficie. Utilizando los datos de radar se estimó la presencia de nieve en proceso de fusión pero no se pudo discriminar la presencia de nieve seca, dato que sí pudo ser obtenido con imágenes ópticas.

**Palabras clave:** Monitoreo de nieve, Imágenes de radar, Cuencas andinas, Temperatura de superficie

## ABSTRACT

*Snow cover estimation using L band SAR data in the North Patagonian Andes of Argentina*

The assessment of seasonal variations of the snow cover in vast areas of the Argentinean Andes provides basic information for hydrological modelling and political decision-making. Additionally, they support programs for proper planning and use of water resources, especially with regard to irrigation, supply, flood attenuation and hydropower. Visible and infrared remote sensors are operational tools for monitoring snow covered areas only in clear sky conditions. On the contrary, active microwave sensors such as radar are capable to obtain data regardless of adverse atmospheric conditions. In this study, we use ALOS-PALSAR (L-band) scenes to retrieve wet snow-covered area in an Andean location in northern Patagonia, Argentina. The goal was to validate the accuracy of the L-band in retrieving snow cover, against the results obtained with an optical sensor (LANDSAT 5 TM and 7 ETM+) in a simultaneous passage with radar data. Furthermore, we discuss the validation of wet snow cover area, by means of surface temperature of snow.

**Keywords:** Snow monitoring, Radar imaging, Andean watersheds, Surface temperature

## INTRODUCCIÓN

El estudio del área cubierta de nieve es muy demandado en los últimos años debido a que las superficies nevadas y los glaciares de valle son reconocidos como indicadores del comportamiento climático global (Oerlemans 1994, UNEP 2007). Asimismo, y particularmente en áreas de montaña, la distribución de la nieve está vinculada no solo a la disponibilidad de

agua en altas cuencas sino también a riesgos medioambientales asociados con la inestabilidad de suelos congelados, como avalanchas, inundaciones y deslizamientos de tierras.

Las técnicas de teledetección proporcionan una oportunidad única para recopilar información completa sobre la distribución espacial de la nieve en zonas remotas donde la información proveniente de otras fuentes, como las mediciones de

campo, es escasa. Mientras que el mapeo de nieve desde sensores ópticos aprovecha el alto albedo que tiene la cobertura nival, su estimación con radares de apertura sintética (SAR) se basa principalmente en la atenuación que muestra la señal de respuesta debida a la presencia de agua en el paquete de nieve.

El enfoque más utilizado para el mapeo de área cubierta de nieve es la comparación de imágenes multitemporales de un

área determinada adquiridas bajo distintas condiciones de nieve: sin nieve, con nieve seca y con nieve de fusión (Hallikainen *et al.* 2001). Koskinen *et al.* (1997) establecieron una técnica para estimar cobertura de nieve con datos ERS-1 en banda C mediante el uso de dos imágenes de referencia (una sin nieve y otra totalmente cubierta de nieve). Un Método multitemporal para la detección de cambios en el paquete de nieve fue propuesto por Nagler (1996) para los datos ERS-1, ERS-2, Radarsat-1 y Envisat ASAR (Nagler y Root 2000, Nagler y Root 2005). El mismo fue luego mejorado por Luoju *et al.* (2009). Este método se basa en la obtención imágenes adquiridas durante la temporada de fusión y durante períodos sin cobertura de nieve. La imagen final se convierte en un mapa binario de cobertura de nieve: cada píxel con un valor inferior al umbral se clasifica como nieve húmeda. Floricioiu y Rott, (2001) establecieron un umbral de 7 dB para distinguir nieve húmeda de nieve con una capa recongelada en datos de X-SAR. Con el lanzamiento de los satélites COSMO-SkyMed (CSK) y TerraSAR-X (TSX) en 2007, se abrió la posibilidad de contar con datos de sensores en banda X, aunque hasta ahora los estudios con estos datos para el seguimiento de la nieve siguen abiertos. En zonas alpinas se viene probando la capacidad que tienen los datos en banda X para estimar nieve con resultados promisorios (Schellenberger *et al.* 2012). Por otro lado, autoras del presente trabajo (Salcedo y Cogliati 2014), analizaron la potencialidad de datos térmicos brindados por las imágenes Landsat TM y radar del satélite ERS-2 banda C en simultáneo, para el estudio de la cobertura de nieve en el norte neuquino.

El conocimiento y monitoreo de la nieve en estado de fusión es también importante desde el punto de vista del riesgo hídrico que representa su entrada en las altas cuencas y el posterior aumento de caudales aguas abajo. Específicamente en la cordillera neuquina, Salcedo (2011) analizó una secuencia de imágenes ERS-2 en el período 2005-2006 y evaluó la influencia de nieve en proceso de fusión en un even-

to de crecida extraordinaria de caudales del río Neuquén en 2006. Esa crecida marcó valores de caudales muy próximos a la capacidad de contención del complejo Cerros Colorados, que es un sistema de generación de electricidad y de atenuación de crecidas ubicado en cercanías de la confluencia del Neuquén con el río Limay. En 2006 la acumulación nival extraordinaria y copiosas precipitaciones seguidas de un aumento de la temperatura dieron lugar a una crecida de unos 10.300 m<sup>3</sup>/s, siendo la capacidad de contención del complejo 11.500 m<sup>3</sup>/s. Resulta claro que el conocimiento de las características de la nieve (humedad, contenido de agua en nieve) aporta una noción más acabada de la dinámica de las cuencas cordilleras durante el periodo de deshielo y puede aportar a la mejora de las predicciones de caudales y la optimización de los modelos hidrológicos.

El objetivo de este trabajo es estimar área cubierta de nieve con datos SAR en banda L en una zona andina de la norpatagonia argentina. Los resultados de cobertura de nieve son comparados con los obtenidos a partir del procesamiento de imágenes ópticas Landsat 5 TM y se relacionaron los resultados con la temperatura de superficie calculada a partir de la banda térmica de los satélites Landsat 7 ETM+ para identificar el límite de la nieve en fusión a través de la temperatura en torno a la isoterma de 0°C.

## ÁREA DE ESTUDIO Y DATOS UTILIZADOS

El área de estudio está ubicada en la Patagonia argentina, comprendiendo parte de la cuenca alta del río Aluminé, que tiene origen en el río homónimo (Fig. 1). El Aluminé (166 m<sup>3</sup>/s) es un afluente importante del río Collón Cura (203 m<sup>3</sup>/s), que fluye en dirección Sudeste hacia hasta su confluencia con el río Limay (224 m<sup>3</sup>/s). Este último es uno de los más caudalosos de la Patagonia, y por su importancia hídrica, concentra muchas poblaciones que están asentadas en su proximidad, y que podrían verse afectadas por un aumento del caudal medio por fusión rápida de

nieve. Desde el punto de vista climático, la zona está caracterizada por la ocurrencia de precipitaciones nivales en invierno (de junio a septiembre) debido al ingreso de masas de aire húmedo desde el Océano Pacífico sur. El ascenso forzado por la Cordillera de los Andes produce un gradiente de precipitación O a E variando desde los 900 mm anuales, hasta 600 y 400 mm en la zona de Aluminé. El paisaje se caracteriza por la presencia de cerros de altitud media, como el Batea Mahuida (1706 m) y el Bella Durmiente (2048 m), mientras que la vegetación está dominada por el pehuén (*Araucaria araucana*), la lenga (*Nothofagus pumilio*) y la caña colihue (*Chusquea culeon*). Los ejemplares de Pehuén están concentrados entre 900 y 1800 m sobre el nivel del mar (snm), especialmente en el lado húmedo y frío de las laderas.

Desde el punto de vista del procesamiento de las imágenes, la presencia del volcán Sollipulli (2282 m snm), ubicado en la región de la Araucanía, Chile, es claramente visible y ha sido un buen ejemplo para el seguimiento de la dinámica de la nieve en el área de estudio.

Para la estimación del área nevada se utilizaron imágenes del sensor PALSAR del satélite ALOS perteneciente a la agencia espacial japonesa JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency). Posee una antena de radar que trabaja en torno a los 1,27 GHz de frecuencia central. Se seleccionaron imágenes con las siguientes características: 1) imágenes de períodos con cobertura de nieve (invierno), con presencia de nieve de fusión y de períodos sin nieve; 2) frecuencia de adquisición de al menos una imagen cada 2 meses; y 3) imágenes con la misma geometría de adquisición (ángulo de incidencia de 34,3°, polarización HH y órbita ascendente). Además, se utilizaron imágenes Landsat 5 TM y 7 ETM+, path 232 / row 87 (Fuente: <http://glcf.umd.edu/data/landsat/>) para las etapas de validación y de estimación de nieve seca, respectivamente. Para la imagen Landsat 7 ETM+, que posee un bandedo debido a una falla en el corrector de escaneo lineal, se procedió a adecuar la misma utilizando una técnica de rellenado de los datos faltantes a partir de la coincidencia de

histogramas locales (Chen *et al.* 2011). Para esto se utilizó una escena Landsat 5 cercana en el tiempo y co-registrada con la imagen LANDSAT 7, a las que previamente se les aplicó la corrección atmosférica. Para el análisis topográfico se utilizó un modelo digital de elevación (DEM) ASTER (Fuente: <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>) de 30 m. de resolución espacial. Las características de todas las imágenes utilizadas se exponen en la Tabla 1.

## METODOLOGÍA

### Estimación de área nevada con datos SAR

Una técnica muy utilizada para la detección de cambios con imágenes de radar es el método de cociente de bandas (Rignot y van Zyl 1993). En este trabajo, se utiliza el método propuesto por Nagler (1996), Nagler y Rott (2000) y Nagler y Rott (2005) para la estimación de nieve pero en este caso se aplica sobre datos SAR en banda L de 20 m. de resolución espacial. El procedimiento se basa en el cambio estacional significativo que presenta el coeficiente de retrodispersión  $\sigma_0$ , entre las estaciones de invierno y verano (con nieve seca y sin nieve respectivamente), con respecto a la estación de fusión o de primavera por lo que mediante un cociente de imágenes SAR de distintos períodos, es posible estimar la superficie cubierta de nieve húmeda. La metodología general puede describirse en 3 fases principales (Fig. 2): En primer lugar las imágenes single look complex (nivel de producto 1.1) se corregistraron, calibraron y geocodificaron; y luego se generaron los cocientes entre imágenes con y sin nieve. En una segunda etapa, se construyeron los mapas de nieve húmeda con el establecimiento de umbrales, etapa que incluye también la reducción de los efectos de sombras, inversión y acortamiento causados por la propia geometría de adquisición de las imágenes SAR sobre áreas de topografía pronunciada, utilizando el DEM. El último paso incluyó la aplicación de reglas de clasificación con el fin de obtener el mapa final de cobertura de nieve y de estimación de nieve húmeda, reconociendo y enmascarar-

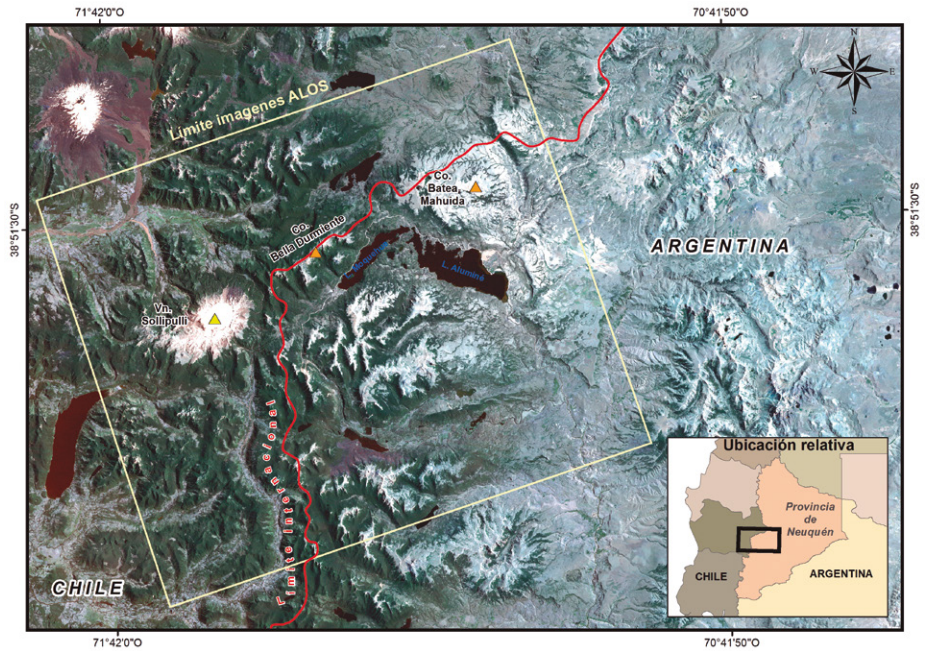


Figura 1: Ubicación del área de estudio.

do los cuerpos de agua.

En la primera etapa, las imágenes fueron calibradas radiométricamente, geocodificadas y normalizadas utilizando el modelo digital de terreno Aster GDEM de la zona de estudio. La resolución de rango en tierra de las imágenes ALOS resultantes fue de 20 m. El filtrado es un paso esencial en el procesamiento de datos SAR para la reducción del ruido speckle, por lo que se evaluó la aplicación de los filtros gamma map, frost y mediana en las distribuciones del coeficiente de retrodispersión para las imágenes individuales y para los cocientes entre imágenes. En el caso del mapeo de nieve húmeda el objetivo era reducir la varianza del coeficiente de retrodispersión buscando mejorar la distinción entre nieve seca y húmeda, tratando de minimizar el error. Generalmente, para evaluar la performance de un filtro se estudia el número equivalente de looks (ENL) (ecuación 1) en áreas homogéneas dentro de la imagen SAR con valores en intensidad antes y después de la aplicación de un filtro, de la siguiente manera:

$$ENL = \left(\frac{\mu}{\sigma}\right)^2 \tag{1}$$

donde  $\mu$  es la media y  $\sigma$  es la varianza del coeficiente de retrodispersión de las

CUADRO 1: Imágenes utilizadas.

Imagen	Fechas	Resolución Espacial
ALOS PALSAR	17/02/2007	20 m.
	04/04/2007	
	05/07/2007	
	05/10/2007	
	20/11/2007	
	20/02/2008	
LANDSAT 5 TM	22/05/2008	30 m.
	05/01/2007	
	20/03/2007	
	05/04/2007	
	21/04/2007	
	07/05/2007	
	23/05/2007	
	24/06/2007	
LANDSAT 7 ETM+	10/07/2007	30 m.
	28/09/2007	
	18/01/2008	
	06/10/2007	

muestras obtenidas sobre áreas homogéneas. El filtro de Mediana mostró un aumento del ENL en una ventana de 5x5 pixels, por lo que resultó ser más eficiente para la reducción del speckle (ENL gamma map: 4.05, ENL frost: 4.00, ENL mediana: 7.39).

La imagen de referencia fue la escena del 17 de febrero 2007, y se analizaron todas

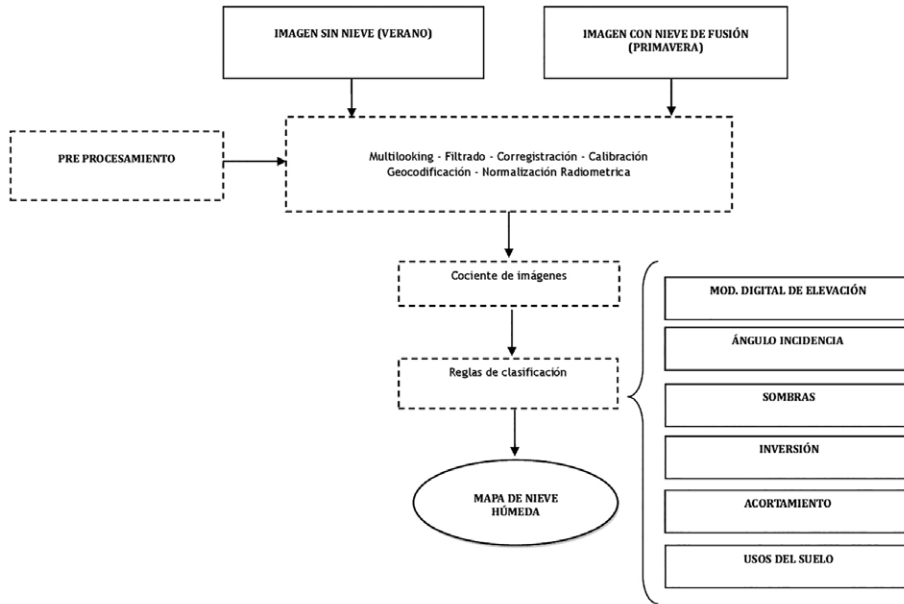


Figura 2: Etapas metodológicas para la estimación de la cobertura de nieve con imágenes SAR.

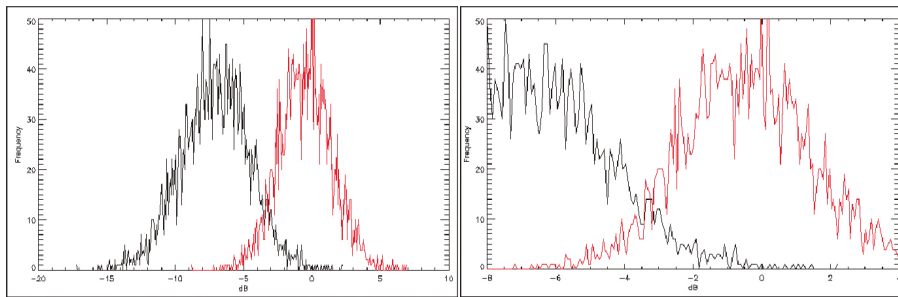


Figura 3: Distribuciones de frecuencia de R (05-10-2007 /17-02-07) (izq.: vista general; der.: detalle de la superposición). Negro: nieve húmeda; Rojo: áreas sin de nieve.

las imágenes presentadas en el Cuadro 1 para el análisis de presencia de nieve seca o húmeda. Las imágenes se asociaron a invierno, y finales de primavera, respectivamente (05-10-2007 y 20-11-2007 respectivamente).

El mapeo de nieve húmeda se realizó efectuando la comparación del coeficiente de retrodispersión de áreas cubiertas de nieve de periodo de fusión ( $\sigma_{sc}$ ) frente al coeficiente de retrodispersión de una imagen de referencia de una temporada sin cobertura nival ( $\sigma_{sf}$ ). La magnitud del cambio temporal en la retrodispersión se calcula mediante la relación R de esas dos imágenes de acuerdo a la ecuación 2:

$$ENL = 10 * \log_{10} \left( \frac{\sigma_{sc}}{\sigma_{sf}} \right) \quad (2)$$

A partir de R, regiones de interés de 3000 píxeles fueron seleccionadas como áreas de muestra y se calcularon las estadísticas de cada zona para utilizarse como insumo en la obtención del umbral  $R_0$  que separa nieve húmeda de otras coberturas. El mapa de nieve húmeda fue construido, evaluando las dos distribuciones que se superponen (nieve y no nieve). En caso de una distribución gamma (típica de datos SAR en intensidad) y una probabilidad a priori igual para las dos clases, el umbral óptimo dependerá del área cubierta de nieve ( $R_{sc}$ ) y del área sin nieve ( $R_{sf}$ ) de la siguiente manera:

$$R_0 = \sqrt{R_{sc} * R_{sf}} \quad (3)$$

Las distribuciones del cociente de imágenes

nes R para el 05-10-2007 se encuentra en alrededor de -7 dB para un área cubierta de nieve y alrededor de 1 dB para el área sin cobertura de nieve. La mayor frecuencia de datos (moda) a partir del solapamiento de las dos distribuciones, permite definir un umbral de -3 dB para separar las dos clases (Fig. 3).

Para la obtención del mapa de la nieve de fusión a partir de imágenes ALOS se tuvo en cuenta la siguiente regla de decisión:

- zonas de sombras o con ángulos de incidencia locales  $\theta_i < 17^\circ$  o  $\theta_i > 78^\circ$ , entonces "el mapeo nieve no es posible";
- si  $(\sigma_{sc} / \sigma_{sf}) < R_0$ , "es nieve húmeda";
- la parte restante se clasifica como zona sin nieve o con presencia de nieve seca.

### Estimación de área cubierta de nieve con datos ópticos

Las imágenes Landsat 5 TM fueron utilizadas para calcular el mapa de cobertura de nieve con datos ópticos, que son luego utilizadas como herramienta de validación del mapa obtenido con datos SAR. Los pasos generales de la metodología estimación se muestran en la figura 4.

En primer lugar las imágenes fueron calibradas a valores de reflectancia a tope de atmósfera (TOA) para las bandas 1, 2, 3, 4, 5 y 7. A partir de la banda térmica se calculó la radiancia espectral y la temperatura de superficie (Chander *et al.* 2009). Se calculó el área de sombras y se filtraron las nubes sobre cada escena siguiendo el procedimiento de evaluación de nubosidad automatizado ACCA (automated cloud-cover assessment) propuesto por Irish *et al.* (2000), que considera la aplicación de distintos umbrales y álgebra entre bandas para la aplicación de una regla de decisión final.

Posteriormente se elaboró el mapa de nieve mediante el uso del índice espectral de nieve de diferencia normalizado ND-SI (Normalized Difference Snow) (Salomon y Appel 2003), a partir de la imagen del 28 de noviembre de 2007, clasificando de manera que la clase 1 correspondió a temperaturas superiores a 283K; la clase 2 a máscara de nubes con valores 1; la clase 3 a máscara de la nieve con los valores 0; y la clase 4 a la combinación de máscara de

sombras con valores 1, temperatura de superficie menores a 270K, NDSI entre 0,85 y 1 y valores de la banda verde superiores a 0,1 (este último paso se hizo para detectar nieve en áreas bajo sombra).

**Cálculo de temperatura de superficie**

La validación de la clasificación de nieve (húmeda y seca) se torna compleja cuando no se cuenta con datos de campo o estaciones nivológicas que permitan corroborar los resultados obtenidos. El área cubierta de nieve calculada con imágenes ópticas, solo permite saber la presencia o ausencia de nieve, pero no permite la validación del tipo de nieve, ya sea húmeda o seca. Para avanzar en esta validación de la información, el presente trabajo plantea una metodología que incluye el cálculo de la temperatura superficial de la nieve.

*Temperatura de superficie:* Aplicando la inversa de la función de Planck, la temperatura de brillo de un objeto cuya radiancia ha sido medida por el sensor para los satélites Landsat se calcula como (Li *et al.* 2004):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln(K_1/L_s + 1)} \tag{4}$$

donde  $T_s$  es la temperatura efectiva del satélite (temperatura de brillo) (K) y  $K_1$  y  $K_2$  son constantes (para Landsat 7 ETM+,  $K_1 = 666,09 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1})$ ,  $K_2 = 1282,71 \text{ K}$  (Landsat Project 2002) y  $L_s$  es la radiancia integrada en la longitud de onda.

Para obtener la temperatura de superficie a partir de la radiancia de satélite se necesitan los perfiles atmosféricos de temperatura y vapor de agua en el momento de pasada del satélite. La radiancia emitida por un objeto en el suelo es igualmente atenuada y aumentada por la atmósfera por lo que este efecto debe considerarse en la estimación de la transmitancia y de la radiancia atmosférica ascendente y descendente. En este trabajo se utilizó una herramienta operativa de corrección atmosférica disponible en línea (atmospheric correction parameter calculator <http://atmcorr.gsfc.nasa.gov>) que permite calcular la transmitancia atmosférica y la radiancia entrante y saliente a partir de los perfiles atmosféricos globales mo-

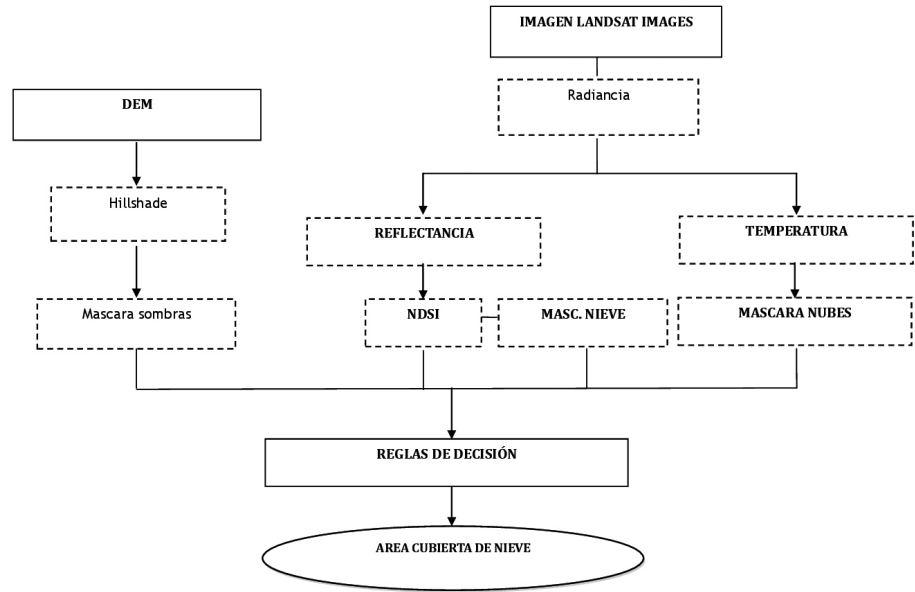


Figura 4: Metodología general de cálculo de área nevada con datos ópticos.

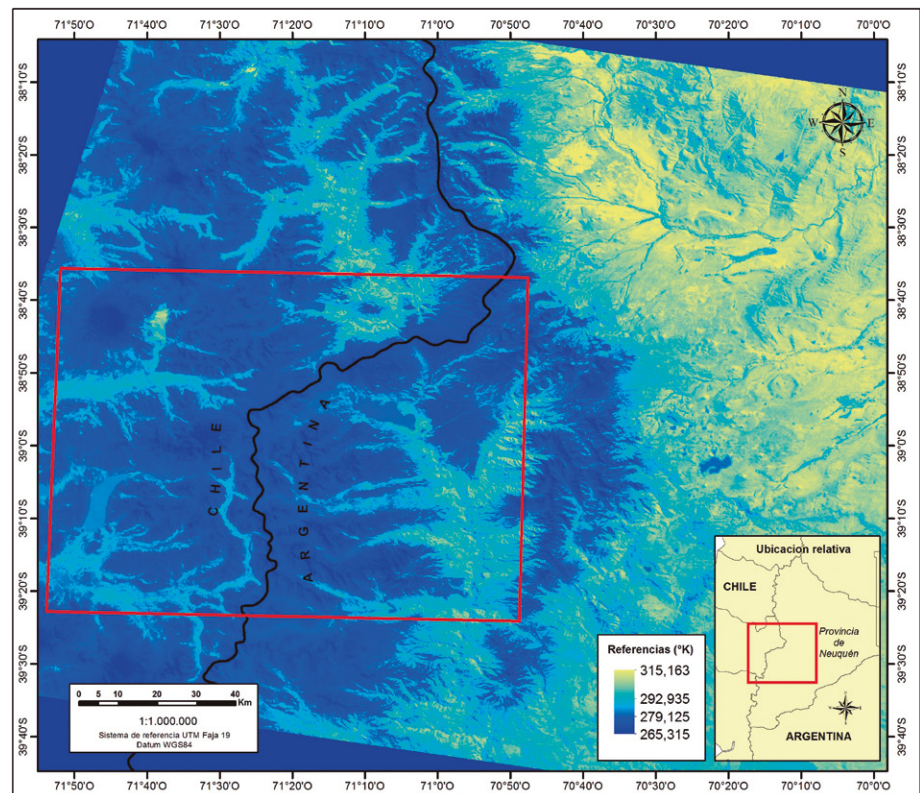
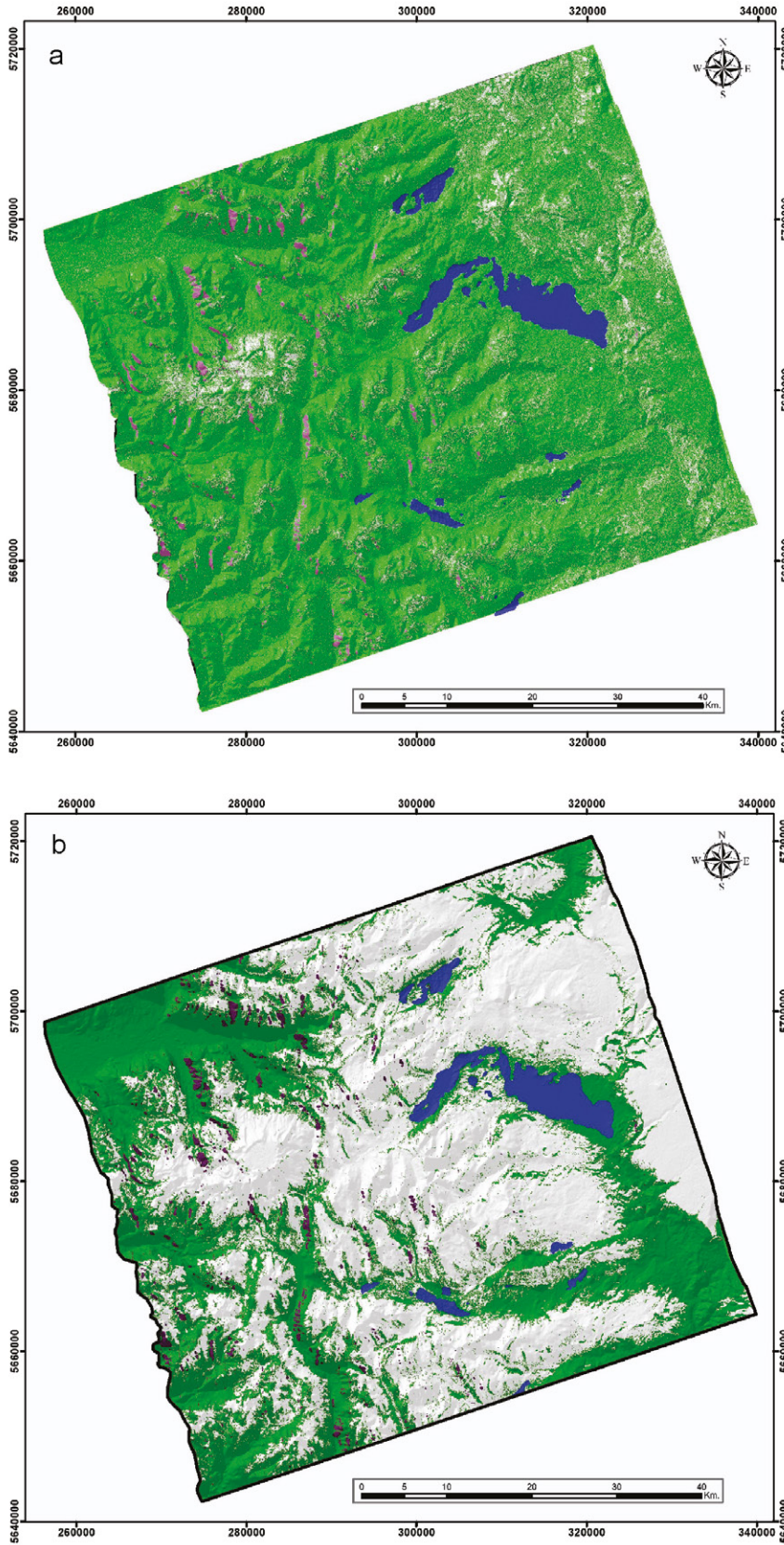


Figura 5: Temperatura de superficie calculada en una imagen Landsat 7 ETM+ del 06/10/2007.

delados por el National Center for Environmental Prediction (NCEP), el modelo de transferencia radiativa MODTRAN 4 y una serie de algoritmos de integración (Barsi *et al.* 2003), por lo que la radiancia emitida en la superficie se obtiene por la

inversión directa de la ecuación de transferencia radiativa a partir del modelo MODTRAN 4 y una serie de algoritmos de integración (Barsi *et al.* 2005):

$$L_{(TOA)} = \tau \epsilon L_T + L_u + \tau (1-\epsilon) L_d \tag{5}$$



**Figura 6:** Mapas de nieve húmeda en base a imágenes SAR del 05-10-2007 (a) y del 20-11-2007 (b). Blanco: nieve, azul: cuerpos de agua, verde: otras superficies (no detectadas por el algoritmo de nieve húmeda), gris: sin dato.

Donde  $\tau$  es la transmisividad atmosférica;  $\epsilon$  es la emisividad de la superficie;  $L_T$  ( $W m^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ ) es la radiancia de cuerpo negro del emisor a una temperatura  $T$  (K),  $L_u$  ( $W m^{-2} sr^{-1}\mu m^{-1}$ ) es la radiancia atmosférica ascendente,  $L_d$  ( $W m^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ ) es la radiancia atmosférica descendente y  $L_{TOA}$  ( $W m^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ ) es la radiancia que llega al espacio y es medida por el instrumento. La temperatura de superficie puede ser obtenida con un error de  $\pm 2K$  en lugares donde se conoce la emisividad y la atmósfera es relativamente clara (Barsi *et al.* 2005).

Para convertir los valores de temperatura de brillo a temperatura de superficie se debe obtener además la emisividad ( $\epsilon$ ). En este trabajo se estimó la emisividad a partir del índice de vegetación normalizado (NDVI, por sus siglas en inglés) por el método de los umbrales (Sobrino y Raisouni 2000, Sobrino *et al.* 2004, 2008).

El NDVI se calculó a partir de la reflectividad de las bandas 3 (0,63 a 0,69  $\mu m$ ) y 4 (0,7 - 0,9  $\mu m$ ) de los satélites LANDSAT 7 ETM+ de la siguiente manera (ecuación 6):

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \tag{6}$$

Donde  $\rho_\lambda$  es la reflectancia para cada banda ( $\lambda$ ) calculada según la ecuación 7 (Landsat Project 2002):

$$\rho_\lambda = \frac{\pi * L_\lambda * d^2}{ESUN_\lambda * \cos\theta} \tag{7}$$

$L_\lambda$  es la radiancia espectral en el satélite,  $d$  es la distancia la sol (<http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/>),  $ESUN_\lambda$  es la irradiancia exoatmosférica para cada banda  $\lambda$ , (para Landsat 7, Banda 1:1969  $Wm^{-2}\mu m^{-1}$ , banda 2: 1840  $Wm^{-1}\mu m^{-1}$ ; Landsat 2002) y  $\cos\theta$  es el coseno del ángulo solar incidente.

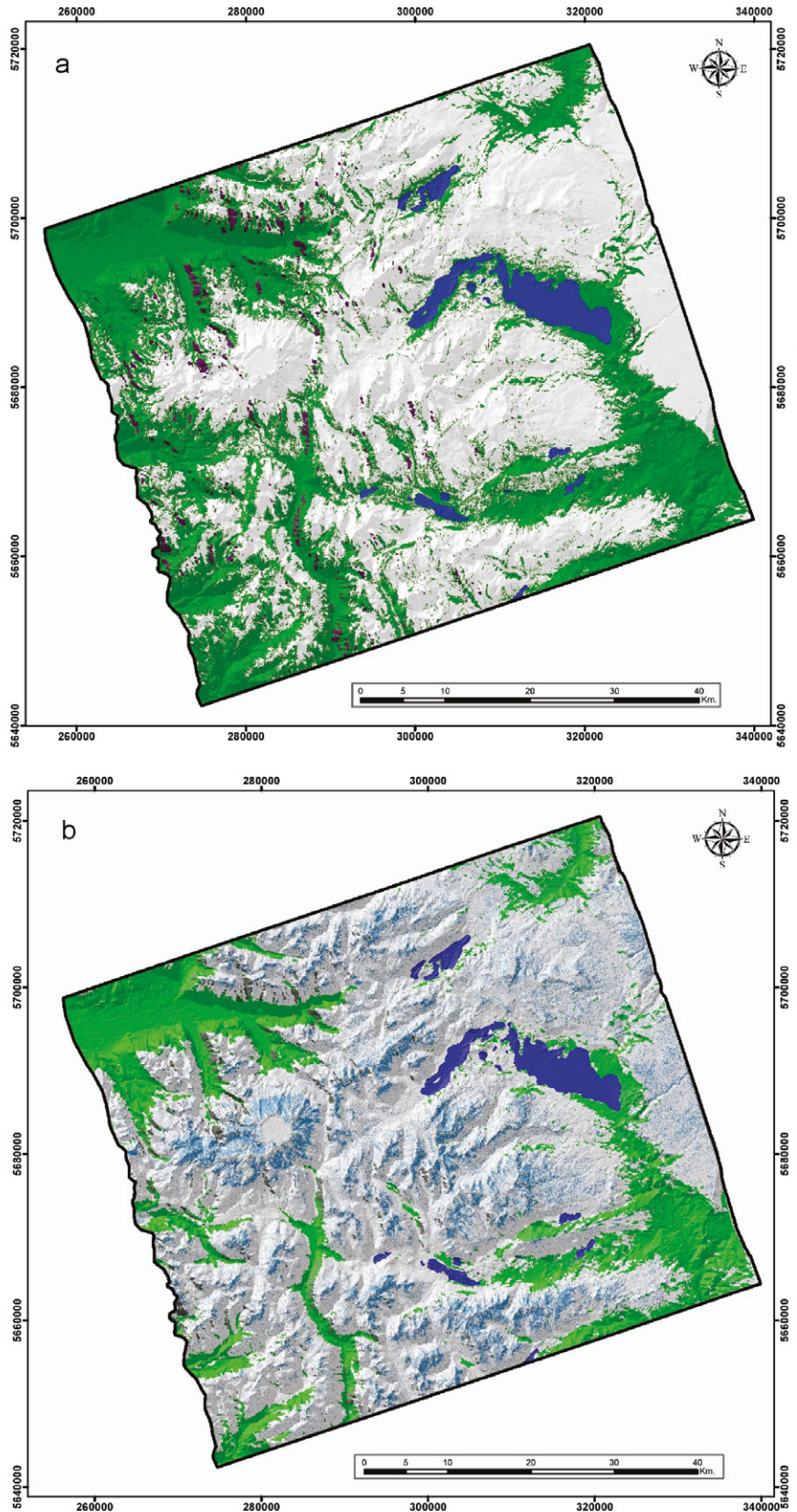
Como una primera aproximación, es posible obtener los valores de NDVI a partir de las reflectividades obtenidas en el sensor o en el tope de la atmósfera ( $NDVI_{TOA}$ ), sin embargo es más preciso corregir los valores para obtener la reflectividad en superficie y estimar valores representativos de las superficies naturales ( $NDVI_s$ ), debido a que el NDVI surge de una diferencia normalizada, se esperan

pequeñas diferencias entre  $NDVI_{TOA}$  y  $NDVI_S$  (Sobrino *et al.* 2004). Las reflectancias de las bandas 3 y 4 utilizadas en el cálculo fueron corregidas utilizando el módulo FLAASH integrado en el sistema de información geográfico ENVI. FLAASH incorpora para el cálculo el modelo de transferencia radiativa MODTRAN 4 (Liang *et al.* 2012). La figura 5 presenta la temperatura de superficie calculada en la imagen Landsat 7 ETM+ del 06/10/2007, coincidente con la adquisición de información de radar.

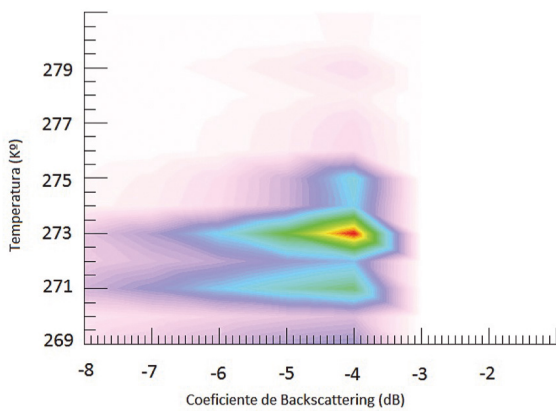
## RESULTADOS

El procedimiento para estimar el mapa de la nieve húmeda se aplicó a las escenas del 05-10-2007 y del 20-11-2007, seleccionadas estratégicamente en épocas donde se espera un volumen importante de fusión de nieve en primavera. El umbral de  $-3$  dB aplicado a las imágenes de radar resultó ser apropiado para reconocer nieve húmeda y efectuar su separación de otras superficies como tierra o zonas sin nieve o de nieve seca. En las figuras 6a y 6b se observa cómo se modifica la presencia de nieve húmeda a medida que avanza la primavera, principalmente en las zonas de mayor altura como en cercanías del volcán Sollipulli. Particularmente en el cráter del volcán, donde hay presencia de nieve seca y hielo, estos elementos no son detectados por el algoritmo de detección de nieve húmeda.

Las figuras 7a y b muestra el mapa de cobertura total de nieve obtenido con datos ópticos y un producto combinado entre óptico y SAR. De la comparación de las figuras 6a y 6b y las figuras 7a y b es evidente que es mayor la extensión de nieve en los mapas obtenidos con Landsat en comparación con los obtenidos con ALOS. El mapa hecho en base a la imagen Landsat 5 TM del 28-09-2007 revela un 74,3% de extensión de nieve (Fig. 7a), mientras que la imagen ALOS PALSAR 05-10-2007 cubre una superficie de 15,5% (Fig. 6a). La comparación cuantitativa (a través de una matriz de confusión) muestra que la cobertura de nieve es 58% más alta en la clasificación Landsat y



**Figura 7:** Mapas de cobertura de nieve total en base a imagen Landsat 5 TM del 28-09-2007 (a) y mapa combinado SAR/óptico (b). Blanco: nieve total, celeste: nieve en estado de fusión, azul: cuerpos de agua, verde: otras superficies, gris: sin dato.



**Figura 8:** Coeficiente de retrodispersión (imagen SAR de fecha 05/10/2007) versus temperatura de superficie (calculada en base a imagen Landsat 7 ETM+ del 06/10/2007).

la consistencia de ambos mapas de nieve es relativamente baja (60,8%).

Las diferencias podrían deberse a que la imagen SAR proporciona información equivalente sólo a la presencia de nieve húmeda, en base al comportamiento del coeficiente de retrodispersión a medida que aumenta el contenido de agua en el paquete de nieve. Además, la alta penetración que tiene en superficie la longitud de onda de la banda L en áreas nevadas con escaso o nulo contenido de humedad, aumenta la penetración de la señal en el volumen de nieve, sin generar retrodispersión de la misma (es transparente a la señal). Por lo tanto, con un procesamiento sobre una imagen SAR solo es posible obtener la cobertura de nieve húmeda, ya que la humedad presente atenúa la señal retrodispersada, y esta diferencia es el principio fundamental para su detección. En segundo lugar, las adquisiciones entre la imagen óptica (28/09/2007) y la radar (05/10/2007) tienen una diferencia de tiempo de 7 días lo que causa discrepancias en la cobertura real de nieve (una nevada reciente, o un avance del proceso de fusión). Sin embargo, debido a que los datos ópticos y de radar proporcionan diferentes tipos de información, se generó un nuevo mapa combinado (Fig. 7b) con información sobre el área total de la cubierta de nieve y la cantidad de superficie de nieve que estaría en proceso de fusión. Como ya se mencionara, el ACN realizado con LANDSAT permitió validar solo la presencia o ausencia de nieve. Sin embargo, para la validación de la nieve húmeda se utilizó el cálculo de temperatura

superficial de la nieve ya explicado en párrafos precedentes. Bajo el concepto que la nieve húmeda o en proceso de fusión posee una temperatura en torno al punto de fusión ( $0^{\circ}\text{C} - 273\text{ K}$ ) y la nieve seca posee temperaturas inferiores, se analizaron en forma conjunta los mapas de temperatura superficial de la nieve y el mapa de coeficiente de retrodispersión en un histograma de las dos variables. En el gráfico de salida (Fig. 8) se observa que la máxima frecuencia de píxeles se encuentra en torno a  $-4\text{ dB}$  y  $273\text{ K}$  ( $0^{\circ}\text{C}$ ). Esto confirma que la nieve en fusión (valores menores a  $-3\text{ dB}$ ) posee una temperatura en torno a  $0^{\circ}\text{C}$ , y valida el mapa de nieve húmeda realizado con las imágenes ALOS.

## CONCLUSIONES

El trabajo presenta una metodología para el monitoreo de cobertura de nieve utilizando imágenes SAR y ópticas en una zona de montaña. Las imágenes ópticas sirvieron para la validación de los datos obtenidos con radar. El mapa de área cubierta de nieve realizado con imágenes LANDSAT permitió corroborar la presencia o ausencia de nieve, mientras que el método del histograma de dos variables (temperatura y coeficiente de retrodispersión) permitió validar la cobertura de nieve húmeda. En cuanto a la disponibilidad de los datos, solo fue posible una corrección limitada de la distorsión geométrica de las imágenes SAR, esto podría mejorarse usando las pasadas ascendente y descendente. La cercanía entre fechas tanto de imágenes ópticas

como de radar en la validación sería un punto importante a tener en cuenta. Otras mejoras del método podrían tener lugar con diferentes umbrales probados en diferentes superficies, por ejemplo, teniendo en cuenta las clases de cobertura con una clasificación previa (rocas, vegetación, etc). Esta clasificación no se consideró en este estudio y podría ser útil especialmente en áreas con cobertura de nieve irregular, como las zonas de nieve bajo vegetación, especialmente en bosques de coníferas. Las metodologías planteadas en el presente trabajo utilizando datos en banda L, contribuyen a los trabajos de investigación y desarrollo en vísperas del lanzamiento del radar argentino SA OCOM en banda L.

## AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen a la CONAE por las imágenes de radar facilitadas en el marco de la maestría AEARTE, a la comisión organizadora del VI Congreso de Geomorfología y Cuaternario realizado en el CADIC, Ushuaia, en Abril de 2015, donde este trabajo fue presentado, y a la Dra. Sandra Torrusio, el Dr. Daniel J. Pérez y al editor Dr. Diego Kietzmann por la valiosa revisión de este trabajo que ayudó a mejorar el manuscrito original.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barsi, J.A, Schott, J.R, Palluconi, F.D. y Hook, S.J. 2005. Validation of a web-based atmospheric correction tool for single thermal band instruments. Proceedings of SPIE 5882: 1-7.
- Barsi, J.A. Barker, J.L. y Schott, J.R. 2003. An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a Single Thermal Band Earth-Sensing Instrument. IGARSS03: 21-25, Toulouse.
- Chander, G., Markham, B. y Helder, D. 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+ and EO-1 ALI sensors. Remote Sensing of Environment 113: 893-903.
- Chen, J., Zhu, X. Vogelmann, J.E., Gao, F. y Jin, S. 2011. A simple and effective method for filling gaps in Landsat ETM+ SLC-off images. Remote Sensing of Environment 115: 1053-1064.
- Floricioiu D.M. y Rott H. 2001. Seasonal and



- short-term variability of multifrequency, polarimetric radar backscatter of Alpine terrain from SIR-C/X-SAR and AIRSAR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 39: 2634-2648.
- Hallikainen, M.T., Pulliainen, J.T., Praks, J. y Arslan, A. 2001. Progress and challenges in radar remote sensing of snow. 3rd International Symposium Retrieval of Bio and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications, Proceedings: 185-192, Sheffield.
- Irish, R. 2002. Landsat 7 automatic cloud cover assessment. Science Systems and Applications, Inc. NASA's Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland. Available from: <http://Landsathandbook.gsfc.nasa.gov>
- Koskinen, J. T., Pulliainen, J.T. y Hallikainen, M.T. 1997. The use of ERS-1 SAR data in snow melt monitoring. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 35: 601-610.
- Landsat 7 Science Data User's Handbook 2002. NASA's Goddard Space Flight Center, Greenbelt, 186p. [http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/pdfs/Landsat7\\_Handbook.pdf](http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/pdfs/Landsat7_Handbook.pdf)
- Li, F., Jackson, T., Kustas, W., Schmugge, T., French, A., Cosh, M. y Bindlish, R. 2004. Deriving Land Surface Temp from Landsat 5 and 7 during SMEX02/SMACEX. *Remote Sensing of Environment* 92: 521-534.
- Liang, S., Li, X. y Wang, J. 2012. Advanced Remote Sensing. *Terrestrial Information Extraction and Applications*. Academic Press, 799 p., Amsterdam.
- Luoju, K., Pulliainen, J., Metsämäki, S. y Hallikainen, M.T. 2009. Enhanced SAR-based snow-covered area estimation method for boreal forest zone. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 47: 923-925.
- Nagler, T. 1996. Methods and Analysis of Synthetic Aperture Radar Data From ERS-1 and X-SAR for Snow and Glacier Applications. Tesis doctoral, Universität Innsbruck (inédito), 183 p., Innsbruck.
- Nagler, T. y Rott, H. 2000. Retrieval of wet snow by means of multitemporal SAR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38: 754-765.
- Nagler, T. y Rott, H. 2005. Snow classification algorithm for Envisat ASAR. *Proceedings Envisat y ERS Symposium*: 320-328, Salzburg.
- Oerlemans, J. 1994. Quantifying global warming from the retreat of glaciers. *Science* 264: 243-245.
- Park, S., Yamaguchi, Y., Singh, G., Yamaguchi, S. y Whitaker, A. 2014. Polarimetric SAR Response of Snow-Covered Area Observed by Multi-Temporal ALOS PALSAR Fully Polarimetric Mode. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 52: 329-340.
- Rignot, M. y van Zyl, J. 1993. Change detection techniques for ERS-1 SAR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 31: 896-906.
- Rott, H. y Nagler, T. 1992. Snow and glacier investigations by ERS-1 SAR. First Results. 1st ERS-1 Symposium, Proceedings: 577-582, Cannes.
- Rott H. y Nagler T. 1993. Capabilities of ERS-1 SAR for snow and glacier monitoring in Alpine areas. 2nd ERS-1 Symposium, Proceedings: 965-970, Hamburg.
- Salcedo, A.P. 2011. Estimate of Area of Snow Cover in Watersheds with High Rate of Data Fusion Using ERS-2. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Córdoba (inédito), 103 p., Córdoba.
- Schellenberger, T., Ventura, B., Zebisch, M. y Notarnicola, C. 2012. Wet Snow Cover Mapping Algorithm Based on Multitemporal COSMO-SkyMed X-Band SAR Images. *IEEE Journal Of Selected Topics In Applied Earth Observations And Remote Sensing* 5: 1045-1053.
- Salcedo, A.P. y Cogliati, M.G. 2014. Snow Cover Area Estimation Using Radar and Optical Satellite Information. *Atmospheric and Climate Sciences* 4: 514-523.
- Salomon, V. y Appel, I. 2004. Estimating fractional snow cover from MODIS using the Normalized Difference Snow Index. *Remote Sensing of Environment* 89: 351-360.
- Sobrino, J.A. 2001. Teledetección. Universidad de Valencia, 468 p., Valencia.
- Sobrino, J.A. y Raissouni, N. 2000. Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco. *International Journal of Remote Sensing* 21: 353-366.
- Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C. y Paolini, L. 2004. Land surface temperature retrieval from Landsat TM 5. *Remote Sensing of Environment* 90: 434-440
- Sobrino, J.A., Jiménez-Muñoz, J.C., Sòria, G., Romaguera, M., Guanter, L., Moreno, J., Plaza, A. y Martínez, P. 2008. Land surface emissivity retrieval from different VNIR and TIR sensors. *IEEE Transactions Geosciences and Remote Sensing* 46: 316-327.
- UNEP (United Nations Environment Programme) 2007. *Global Outlook for Ice and Snow*. Birkenland Trykkeri A/S, 235 p., Birkenland.

Recibido: 9 de diciembre de 2015

Aceptado: 8 de junio de 2016