



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

EXPLORACIÓN DEL SENSORAMIENTO REMOTO EN EL RANGO DE
LAS MICROONDAS Y SU RELACIÓN CON EL EQUIVALENTE DE AGUA
EN NIEVE EN LOS ANDES CENTRALES DE CHILE

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA,
MENCIÓN RECURSOS Y MEDIO AMBIENTE HÍDRICO

HAROLD OMAR LLAUCA SOTO

PROFESOR GUÍA:
JAMES MCPHEE TORRES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
GONZALO CORTÉS SORUCO
PABLO MENDOZA ZÚÑIGA

SANTIAGO DE CHILE

2018

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR
AL GRADO DE:** Magister en Ciencias de la
Ingeniería, mención Recursos y Medio
Ambiente Hídrico
POR: Harold Omar Llauca Soto
PROFESOR GUIA: James McPhee Torres

**EXPLORACIÓN DEL SENSORAMIENTO REMOTO EN EL RANGO DE LAS
MICROONDAS Y SU RELACIÓN CON EL EQUIVALENTE DE AGUA EN NIEVE EN
LOS ANDES CENTRALES DE CHILE**

El sensoramiento remoto en el rango de las microondas y su relación con las propiedades físicas del manto de nieve han sido ampliamente estudiados en los últimos años. Sin embargo, no ha sido evaluada en la Cordillera de los Andes, tal como es el caso de los Andes Centrales de Chile ubicados entre las latitudes 29,5°S y 36,5°S. La ventaja de las microondas radica en su capacidad para penetrar el manto nival y recoger información del equivalente de agua en nieve (SWE). El objetivo del presente trabajo es explorar el uso de microondas pasivas del producto L2A de AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System), y su relación con el SWE en 3 cuencas experimentales en los Andes Centrales de Chile. Para ello se procesó la temperatura de brillo (T_b) en la frecuencia de 36,5 GHz (14 km x 8 km) a nivel de estación, puntos de grilla y subcuencas; y se utilizó un reanálisis de SWE (0,05°) elaborado para los Andes extratropicales de Chile para el periodo 2002-2011. La relación entre la mínima T_b de cada temporada (abril – marzo) y el SWE concurrente a esta presenta coeficientes de determinación (R^2) superiores a 0,50 en cuencas del sector centro y norte (>3000 msnm) de los Andes Centrales de Chile, e inferiores a 0,20 hacia el sector sur (<3000 msnm). Existe alta variabilidad en la relación T_b -SWE asociada a la distribución latitudinal de la elevación y vegetación en Chile Central; así como a la heterogeneidad de las propiedades del manto nival en cuencas de topografía compleja. Finalmente, se comprobó que las microondas contienen información relevante para el potencial monitoreo interanual del SWE en zonas elevadas, con escasa vegetación y bajo contenido de agua líquida en el manto nival.

DEDICATORIA

*A mis padres por su apoyo y ánimos a la distancia,
y a todas aquellas personas que luchan por sus sueños estando lejos de casa...*

AGRADECIMIENTOS

A la Agencia de Cooperación Internacional de Chile (AGCI) por el otorgamiento de la “Beca de Cooperación Horizontal República de Chile 2016-2017” para cursar mis estudios de Magister. Sin ello no habría sido posible dar este importante paso en mi vida profesional.

Al profesor James McPhee por su guía y gran aporte en el desarrollo de este trabajo de tesis. Gracias por sus consejos académicos y personales durante mis estudios de magister.

A los miembros de la comisión. A Gonzalo Cortés por facilitarme la información necesaria para el desarrollo de mi investigación; y quien, junto a Pablo Mendoza, me brindó acertados comentarios y sugerencias en el desarrollo de esta tesis.

Al Dr. Dongyue Li por compartir sus conocimientos y guiarme en el procesamiento de las microondas.

A mis compañeros de la oficina 345 del tercer piso del DIC, Luis y Karen, por su grata compañía en estos dos años de estudios en un país ajeno al mío. A Jacqueline por su ánimo y preocupaciones durante mi estadía en Santiago ¡Mil gracias!

A Karen un especial agradecimiento por acompañarme en esta aventura y compartir conmigo experiencias que nos ayudan a crecer.

TABLA DE CONTENIDO

I. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. INTRODUCCIÓN	1
1.2. OBJETIVOS.....	3
1.2.1. <i>Objetivos secundarios</i>	<i>3</i>
II. REVISIÓN DE LA LITERATURA	4
2.1. CONCEPTOS GENERALES DE RADIOMETRÍA	4
2.1.1. <i>Ángulo sólido</i>	<i>4</i>
2.1.2. <i>Intensidad específica.....</i>	<i>4</i>
2.1.3. <i>Densidad de flujo.....</i>	<i>6</i>
2.1.4. <i>Cuerpo negro.....</i>	<i>6</i>
2.1.5. <i>Temperatura de brillo.....</i>	<i>7</i>
2.1.6. <i>Emisividad</i>	<i>7</i>
2.1.7. <i>Polarización</i>	<i>7</i>
2.2. SENSORAMIENTO REMOTO EN EL RANGO DE LAS MICROONDAS	8
2.2.1. <i>Generalidades del sensoramiento remoto</i>	<i>8</i>
2.2.2. <i>Rango de las microondas</i>	<i>10</i>
2.2.3. <i>Principio de medición de microondas</i>	<i>10</i>
2.2.4. <i>Radiómetros y sensores</i>	<i>12</i>
2.3. USO DE MICROONDAS PASIVAS EN ZONAS DE MONTAÑA	14
2.3.1. <i>Sensibilidad de las microondas en el manto de nieve</i>	<i>14</i>
2.3.2. <i>Ventajas y desventajas en zonas de montaña</i>	<i>16</i>
III. ZONA DE ESTUDIO.....	18
3.1. ANDES CENTRALES DE CHILE	18
3.1.1. <i>Fisiografía.....</i>	<i>19</i>
3.1.2. <i>Cobertura vegetal</i>	<i>21</i>
IV. METODOLOGÍA Y DATOS.....	22
4.1. ESTACIONES DE MONITOREO	22
4.2. REANÁLISIS SWE	22
4.3. COBERTURA VEGETAL	25
4.4. MICROONDAS PASIVAS DEL SENSOR AMSR-E	25
4.4.1. <i>Producto Level 2A (L2A).....</i>	<i>26</i>

4.4.2.	<i>Reconstrucción de footprints de L2A</i>	27
4.4.3.	<i>Obtención de series temporales de la Tb</i>	29
V.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	32
5.1.	VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA Tb	32
5.2.	EXPLORACIÓN A NIVEL DE ESTACIÓN	35
5.2.1.	<i>Relación entre la Tb y SWE en las frecuencias de 18,7 y 36,5 GHz</i>	35
5.2.2.	<i>Relación entre la densidad de la nieve y la oscilación diurna de la Tb</i>	36
5.3.	EXPLORACIÓN A NIVEL DE PUNTOS DE GRILLA (REANÁLISIS)	39
5.3.1.	<i>Relación entre la mínima Tb de temporada y SWE concurrente</i>	39
5.3.2.	<i>Influencia de la fisiografía y vegetación en la relación Tb-SWE</i>	40
5.3.3.	<i>Relación espacial entre la mínima Tb de temporada y SWE concurrente</i> ..	41
5.4.	EXPLORACIÓN A NIVEL DE SUBCUENCAS	43
5.4.1.	<i>Series temporales de la Tb y SWE</i>	43
5.4.2.	<i>Relación entre la mínima Tb de temporada y SWE concurrente</i>	46
5.4.3.	<i>Influencia de la fisiografía, vegetación y ocurrencia de la mínima Tb, en la relación Tb-SWE</i>	50
VI.	CONCLUSIONES	52
VII.	PERSPECTIVAS	54
	BIBLIOGRAFÍA	55
	ANEXOS	I
	ANEXO A: EVALUACIÓN DEL PRODUCTO AE_DYSNO (SWE) DE AMSR-E	II
	ANEXO A.1. PROCESAMIENTO DEL PRODUCTO AE_DYSNO (SWE)	II
	ANEXO A.2. SESGO DEL PRODUCTO AE_DYSNO	II

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Especificaciones principales del sensor AMSR-E	13
Tabla 2. Comparación entre las frecuencias e IFOV utilizadas por los radiómetros AMSR2 y AMSR-E.....	14
Tabla 3. Ventajas y desventajas del sensoramiento remoto en el rango de las microondas	17
Tabla 4. Cuencas y subcuencas experimentales seleccionadas en los Andes Centrales de Chile	18
Tabla 5. Ubicación geográfica de las estaciones de monitoreo seleccionadas en cuencas experimentales en Andes Centrales de Chile.....	22
Tabla 6. Modelo de Regresión Lineal Simple (RLS) entre la mínima Tb de cada temporada y valores concurrentes de SWE para las subcuencas experimentales en los Andes Centrales de Chile en el periodo 2002/03 – 2011/2012	47

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Generación del ángulo sólido (Ω) a partir de una esfera de radio “r” y un objeto tridimensional	4
Figura 2. Cantidad de radiación interceptada por una unidad de área (dA') inclinada un ángulo (θ) respecto a la dirección de la emisión	5
Figura 3. Emisión de radiación desde un punto del objeto dA_1 (superior) con apertura $d\Omega_1$, hacia un cuerpo de área dA_2 ; y viceversa (inferior)	5
Figura 4. Direcciones de polarización horizontal y vertical	8
Figura 5. Ilustración del sensoramiento remoto del sistema terrestre	8
Figura 6. Ilustración de sensores remotos pasivos (izquierda y centro) y activos (derecha). El sensor activo posee su propia fuente de energía	9
Figura 7. Rangos del espectro electromagnético según longitud de onda y frecuencia ..	9
Figura 8. Radiómetro observando la superficie terrestre con un ángulo nadir “ θ ”. Se observan las fuentes de emisión de T_b (atmósfera y superficie terrestre)	11
Figura 9. Fotografía del sensor AMSR-E antes de su puesta en órbita.....	13
Figura 10. Atenuación de las microondas emitidas desde la superficie terrestre a través del manto nival	15
Figura 11. Sensibilidad de las microondas en las frecuencias de 19 y 37 GHz.....	15
Figura 12. Órbita polar y periodos de ascenso y descenso del sensor AMSR-E	16
Figura 13. Mapa de elevaciones (msnm) y vegetación (%) en los Andes Centrales de Chile. Ubicación de las cuencas y subcuencas experimentales seleccionadas para explorar la relación entre las microondas pasivas y el equivalente de agua en nieve. Modelo digital de elevaciones de ASTER-GDEM2 y datos de cobertura vegetal del producto MOD44B de MODIS	19
Figura 14. Mapas de elevación (a, en msnm), pendiente (b, en grados) y orientación (c, en grados) para las cuencas altas del Elqui (izquierda), Maipo (centro) e Itata (derecha)	20

Figura 15. Mapa de cobertura vegetal (en %) para las cuencas altas del Elqui (izquierda), Maipo (centro) e Itata (derecha). Datos de cobertura vegetal del producto MOD44B de MODIS	21
Figura 16. Histograma de elevaciones (cada 300 m) de las cuencas altas del Elqui (a), Maipo (b) e Itata (c). La línea roja corresponde a la elevación media de cada cuenca, mientras que la línea roja segmenta representa la elevación de las estaciones CO, LN y VC, respectivamente	23
Figura 17. Serie de SWE promedio para las cuencas altas del Elqui (a), Maipo (b) e Itata (c) durante el año hidrológico 2005-06, y reanálisis SWE de 0,05° de resolución para el 01 de setiembre de 2005.....	24
Figura 18. Proceso de escaneo del sensor AMSR-E sobre la superficie terrestre	25
Figura 19. Temperatura de brillo (noche) del producto L2A (36.5V) de AMSR-E para el 01 de septiembre de 2005.....	26
Figura 20. Ilustración de la determinación de la orientación de las footprints de AMSR-E y la localización de la recta entre el Smin y Smax sobre una cuenca (línea azul).....	28
Figura 21. Barrido del satélite Aqua (a) sobre los Andes Centrales de Chile durante el 1 ^{ro} de Setiembre de 2005; y footprints elípticas (14 km x 8 km) del producto L2A (36,5V) para las cuencas altas del Elqui (b), Maipo (c) e Itata (d).....	29
Figura 22. Modelo de distribución de energía del sensor AMSR-E, que ilustra los pesos en la desagregación de la T_b^{IFOV} (36,5V)	31
Figura 23. Esquema metodológico del análisis exploratorio de microondas pasivas en los Andes Centrales de Chile.....	31
Figura 24. Temperatura de brillo (noche, 36,5V) registrada por el sensor AMSR-E sobre las cuencas altas del Elqui (a), Maipo (b) e Itata (c); durante el 15 de mayo (izquierda), 15 de julio (centro) y 15 de septiembre de 2005 (derecha). Las elipses (14 km x 8 km) corresponden a las footprints (IFOV) de L2A en la frecuencia de 36,5 GHz.....	33
Figura 25. Variación estacional de la desviación estándar de la temperatura de brillo (noche, 36,5V) en las cuencas altas del Elqui, Maipo e Itata. Cada boxplot corresponde a	

los valores diarios de la Std_{Tb} agrupados para cada mes del año hidrológico (abril - marzo)	34
Figura 26. Relación entre la T_b (noche) de 36,5V y 18,7V respecto al SWE extraído del reanálisis para los puntos de estación: Cerro Olivares (CO), Laguna Negra (LN) y Volcán Chillán (VC). La línea roja segmentada corresponde a la recta de mejor ajuste.....	35
Figura 27. Temperatura de brillo (noche, 36,5V), amplitud de la variación diurna de la T_b (DAV) y densidad de la nieve en los puntos de estación: Cerro Olivares (CO), Laguna Negra (LN) y Volcán Chillán (VC).....	37
Figura 28. Variación de la densidad de la nieve respecto a la amplitud diurna de la T_b (DAV) y temperatura de brillo (noche, 36,5V) en las estaciones: Cerro Olivares (CO), Laguna negra (LN) y Volcán Chillán (VC). La línea roja corresponde a la recta de mejor ajuste de la RLS.....	38
Figura 29. Mapa de correlaciones (R) entre la mínima T_b (noche, 36,5V) de cada temporada y los valores concurrentes de SWE (SWE^*) para las cuencas altas del Elqui (izquierda), Maipo (centro) e Itata (derecha)	39
Figura 30. Variación del coeficiente de determinación (R^2) entre la T_b - SWE^* a nivel de puntos de grilla ($0,05^\circ$), respecto a la fisiografía (elevación, pendiente y orientación) y cobertura vegetal en las cuencas altas del Elqui, Maipo e Itata. Las barras verticales corresponden a la media +/- la desviación estándar del parámetro correspondiente, para intervalos regulares definidos.....	40
Figura 31. Variación de la suma de cuadrados dentro de los grupos (SSW) respecto al número de grupos generados mediante la clasificación no jerárquica k-means, para los campos de mínima T_b de cada temporada (2002/03-2011/12) en las cuencas altas del Elqui (E), Maipo (M) e Itata (I)	42
Figura 32. Relación espacial entre la mínima T_b (noche, 36,5V) de cada temporada y valores concurrentes de SWE para celdas ($0,05^\circ$) de los compuestos de mínima T_b y SWE^* , generados para los 02 primeros grupos con mayor número de miembros (temporadas) en las cuencas altas del Elqui, Maipo e Itata	43

Figura 33. Relación entre la temperatura de brillo (noche, 36.5V) y SWE promedio para las subcuencas: Incahuas (E3), Yeso (M3) y Ñuble I (I3); durante el periodo 2002/03 – 2011/12. La línea roja segmentada corresponde a la recta de mejor ajuste	44
Figura 34. Temperatura de brillo (noche, 36.5V) a escala de subcuenca (FBAW) y SWE promedio en las subcuencas Incahuas (E3), Yeso (M3) y Ñuble I (I3) durante el 01 de abril de 2002 – 31 de marzo de 2012.....	45
Figura 35. Variación del tiempo de ocurrencia (Δt_{SWE-Tb}) entre el máximo SWE y la mínima Tb (36,5V) de temporada en las subcuencas altas del Elqui, Maipo e Itata	46
Figura 36. Relación entre la mínima Tb de temporada (noche, 36,5V) y los valores concurrentes de SWE para las subcuencas altas del Elqui, Maipo e Itata. La línea roja segmentada corresponde a la recta de mejor ajuste.....	48
Figura 37. Validación cruzada dejando fuera uno (LOOCV) para la mínima Tb de temporada (noche, 36,5V) en las subcuencas altas del Elqui y Maipo. La línea roja segmentada corresponde a la recta de mejor ajuste, mientras que la línea negra corresponde a la línea de identidad	49
Figura 38. Variación latitudinal de la elevación media (msnm), pendiente media ($^{\circ}$), cobertura vegetal media (%) y desfase del tiempo de ocurrencia entre la mínima Tb de temporada y el máximo SWE en las subcuencas experimentales ubicadas en los Andes Centrales de Chile. El tamaño de las circunferencias corresponde al coeficiente de determinación (R^2) obtenido en la relación Tb-SWE* a nivel interanual.....	50
Figura 39. Geo-procesamiento y reproyección de datos SWE AE-DySno de 25 km de resolución en la proyección EASE-GRID para el Hemisferio Sur (izquierda) a coordenadas geográficas de 0,20 $^{\circ}$ de resolución (centro) para la cuenca del río Maipo (derecha).....	II
Figura 40. Sesgo del producto AE_DySno para el SWE (cada 30 días) en la cuenca del Maipo, considerando como valor verdadero el reanálisis de Cortés et al. (2016) para el periodo 2002 – 2011	III
Figura 41. Serie de tiempo del SWE diario (cada 30 días) del reanálisis de Cortés et al. (2016) y el producto AE_DySno del AMSR-E, para 04 puntos representativos de la cuenca del Maipo en el periodo 2002 - 2011.....	III

I. INTRODUCCIÓN

1.1. INTRODUCCIÓN

El equivalente de agua en nieve (SWE por sus siglas en inglés) es una medida puntual de la columna de agua existente tras el completo derretimiento de una muestra de nieve (Kinar & Pomeroy, 2015). Su caracterización es de gran importancia para conocer el aporte nival a la escorrentía de una cuenca (Kuchment et al., 2010), el pronóstico de caudales de deshielo (Berezowski et al., 2015), y pronósticos hidroclimáticos estacionales (Mendoza et al., 2014). Además, es considerado como condición inicial en modelos hidrológicos y base para la validación de modelos climáticos (Shi et al., 2016). Su estimación se realiza a partir de mediciones de densidad y profundidad, por lo que su registro continuo requiere de mucha labor en terreno (Jonas et al., 2009). El limitado número de puntos de muestreo, sumado a la poca accesibilidad, dificulta su estudio en zonas de topografía compleja. En el caso de Chile Central, los recursos hídricos dependen en gran medida del derretimiento glaciar y nival en la Cordillera de los Andes. Con esto, la caracterización del SWE juega un rol importante para la gestión de los recursos hídricos.

El SWE puede también estimarse simulando los procesos físicos (e.g. acumulación, derretimiento, compactación, etc.) ocurridos en el manto nival (Sun et al., 2001; Xue et al., 1991), e inferirse mediante técnicas de sensoramiento remoto (Chang et al., 1987; Kelly, 2009; Kelly et al., 2003; Tedesco et al., 2010). Los modelos de superficie terrestre pueden simular el SWE a una alta resolución espacial. No obstante, existe incertidumbre en las forzantes meteorológicas, parámetros, condiciones iniciales y estructura del modelo (Liu & Gupta, 2007) que dificultan su estimación; más aún en zonas de montaña (Li et al., 2017). Por otra parte, los productos satelitales como Landsat, Sentinel, MODIS, SSM/I y AMSR-E, cubren grandes extensiones de terreno y proporcionan información continua a nivel multiespectral (Dozier et al., 2016). Sin embargo, en el caso del rango de las microondas, los productos satelitales poseen una baja resolución espacial (e.g. 25 km en el producto DySno de AMSR-E).

El uso de sensoramiento remoto en los rangos visible (Vis) e infrarrojo cercano (NIR) permite identificar la presencia o ausencia de nieve (Dozier et al., 2009), determinar curvas de agotamiento de la cobertura nival (Cortés et al., 2016), estimar tamaños de grano (Matzl & Schneebeli, 2006) e inferir la presencia de agua líquida y albedo (Painter et al., 2009). No obstante, las cortas longitudes de onda en estos rangos (0,4 – 1,5 μm) no permiten capturar información de la profundidad y el equivalente de agua. Por su parte, las microondas tienen la capacidad de penetrar el manto nival y superar los efectos atmosféricos que dificultan la diferenciación entre nubes y nieve del rango Vis/NIR (Chang et al., 1982). Ello, sumado a su amplia cobertura espacial y alta resolución temporal (subdiaria), hace del rango de las microondas (1 mm – 0,8 m) una herramienta potencial para la caracterización de la acumulación (Li et al., 2012), el derretimiento (Ramage et al., 2007), y el equivalente de agua en nieve (Durand & Margulis, 2006).

Los radiómetros son sensores que registran la radiación de microondas emitida por la superficie terrestre. Cuando esta señal es capturada por un sensor pasivo se les denomina microondas pasivas (PM). Las PM se registran en unidades de temperatura de brillo (Tb), las cuales corresponden a la temperatura equivalente de un cuerpo negro que emite radiación de microondas a la misma intensidad. La sensibilidad de las PM frente a variaciones de SWE se debe a la atenuación de la señal emitida desde el manto nival y la superficie bajo ésta (Chang et al., 1982). La variación del tamaño de grano, temperatura física, densidad y profundidad del manto causa una alteración de sus propiedades radiativas, y regulan la emisión y dispersión de microondas (Wiesmann et al., 1998). La presencia de vegetación altera notablemente la sensibilidad de las Tb (Cai et al., 2017), mientras que la atmósfera produce efectos de absorción y emisión de microondas (Tedesco & Wang, 2006).

Las metodologías para estimar el SWE a partir de microondas comprende: el uso de algoritmos de reconstrucción en base a la diferencia de la Tb en las frecuencias de 19 y 37 GHz (Chang et al., 1982, Kelly et al., 2003), la aplicación de técnicas de asimilación de datos (Durand & Margulis, 2006; Margulis et al., 2015; Li et al, 2017), y el uso de redes neuronales artificiales y máquinas de vectores de soporte (Forman et al., 2015; 2014). La aplicación de las PM en zonas de montaña se ha visto limitada por la gruesa resolución de los productos satelitales, la saturación de la señal de la Tb a mayores profundidades y su alta sensibilidad ante la presencia de agua líquida (Ramage et al., 2007). No obstante, Li et al. (2012) compararon los productos de microondas EASE-GRID (25 km x 25 km) y L2A (14 x 8 km) del radiómetro AMSR-E, y encontró que los registros de la Tb de L2A, en la frecuencia 36.5 GHz, son hasta 2 veces más sensibles a la variación del SWE en zonas con topografía compleja, en contraste con EASE-GRID.

Finalmente, Cortés et al. (2016) elaboró un reanálisis SWE para los Andes extratropicales de Chile, mediante la combinación de imágenes satelitales y un modelo de simulación de nieves. Este producto es utilizado en el presente estudio con la finalidad de evaluar la sensibilidad de las PM respecto a las variaciones interanuales de SWE en zonas con topografía compleja en los Andes Centrales de Chile. Además, se explora y describe el procesamiento de la Tb en el dominio de estaciones, puntos de grilla y subcuencas. La relevancia del presente estudio radica en que el uso de sensoramiento remoto en el rango de las microondas aún no ha sido evaluado en los Andes, por lo que los resultados obtenidos servirán de base para futuros trabajos.

1.2. OBJETIVOS

La presente investigación tiene por objetivo principal explorar el uso de las microondas pasivas y su relación con el equivalente de agua en nieve en los Andes Centrales de Chile.

1.2.1. *Objetivos secundarios*

Evaluar el uso potencial del sensoramiento remoto en el rango de las microondas en distintas cuencas con topografía compleja en Chile Central.

Contrastar la sensibilidad de la temperatura de brillo frente a las variaciones interanuales de SWE, en cuencas con distintos niveles de acumulación de nieve y cobertura vegetal.

II. REVISIÓN DE LA LITERATURA

2.1. CONCEPTOS GENERALES DE RADIOMETRÍA

La radiometría se encarga del estudio de la radiación electromagnética emitida por los cuerpos. Para entender la operación de los sensores remotos y la emisión de radiación desde la superficie terrestre es necesario revisar algunos conceptos básicos.

2.1.1. Ángulo sólido

Es el ángulo tridimensional (Ω) conformado por la superficie (A) de una esfera de radio " r ", que es subtendido por los límites de un objeto 3D al centro de la esfera, tal como se muestra en la **Figura 1**. Se calcula como $\Omega=A/r^2$, y se expresa en el S.I. en unidades de estereorradianes (sr).

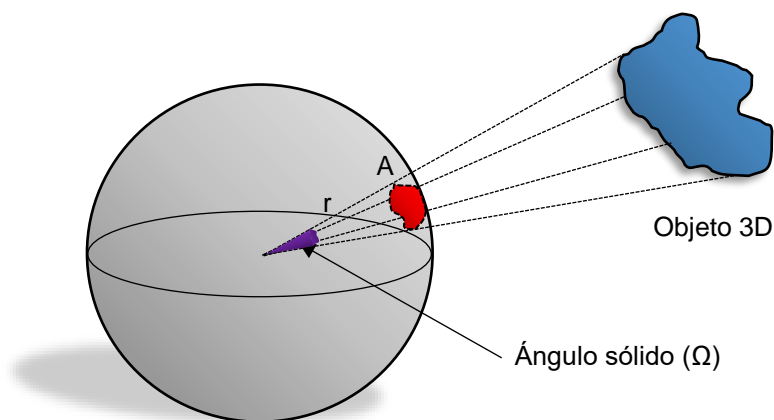


Figura 1. Generación del ángulo sólido (Ω) a partir de una esfera de radio " r " y un objeto tridimensional

2.1.2. Intensidad específica

Está referido a un haz de radiación. Se expresa como el flujo de energía (E) por unidad de tiempo (t), ángulo sólido (Ω), área (A) y frecuencia (ν). Ésta dependerá de la orientación arbitraria (θ) del diferencial de área (dA) denominada dA' , siendo $dA'=\cos(\theta)\cdot dA$, tal como se muestra en la **Figura 2**. La intensidad de radiación (I) se expresa en $\text{erg cm}^{-2} \text{s}^{-1} \text{Hz}^{-1} \text{Sr}^{-1}$, y se calcula mediante la expresión:

$$I_{\nu} = \frac{dE}{d\Omega \cdot dt \cdot dA' \cdot d\nu} \quad ; \quad (1)$$

despejando dE de la Ec. (1), y considerando dA' como un plano normal al haz de radiación ($dA'=dA$), se tiene que:

$$dE = I_{\nu} \cdot dA \cdot d\nu \cdot d\Omega \cdot dt \quad (2)$$

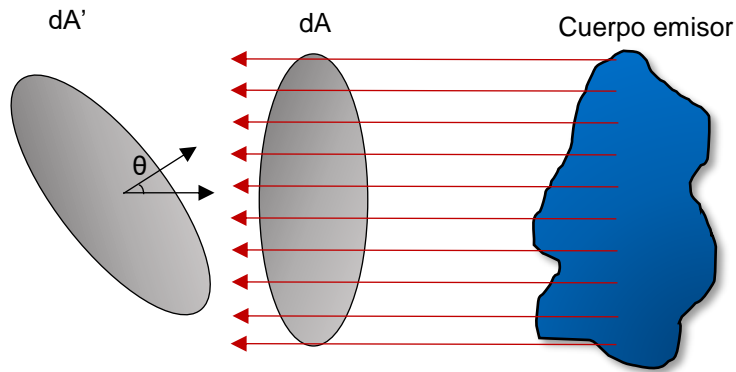


Figura 2. Cantidad de radiación interceptada por una unidad de área (dA') inclinada un ángulo (θ) respecto a la dirección de la emisión

Teniendo en cuenta los puntos (1) y (2) mostrada en la **Figura 3**, donde ambos objetos están separados por una distancia "s"; se observa que todos los haces de radiación que salen de (1) con una apertura $d\Omega_1$, atraviesan el diferencial de área $dA_2=s^2d\Omega_1$. Del mismo modo, se cumple que $dA_1=s^2d\Omega_2$. Reemplazando ambas expresiones para dA_1 y dA_2 en la Ec. (2), y considerando la conservación de la energía radiativa ambos puntos ($dE_1=dE_2$), y que se cumple que $dA_1d\Omega_1=dA_2d\Omega_2$, por lo que:

$$I_{v1} = I_{v2} \quad ; \quad (3)$$

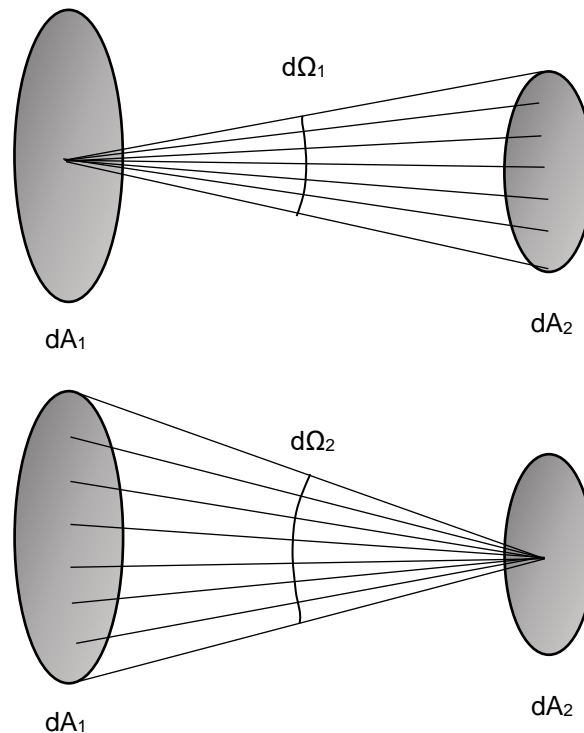


Figura 3. Emisión de radiación desde un punto del objeto dA_1 (superior) con apertura $d\Omega_1$, hacia un cuerpo de área dA_2 ; y viceversa (inferior)

donde la intensidad específica es constante a lo largo de una trayectoria, siempre que no exista un medio absorbente y fuentes externas de radiación. De este modo la transferencia radiativa, sin considerar la influencia del medio en una trayectoria “s”, queda expresada como:

$$\frac{dI_v}{ds} = 0 \quad (4)$$

No obstante, al considerar los procesos de absorción y emisión del medio se obtiene la siguiente expresión:

$$\frac{dI_v}{ds} = -\alpha_v I_v + \zeta_v \quad ; \quad (5)$$

donde α_v es el coeficiente de absorción (en cm^{-1}) y ζ_v es el coeficiente de emisión (en $\text{erg cm}^{-3}\text{s}^{-1}\text{Hz}^{-1}\text{Sr}^{-1}$). Esta ecuación se conoce como la ecuación de la transferencia radiativa, la cual describe cómo la radiación es modificada a partir de su interacción con el medio (Mätzler, 2005).

2.1.3. Densidad de flujo

Es la potencia total recibida en un cuerpo receptor. Se expresa como la integral de la intensidad específica a lo largo del ángulo sólido, tal como se muestra en la Ec. (6). Su magnitud varía en función de la distancia entre el objeto emisor y receptor. Se expresa en unidades de $\text{W m}^{-2}\text{Hz}^{-1}$.

$$S_v = \int I_v d\Omega \quad (6)$$

2.1.4. Cuerpo negro

La emisión de radiación electromagnética debido a la agitación térmica de sus átomos y moléculas se denomina radiación térmica. El emisor ideal de este tipo de radiación se denomina cuerpo negro o *blackbody*. Un cuerpo negro es aquel cuya intensidad emitida, bajo una misma frecuencia, depende exclusivamente de su temperatura (Mätzler, 2005). La Ec. (7) muestra la función de Planck para cuerpos negros, expresada en términos de frecuencia, donde h es la constante de Planck ($6,62607 \cdot 10^{-27}$ J s), c es la velocidad de la luz en el vacío ($299792,5$ cm s^{-1}), k es la constante de Boltzmann ($1,38065 \cdot 10^{23}$ J K^{-1}), y T la temperatura del cuerpo emisor (en K).

$$B_v(T) = \frac{2hv^3/c^2}{e^{hv/kT} - 1} \quad (7)$$

2.1.5. *Temperatura de brillo*

En el caso del rango de las microondas la intensidad de radiación emitida por la superficie terrestre se mide en escala de temperaturas (usualmente expresada en grados Kelvin). En ese sentido, cuando nos referimos a valores de temperatura de brillo (T_b) de un cuerpo, nos referimos a la intensidad de radiación emitida por este. El uso de una escala equivalente responde a la necesidad de cuantificar magnitudes difíciles de medir en términos absolutos. La T_b está asociada a la temperatura de un cuerpo negro que emitiese la misma intensidad de radiación, tal como se muestra en la siguiente expresión:

$$I_v = B_v(T_b) \quad ; \quad (8)$$

utilizando la aproximación de Rayleigh-Jeans, la temperatura de brillo queda expresada como:

$$T_b = \frac{c^2}{2hv^2} I_v \quad ; \quad (9)$$

donde c es la velocidad de la luz, h es la constante de Plank y v es la frecuencia.

2.1.6. *Emisividad*

La emisión de un cuerpo real es siempre menor a la de un cuerpo negro a la misma temperatura, por lo que la razón entre la cantidad de energía emitida y la máxima se conoce como emisividad (ϵ). Por lo tanto, un cuerpo negro tendrá un valor de $\epsilon=1$, mientras que un cuerpo real tendrá valores de $\epsilon<1$.

2.1.7. *Polarización*

Las ondas de la radiación electromagnética en un medio homogéneo e isotrópico son transversales (Lakshmi et al., 2009). Esta puede descomponerse en dos vectores ortogonales denominados direcciones de polarización, las cuales a menudo son llamadas "horizontal" y "vertical" (**Figura 4**). En el sensoramiento remoto terrestre el eje vertical es perpendicular a la superficie de la tierra.

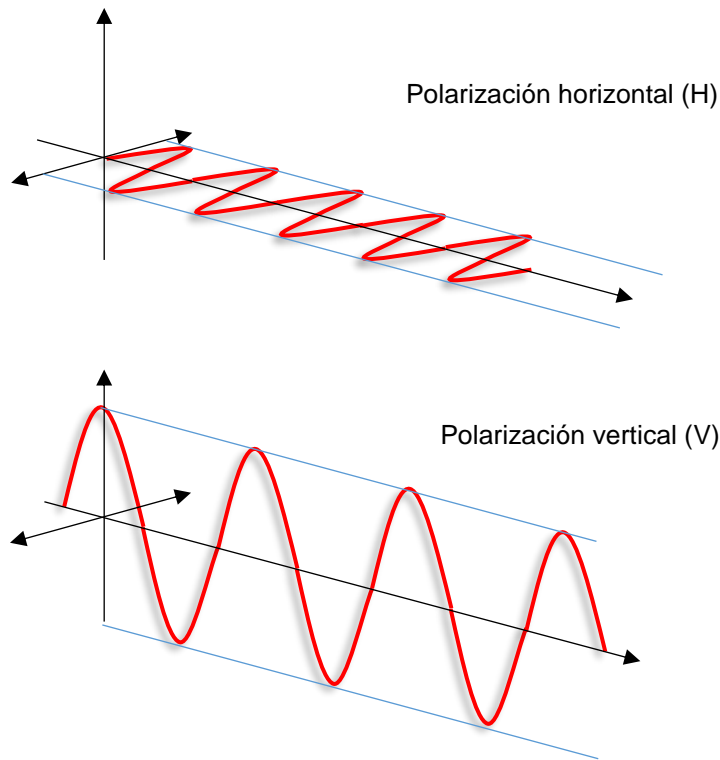


Figura 4. Direcciones de polarización horizontal y vertical

2.2. SENSORAMIENTO REMOTO EN EL RANGO DE LAS MICROONDAS

2.2.1. Generalidades del sensoramiento remoto

El sensoramiento remoto es una técnica que permite la inferencia de las propiedades de un objeto en estudio, a partir de la captura de la radiación electromagnética emitida por este, sin la necesidad de una interacción directa. La **Figura 5** muestra los elementos del sensoramiento remoto del sistema terrestre. En esta técnica se hace uso de sensores montados en satélites que orbitan la tierra, los cuales se clasifican en función de la fuente de energía utilizada (**Figura 6**). Los sensores remotos pueden clasificarse en pasivos cuando no requieren de una fuente auxiliar de energía, y activos cuando se utiliza una fuente de radiación externa (e.g. rayos gamma).

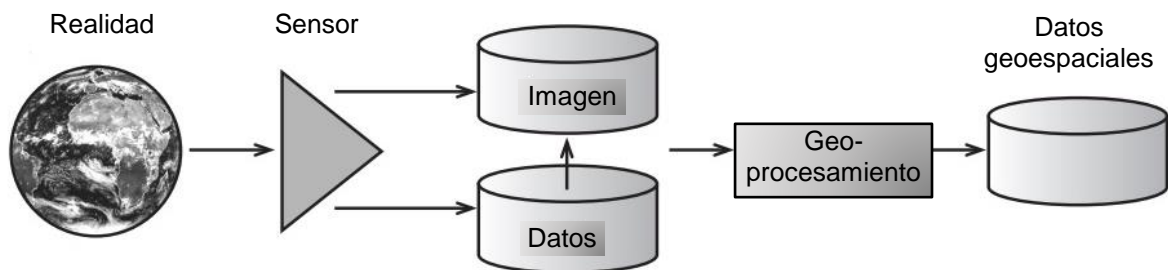


Figura 5. Ilustración del sensoramiento remoto del sistema terrestre
Fuente: Janssen et al. (2001)

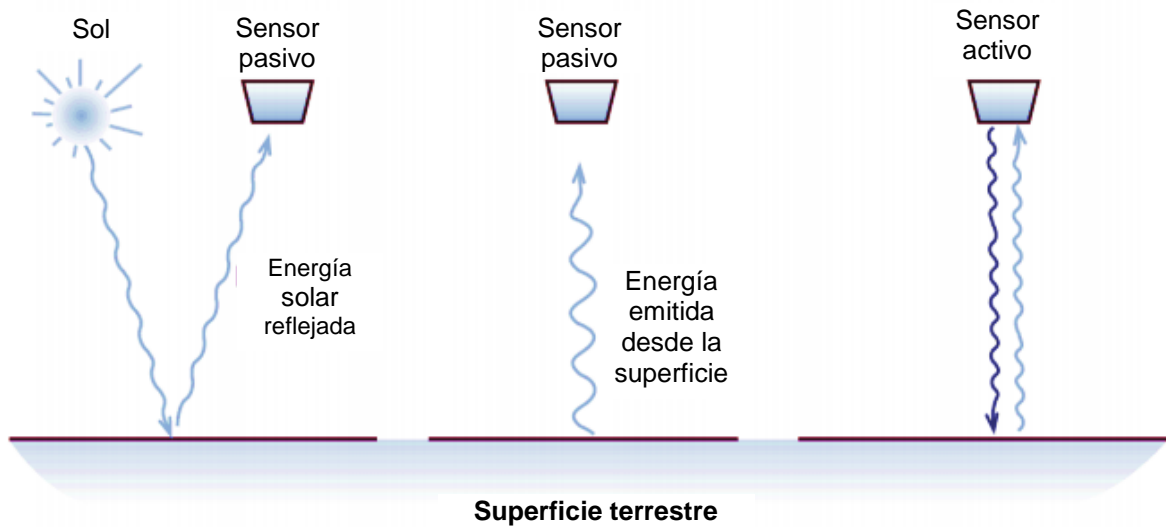


Figura 6. Ilustración de sensores remotos pasivos (izquierda y centro) y activos (derecha). El sensor activo posee su propia fuente de energía
Fuente: Janssen et al. (2001)

La energía solar está compuesta por diversos tipos de radiación, las cuales conforman el espectro electromagnético. Este último se clasifica según la longitud de onda (λ) o frecuencia (ν), siendo $\nu=1/\lambda$. De menor a mayor λ (o viceversa en el caso de ν) el espectro electromagnético se califica en: rayos gamma, rayos x, rayos ultravioletas, rango visible, infrarrojo, microondas y ondas de radio; tal como se muestra en la **Figura 7**.

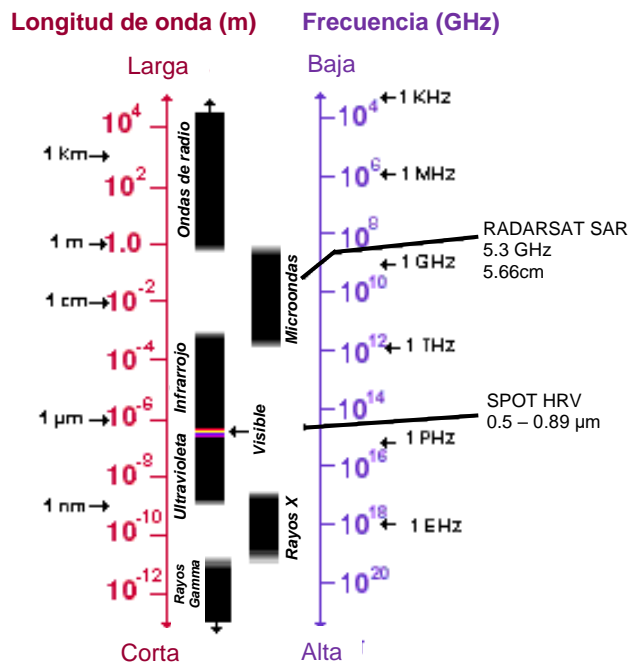


Figura 7. Rangos del espectro electromagnético según longitud de onda y frecuencia
Fuente: Adaptado de NASA (2015)

2.2.2. Rango de las microondas

El rango visible (Vis) e infrarrojo (IR) ha sido ampliamente estudiado y aplicado en Criósfera (e.g. Cortés et al., 2016; Dozier et al., 2009; Matzl & Schneebeli, 2006). Existe una gama de fuentes de información gratuitas (Landsat, MODIS, Sentinel, etc.) que facilitan, por ejemplo, la estimación de la cobertura y propiedades del manto nival como: albedo, contenido de agua líquida y tamaño de grano. No obstante, las cortas longitudes de onda en estos rangos (0,4 – 1,5 μm) no permiten capturar información de la profundidad y el equivalente de agua. Por su parte, las microondas tienen la capacidad de penetrar el manto nival y superar los efectos atmosféricos que dificultan la diferenciación entre nubes y nieve del rango Vis/IR (Chang et al., 1982); ello, sumado a su amplia cobertura espacial y alta resolución temporal (subdiaria), hace del rango de las microondas (1 mm – 0,8 m) una herramienta potencial para la caracterización de la acumulación (Li et al., 2012), el derretimiento (Ramage et al., 2002, 2007, 2012), y el equivalente de agua en nieve (e.g Durand & Margulis, 2005). Cuando la radiación de microondas capturada por el sensor es naturalmente emitida por un cuerpo se le denomina microonda pasiva (PM).

2.2.3. Principio de medición de microondas

Todos los cuerpos pueden emitir y absorber energía electromagnética. La intensidad de la radiación de microondas emitida por un cuerpo, en términos de la frecuencia (ν), se expresa como un producto de la emisividad (ϵ) y la función de Plank para cuerpos negros (B):

$$I_{\nu} = \epsilon_{\nu} \cdot B_{\nu}(T_b) = \epsilon_{\nu} \left[\frac{2h\nu^3/c^2}{e^{h\nu/kT} - 1} \right] ; \quad (10)$$

donde h es la constante de Plank, k es la constante de Boltzmann, c es la velocidad de la luz, y T es la temperatura.

Aproximando la emisión termal de la función de Plank mediante la simplificación de Rayleigh-Jeans, la temperatura de brillo (T_b) puede ser expresada como función lineal de la temperatura física del cuerpo y su emisividad:

$$T_b = \epsilon \cdot T_{\text{física}} \quad (11)$$

Por ello, en el manto nival, una pequeña porción de agua líquida (~1.2%) causa un abrupto incremento de la emisividad; y, por ende, un incremento de la T_b (Ramage et al., 2007).

El sensor o radiómetro montado en un satélite es construido para capturar la radiación de microondas emitida desde la superficie terrestre, la cual atraviesa la atmósfera después de su atenuación en el manto nival (Chang et al., 1987). La T_b registrada por

los radiómetros varía según la frecuencia y polarización; y depende de las propiedades de absorción y dispersión de la atmósfera, y la emisividad de la superficie (Lakshmi et al., 2009).

La intensidad de la T_b incidente sobre estos sensores da cuenta de la radiación recibida por la antena del radiómetro desde una cierta región del espacio. Su respuesta es diferente según la dirección de la que proceda dicha radiación. Por ello, el patrón de la antena permite calcular dicha respuesta a través de un diagrama de lóbulos que da cuenta de la distribución de la señal. El ruido total resultante recibido se conoce como temperatura de antena (T_a), y se expresa en función de la ganancia del patrón de antena $[G(\theta, \phi)]$, o función que describe la potencia ganada en la dirección de mayor radiación frente al uso de una antena de fuente isotrópica, y la distribución de la temperatura de brillo incidente $[T_b(\theta, \phi)]$ como:

$$T_a = \frac{1}{4\pi} \iint_{4\pi} [T_b(\theta, \phi)][G(\theta, \phi)]d\Omega \quad (12)$$

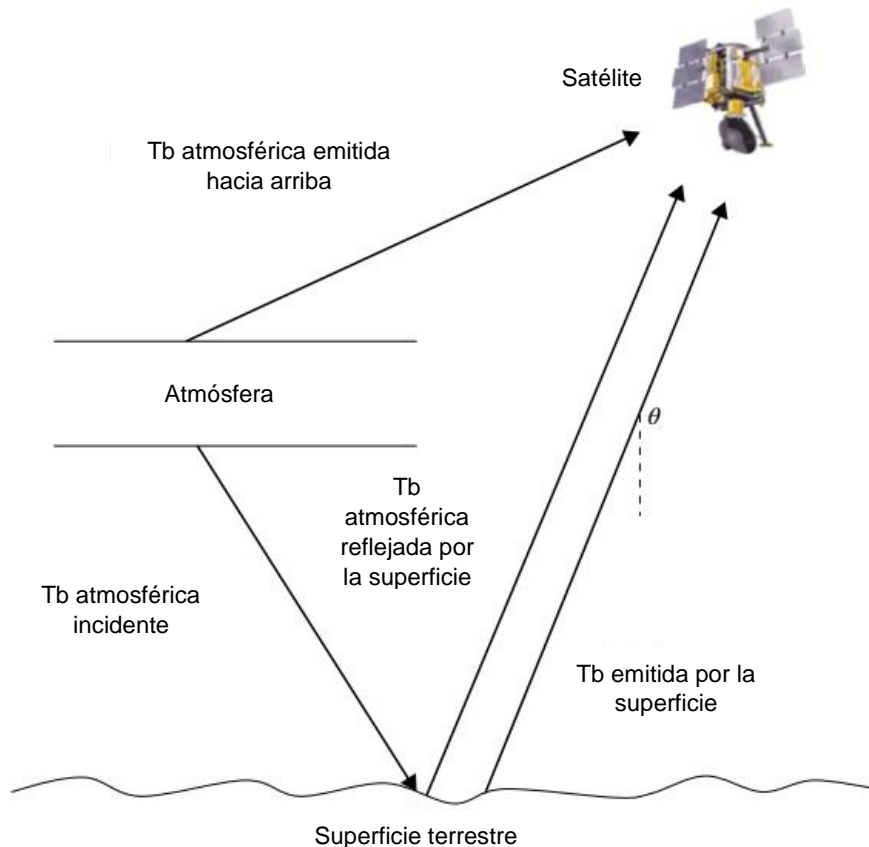


Figura 8. Radiómetro observando la superficie terrestre con un ángulo nadir “ θ ”. Se observan las fuentes de emisión de T_b (atmósfera y superficie terrestre)
Fuente: Lakshmi et al. (2009)

Como se muestra en la **Figura 8**, la señal de la T_b captura por el radiómetro está compuesta por la T_b atmosférica emitida hacia arriba, la T_b atmosférica reflejada, y la T_b emitida desde la superficie terrestre. La influencia de la atmósfera sobre la T_b bordea los 5 K (Tedesco & Wang, 2006).

2.2.4. Radiómetros y sensores

Como se mencionó anteriormente, los radiómetros registran la radiación de microondas emitida por un cuerpo. Estos pueden ser pasivos o activos dependiendo del uso de una fuente de energía auxiliar. Algunos de los sensores pasivos más utilizados en la actualidad son: SSM/I, AMSR-E y AMSR2. A continuación, se realiza una breve descripción de ellos.

SSM/I

El SSM/I (*Special Sensor Microwave Imager*) es un sensor pasivo de siete canales y cuatro frecuencias, que mide las temperaturas de brillo de microondas atmosféricas, oceánicas y del terreno a 19,35, 22,2, 37 y 85,5 GHz, con polarización horizontal y vertical (a excepción de la frecuencia de 22,2 GHz). Se encuentra a bordo del bloque de satélites 5D-2 del Programa de Satélites Meteorológicos de Defensa de la Fuerza Aérea de los Estados Unidos (DMSP). SSM/I mide la T_b de una escena con un ángulo nadir de $102,4^\circ$. Puede usarse para medir parámetros geofísicos calibrados de la velocidad del viento oceánico, el vapor de agua atmosférico, el agua líquida de las nubes y la tasa de lluvia. SSM/I cuenta con información de la T_b de la superficie terrestre con una resolución espacial de 25 km x 25 km, una resolución temporal subdiaria (2 veces al día), y una disponibilidad de información desde 1978 hasta la actualidad.

AMSR-E

El radiómetro AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System*) es un sensor pasivo a bordo del satélite Aqua de NASA (Kawanashi et al., 2003), cuya data es distribuida por el *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) de los Estados Unidos. AMSR-E mide la temperatura de brillo de la superficie terrestre en 11 canales y 06 frecuencias entre los 6,9 y 89 GHz, utilizando polarización dual en un ancho de barrido de 1450 km. La **Tabla 1** muestra las especificaciones del sensor en sus distintas frecuencias de trabajo. AMSR-E ha sido ampliamente utilizado debido a su resolución temporal subdiaria, cuyos periodos de descenso y ascenso sobre el ecuador ocurren alrededor de las 1:30 y 13:30 horas UTC, respectivamente. La disponibilidad de información se limita a solo 10 años de registro, desde su lanzamiento en junio de 2002 hasta su inoperatividad por fallas técnicas en octubre de 2011. La **Figura 9** muestra una fotografía del sensor AMSR-E.

Tabla 1. Especificaciones principales del sensor AMSR-E

Banda (GHz)	6,9	10	18,7	23,8	36,5	89
Ancho de banda (MHz)	350	100	200	400	1000	3000
Sensibilidad (K)	0,3	0,6	0,6	0,6	0,6	1,1
IFOV* (km x km)	75 x 43	51 x 29	27 x 16	32 x 18	14 x 8	7 x 4
Frecuencia de muestreo (km x km)	10 x 10	11 x 10	12 x 10	13 x 10	14 x 10	5 x 5
Tiempo de integración (mseg)	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	1,3
Polarización	Horizontal y vertical (a excepción de 23.8 GHz)					

(*) IFOV o Campo de Visión Instantáneo

Fuente: AMSR-E Data User Handbook (2006)

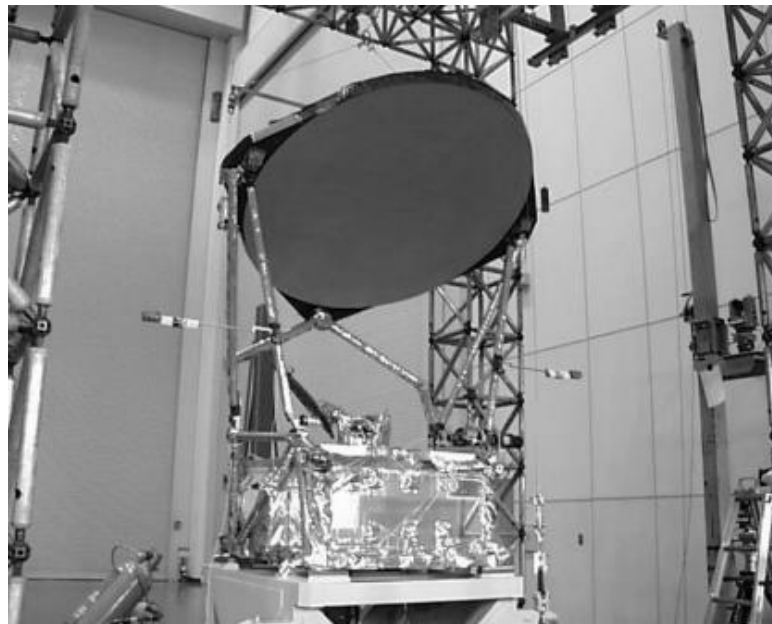


Figura 9. Fotografía del sensor AMSR-E antes de su puesta en órbita
Fuente: Kawanishi et al. (2003)

AMSR2

Tras la inoperatividad de AMSR-E se construyó el sensor AMSR2 a bordo del satélite GCOM-W1 de JAXA, Japón. Este radiómetro cuenta con 14 canales y 07 frecuencias entre los 6,9 y 89 GHz, con polarización horizontal y vertical en un ancho de barrido de 1450 km. Tiene una resolución temporal subdiaria, con descensos y ascensos sobre el ecuador alrededor de las 1:30 y 13:30 horas UTC, respectivamente. La

disponibilidad de información de AMSR2 comprende desde julio 2012 (lanzamiento) hasta la actualidad. A diferencia de AMSR-E este sensor añade la frecuencia de 7,3 GHz y la polarización vertical en la frecuencia de 23,8 GHz (ver detalles en la **Tabla 2**). El incremento de tamaño de la antena, pasando de 1,6 m (AMSR-E) a 2 m (AMSR2) genera un cambio de las IFOV (Campo de Visión Instantáneo) o resoluciones nativas en cada frecuencia.

Tabla 2. Comparación entre las frecuencias e IFOV utilizadas por los radiómetros AMSR2 y AMSR-E

AMSR2 en GCOM-W1			AMSR-E en Aqua		
Banda [GHz]	Polarización	IFOV* [km x km]	Banda [GHz]	Polarización	IFOV* [km x km]
6,93	V,H	62 x 35	6,93	V,H	75 x 43
7,3	V,H	62 x 35	-	-	-
10,65	V,H	42 x 24	10,65	V,H	51 x 29
18,7	V,H	22 x 14	18,7	V,H	27 x 16
23,8	V,H	19 x 11	23,8	V	31 x 18
36,5	V,H	12 x 7	36,5	V,H	14 x 8
89	V,H	5 x 3	89	V,H	6 x 4

(*) IFOV o Campo de Visión Instantáneo

Fuente: Adaptado de AMSR2 Data User's Manual (2013)

2.3. USO DE MICROONDAS PASIVAS EN ZONAS DE MONTAÑA

2.3.1. Sensibilidad de las microondas en el manto de nieve

El sensoramiento remoto en el rango de las microondas y su relación con las propiedades físicas del manto nival (profundidad y equivalente en agua) han sido explorados en los últimos años (e.g. en Chang, 1982, 1976; Durand & Margulis, 2006; Kelly, 2009; Kelly et al., 2009; Tedesco et al., 2010; Li et al., 2017, 2015, 2012). La intensidad de las PM emitidas desde la superficie terrestre, y atenuadas por el manto de nieves, es función de las condiciones de la interface superficie del terreno - manto nival, y propiedades como el tamaño de grano, densidad de la nieve y temperatura física del manto (Chang et al., 1982). La **Figura 10** muestra la atenuación de las PM emitidas desde la superficie terrestre por efectos de dispersión en el manto nival. Procesos como la densificación de la nieve causan variaciones en la forma e incremento del tamaño del grano de la nieve, generando un aumento del volumen de dispersión de las microondas hacia la atmósfera (Wiesmann et al., 1998). Por su parte, un mayor contenido de agua líquida en el manto nival produce un aumento de la emisividad de las microondas.

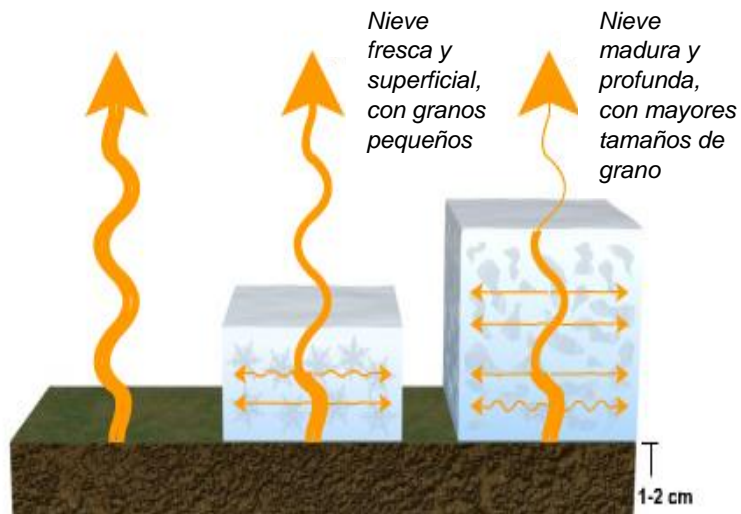


Figura 10. Atenuación de las microondas emitidas desde la superficie terrestre a través del manto nival

Fuente: Adaptado de Tedesco (2012)

Se han desarrollado algoritmos de reconstrucción del SWE (e.g. Chang et al., 1987; Kelly et al. 2009; Tedesco et al., 2010) basados en la diferencia de los registros de la T_b a 19 y 37 GHz. No obstante, estos productos de SWE, como el caso de DySno de AMSR-E que utiliza el algoritmo de reconstrucción de Chang et al. (1987), son útiles sólo en terrenos planos con bajas acumulaciones de nieve, ya que en zonas de montaña tienden a subestimar el SWE (ver **Anexo A**). Para mediciones de microondas en terreno y la detección de nieve se recomienda el uso de la polarización horizontal (H), mientras en el uso de sensoramiento remoto la polarización vertical (V) es más adecuada (Kelly et al., 2003). La **Figura 11** muestra la sensibilidad de las frecuencias de 19 y 37 GHz respecto a la atenuación de las microondas en el manto nival. La señal de la T_b a 37 GHz resulta más sensible al SWE.

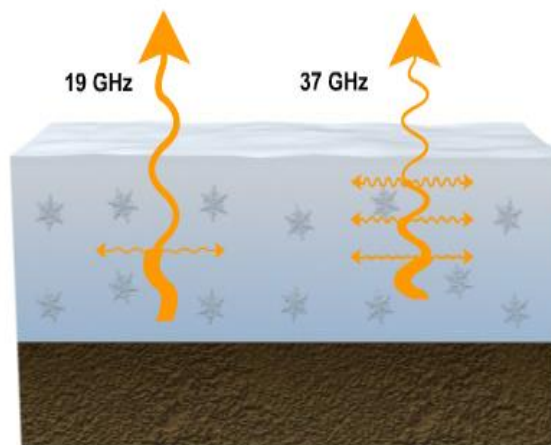


Figura 11. Sensibilidad de las microondas en las frecuencias de 19 y 37 GHz

Fuente: Adaptado de Tedesco (2012)

Existe una diferencia significativa entre la emisión de microondas en condiciones de nieve húmeda y seca en frecuencias superiores a los 10 GHz. Los registros de la Tb asociados a los periodos de ascenso y descenso del satélite (**Figura 12**) contienen información relevante acerca de los ciclos diurnos de derretimiento (día) y recongelamiento (noche) del manto nival. La amplitud de la variación diurna de la Tb (DAV) es usada para estudiar la variabilidad espacio-temporal de los tiempos de derretimiento (e.g. Ramage et al., 2002). Fuertes ciclos de derretimiento-recongelamiento durante la transición de nieve congelada a derretida causan una alta Tb durante el día y baja Tb en la noche; y, por lo tanto, fuertes variaciones diurnas de la Tb, denominado derretimiento incipiente (Ramage et al, 2007).

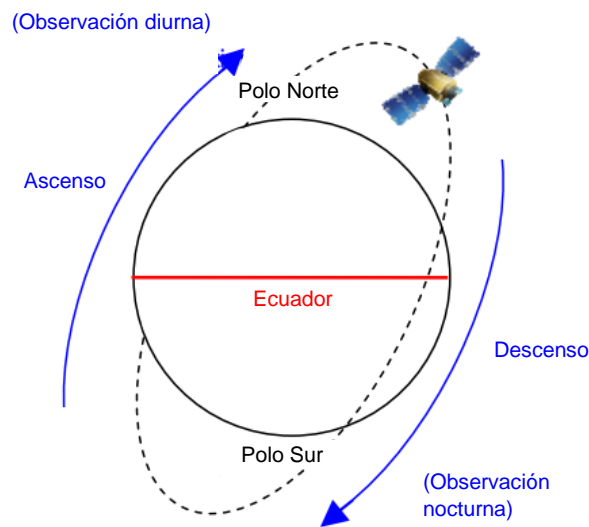


Figura 12. Órbita polar y periodos de ascenso y descenso del sensor AMSR-E
Fuente: Adaptado de AMSR2 Data User's Manual (2013)

2.3.2. Ventajas y desventajas en zonas de montaña

El uso de las microondas en zonas de montaña se ha visto restringido por la gruesa resolución espacial de sus productos (e.g. 25 km en el producto de Tb EASE-GRID de AMSR-E). Esto debido a que la intensidad de la radiación emitida por la superficie terrestre es baja en comparación al rango Vis/NIR, y se requiere de mayor superficie emisora ser registrada por los radiómetros. No obstante, Li et al. (2012) elaboraron una metodología para procesar la resolución nativa (IFOV o Campo de Visión Instantáneo) de la Tb del producto L2A de AMSR-E, a nivel de cuenca y punto de estación.

A continuación, la **Tabla 3** describe brevemente las principales ventajas y desventajas del sensoramiento remoto en el rango de las microondas en zonas de montaña con topografía compleja.

Tabla 3. Ventajas y desventajas del sensoramiento remoto en el rango de las microondas

Ventajas	<ul style="list-style-type: none"> a. Por sus longitudes de onda entre 1mm y 0.8 m, las microondas son capaces de penetrar el manto nival y recoger información de la profundidad del manto. b. Las microondas superan los problemas de iluminación y nubosidad presentes en los rangos visible e infrarrojo, lo que facilita la obtención de datos a nivel diario. c. Cuenta con productos a escala subdiaria, con dos registros diarios de la Tb correspondientes a los periodos de ascenso (día) y descenso (noche) del satélite. d. La frecuencia de 37 GHz es la más sensible al SWE, por lo que sus características la hacen una herramienta potencial para el monitoreo del manto nival.
Desventajas	<ul style="list-style-type: none"> a. Tienen una resolución espacial gruesa debido a que se requiere de mayor superficie emisora para que la señal pueda ser capturada por el radiómetro. Esto dificulta su aplicación en zonas de montaña. b. La señal de las microondas se satura a cierta profundidad (e.g. 0,80 m en la frecuencia de 37 GHz). Es decir, a determinada profundidad del manto la señal de las Tb no muestra variación frente a cambios del SWE. c. La vegetación altera la señal de las microondas emitidas por la superficie terrestre y atenuadas por el manto de nieves, por lo que su aplicación en zonas cubiertas de bosques es limitada. d. Las microondas son sensibles a la presencia de agua líquida en el manto nival. Una pequeña porción de agua (~1.2%) causa un incremento abrupto de la emisividad, y por ende un incremento en la Tb emitida hacia la atmósfera.

III. ZONA DE ESTUDIO

3.1. ANDES CENTRALES DE CHILE

Gran parte de los recursos hídricos de Chile, como es el caso de zona central, dependen fuertemente de la componente nival producto de la acumulación y derretimiento en la Cordillera de los Andes. Los Andes de Chile juegan un rol relevante en el almacenamiento de agua y el desarrollo de actividades hídricas multisectoriales. No obstante, la vulnerabilidad del recurso hídrico ha incrementado en los últimos años. Por ejemplo, en la cuenca alta del Maipo, ubicada predominantemente en la Región Metropolitana, la superficie glaciaria ha experimentado un retroceso del 25% en los últimos 30 años (Castillo, 2015). La **Figura 13** muestra la distribución altitudinal (msnm) y de vegetación (%) en los Andes Centrales de Chile, entre las latitudes de 29,5°S y 36,5°S. En esta zona, como en todo Chile, existe una paulatina disminución de la elevación de norte a sur, propio de la geografía de la Cordillera de los Andes; y escasa vegetación hacia el norte y más abundante hacia el sur. Con la finalidad de explorar la sensibilidad de las microondas frente a la profundidad del manto nival (en términos del equivalente en agua) se seleccionaron las cuencas de los ríos Elqui, Maipo e Itata, ubicadas en los Andes Centrales de Chile. Las cuencas altas fueron delimitadas por sus respectivas subcuencas de cabecera, definidas por la Dirección General de Aguas (DGA). De este modo el Alto Elqui quedó conformado por 4 subcuencas, 5 en el Alto Maipo y 4 en el Alto Itata. El detalle de la fisiografía de cada cuenca alta se muestra en la **Tabla 4**. La evaluación de la relación PM-SWE en cada cuenca de estudio se realizó a nivel estación (3), puntos de grilla (0,05°) y subcuencas (13). Las subcuencas tienen superficies que varían entre los 190 y 790 km², con rangos de elevación media entre los 1619 y 4028 msnm.

Tabla 4. Cuencas y subcuencas experimentales seleccionadas en los Andes Centrales de Chile

Cuenca	Cod.	Área [Km ²]	Elevación [msnm]		Pendiente media [°]	Orientación media [°]	Sub-cuenca	Cod.	Área [Km ²]	Elevación media [msnm]
			Media	Max.						
Alto Elqui	E	3104,2	3783	6188	25,4	188	Toro	E1	488,45	3900,8
							La Laguna	E2	566,65	4028,57
							Incahuas	E3	469,52	3693,35
							Cochiguas	E4	254,81	3414,45
Alto Maipo	M	4808,7	3400	6140	28,19	187	Olivares	M1	543,23	3683,43
							Colorado	M2	788,87	374,80
							Yeso	M3	627,05	3292,10
							Volcán	M4	523,32	3375,53
							Maipo*	M5	737,12	3176,72
Alto Itata	I	1423,2	1730	3164	23,24	175	Los Sauces	I1	190,87	1657,48
							Cajón Gonzalez	I2	309,66	1782,44
							Ñuble I	I3	358,76	1619,06
							Ñuble II	I4	279,96	1864,45

(*) Referido a la subcuenca de cabecera donde nace el río Maipo

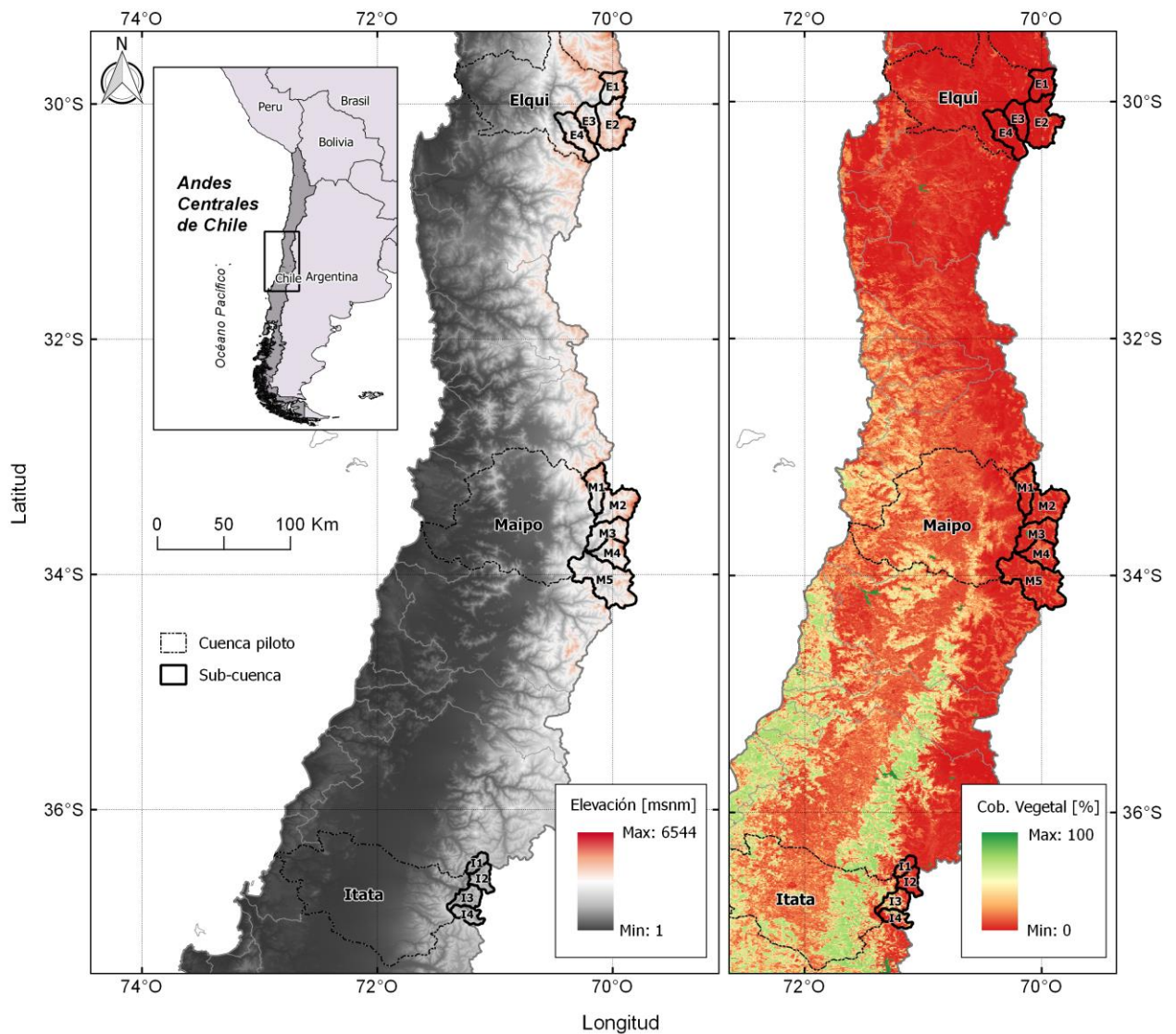


Figura 13. Mapa de elevaciones (msnm) y vegetación (%) en los Andes Centrales de Chile. Ubicación de las cuencas y subcuencas experimentales seleccionadas para explorar la relación entre las microondas pasivas y el equivalente de agua en nieve. Modelo digital de elevaciones de ASTER-GDEM2 y datos de cobertura vegetal del producto MOD44B de MODIS

3.1.1. Fisiografía

Los mapas de elevación, pendiente y orientación para las cuencas en estudio se muestran en la **Figura 14**. Estos se generaron a partir del Modelo Digital de Elevaciones (DEM) ASTER-GDEM2 con 30 m de resolución. Las cuencas del Alto Elqui y Alto Maipo poseen elevaciones con cotas por encima de los 6000 msnm, mientras que en el Alto Itata la cota máxima bordea los 3000 msnm. En todas las cuencas la gradiente altitudinal guarda relación con la longitud; es decir, se presentan menores elevaciones hacia el sector oeste y mayores elevaciones en el sector este. El rango de elevaciones es menor en el Alto Itata respecto al Alto Elqui y Alto Maipo debido a que se encuentra en el extremo sur de los Andes Centrales de Chile.

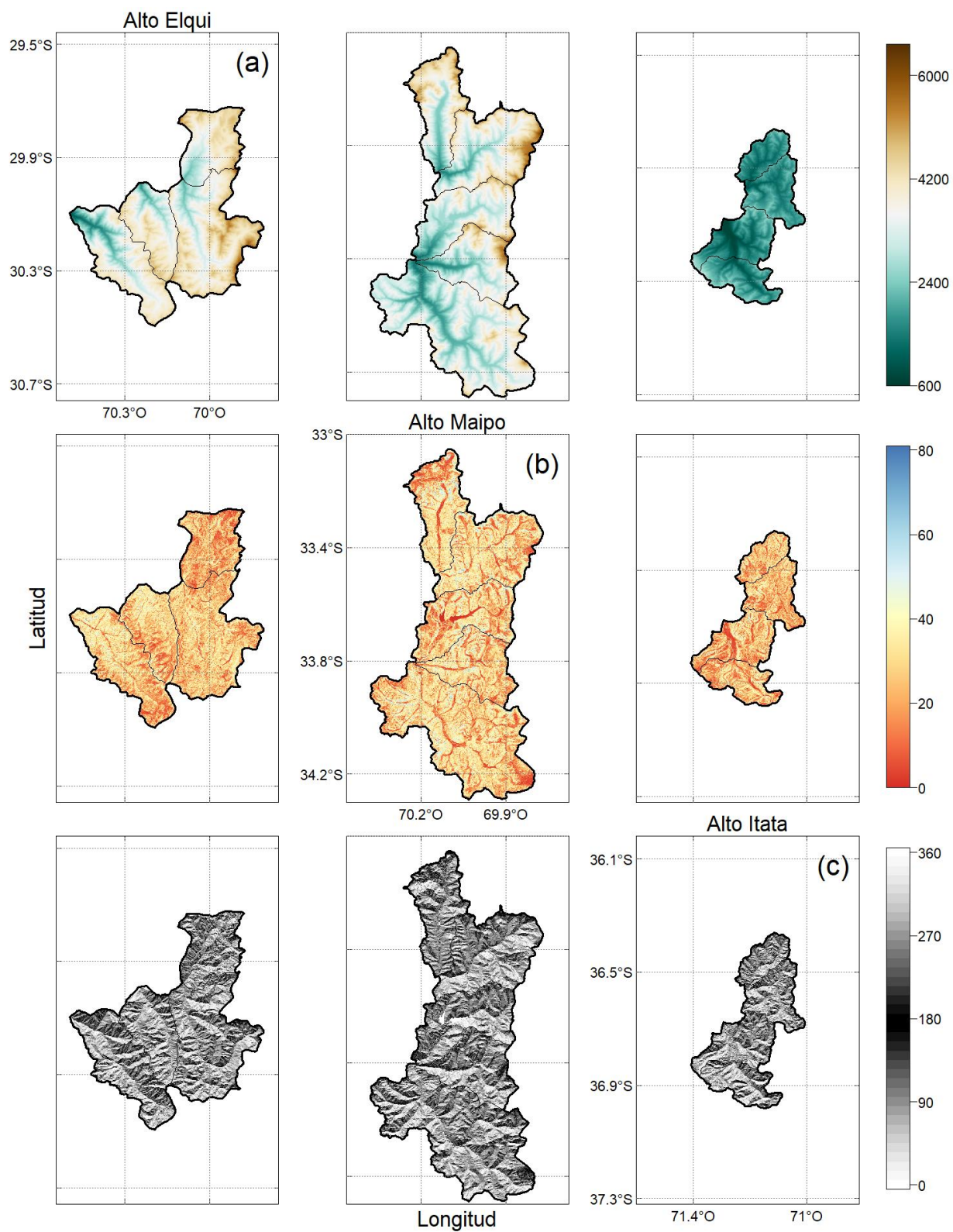


Figura 14. Mapas de elevación (a, en msnm), pendiente (b, en grados) y orientación (c, en grados) para las cuencas altas del Elqui (izquierda), Maipo (centro) e Itata (derecha)

Además, las cuencas poseen un relieve accidentado con topografía compleja propios de zona de montaña, y predominan zonas con pendientes cercanas a los 40°. En el caso de la orientación, se observa la predominancia de laderas con orientación norte y sur, mientras que los cursos de agua siguen una dirección de este a oeste.

3.1.2. Cobertura vegetal

La **Figura 15** muestra la cobertura vegetal anual promedio (2002 - 2011) para las cuencas en estudio, con una resolución de 500 m. Se observa que el Alto Elqui y Alto Maipo presentan bajo porcentaje de vegetación (< 7%), en contraste con la cuenca alta del Itata, donde se evidencian zonas con cobertura vegetal mayor al 40%.

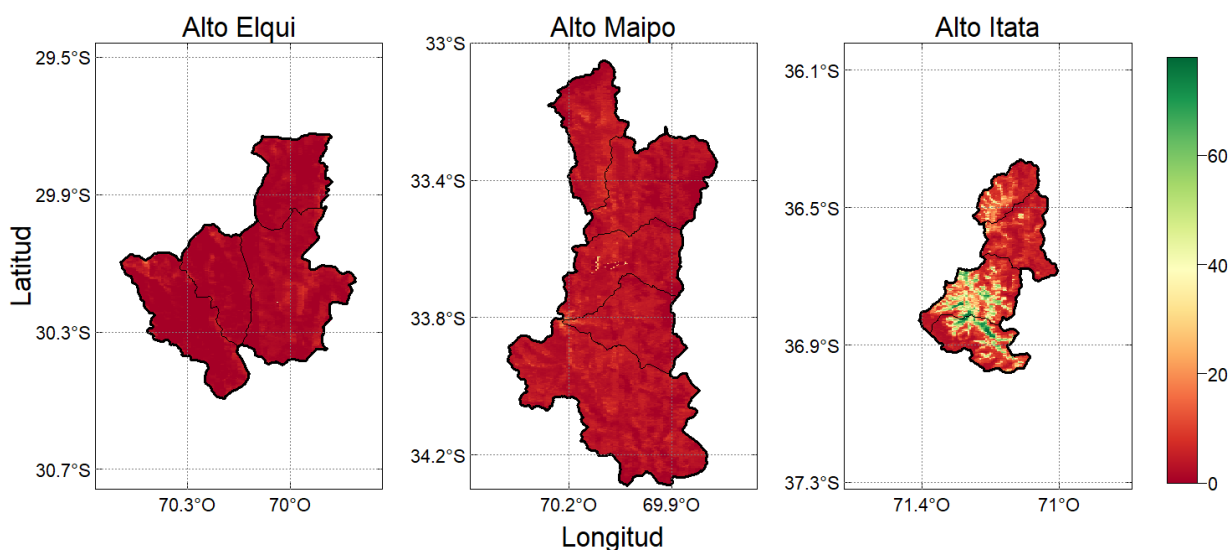


Figura 15. Mapa de cobertura vegetal (en %) para las cuencas altas del Elqui (izquierda), Maipo (centro) e Itata (derecha). Datos de cobertura vegetal del producto MOD44B de MODIS

IV. METODOLOGÍA Y DATOS

4.1. ESTACIONES DE MONITOREO

Para explorar la relación entre las microondas y el SWE en Andes Centrales de Chile se contó con información de densidad del manto nival (kg/m^3) registradas en las estaciones de monitoreo: Cerro Olivares, Laguna Negra y Volcán Chillán; en el periodo abril 2002 a marzo 2012. La **Tabla 5** muestra el detalle de las estaciones seleccionadas y la cuenca en la cual se ubican. La **Figura 16** muestra los histogramas de elevaciones de las cuencas altas del Elqui, Maipo e Itata, respectivamente, obtenidas cada 300 m a partir de los DEM de 30 m de resolución. La distribución de elevaciones da cuenta de los cambios altitudinales ocurridos en los Andes de Chile Central; con un fuerte gradiente negativo respecto a la latitud. Las estaciones de monitoreo (línea roja segmentada) se ubican sobre altitudes cercanas a la elevación media de las cuencas en estudio.

Tabla 5. Ubicación geográfica de las estaciones de monitoreo seleccionadas en cuencas experimentales en Andes Centrales de Chile

Estación	Cod.	Cuenca	Longitud [°]	Latitud [°]	Elevación [msnm]
Cerro Olivares	CO	Elqui	69,94°O	30,26°S	3550
Laguna Negra	LN	Maipo	70,11°O	33,67°S	2780
Volcán Chillán	VC	Itata	71,41°O	36,89°S	1923

4.2. REANÁLISIS SWE

Para este trabajo se utilizó el reanálisis SWE para los Andes extratropicales de Chile desarrollado por Cortés et al. (2016) y presentado en Cortés & Margulis (2017). El reanálisis está basado en el Modelo de Superficie Terrestre SSiB3 (*Simplified Simple Biosphere model v.3*) de Xue et al. (1991), y utilizando forzantes meteorológicas del reanálisis MERRA (*Modern Era Retrospective-analysis for Research and Applications*). Las variables de estado y parámetros del modelo son actualizadas mediante el método de asimilación de datos “*Particle Batch Smoother*” (Margulis et al., 2015) e imágenes satelitales Landsat de superficie cubierta de nieve (Cortés et al., 2014). SSiB3 es un modelo biofísicamente basado que simula la interacción superficie-atmósfera. Este simplifica la variación diurna del albedo, los efectos del contenido de humedad en la zona de raíces sobre la resistencia estomática de la vegetación, y los flujos de calor y humedad entre la intercepción y la atmósfera. Dicha simplificación permite reducir los tiempos de computo de SiB (*Simple Biosphere Model*) a un 55%.

Este producto tiene una resolución espacial nativa de 180 m - la cual ha sido agregada a una resolución de $0,05^\circ$ (~5 km) para este trabajo - y una resolución temporal diaria. Ha

sido validado con información de la red de estaciones nivométricas de la Dirección General de Aguas (DGA) además de mediciones de campañas de nieve realizadas por el grupo de hidrología de montaña de la Universidad de Chile (Ayala et al., 2014; Cortés et al., 2017). En la actualidad es el set de datos de nieve observacional de más alta resolución elaborado para los Andes extratropicales de Chile. En el **Anexo A** se muestra la evaluación del reanálisis de Cortés et al. (2016) frente al producto DySno (SWE) de AMSR-E para la cuenca del Maipo.

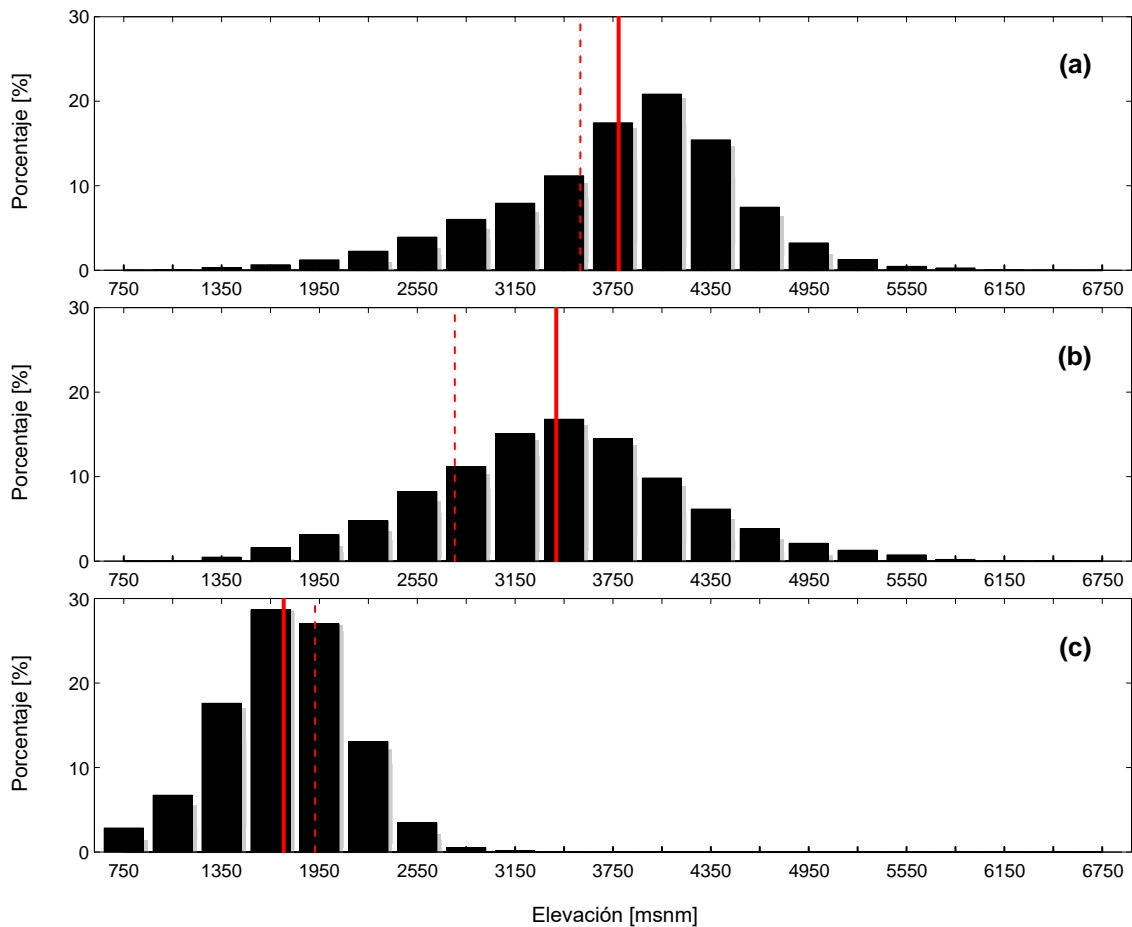


Figura 16. Histograma de elevaciones (cada 300 m) de las cuencas altas del Elqui (a), Maipo (b) e Itata (c). La línea roja corresponde a la elevación media de cada cuenca, mientras que la línea roja segmenta representa la elevación de las estaciones CO, LN y VC, respectivamente

La **Figura 17** (superior) muestra las series de SWE promedio para las cuencas altas del Elqui, Maipo e Itata durante el año hidrológico 2005/06; calculadas a partir del reanálisis SWE de Cortés et al. (2016). El periodo de acumulación ocurre de mayo a septiembre, cuya máxima acumulación se da cercana al 1^{ro} de septiembre. Las cuencas altas del Maipo e Itata muestran máximos valores de SWE 100 y 76 cm, respectivamente. En el caso del Alto Elqui, el SWE máximo alcanza los 20 cm en promedio. De este modo se observa que existe mayor acumulación hacia el sur y menor acumulación hacia la zona

norte. En la parte inferior de la **Figura 17** se muestran las grillas del reanálisis SWE para el 1^o de setiembre de 2005. Para mostrar la alta variabilidad espacial del SWE en Andes de Chile Central se utilizó la misma escala de colores. Las celdas de azul intenso evidencian zonas de mayor acumulación de SWE, mientras las grises corresponden a acumulaciones cercanas a 0. El máximo SWE (2,5 m) ocurre hacia el sector sur del Alto Maipo, mientras que en el sector norte del Alto Elqui predominan bajas acumulaciones.

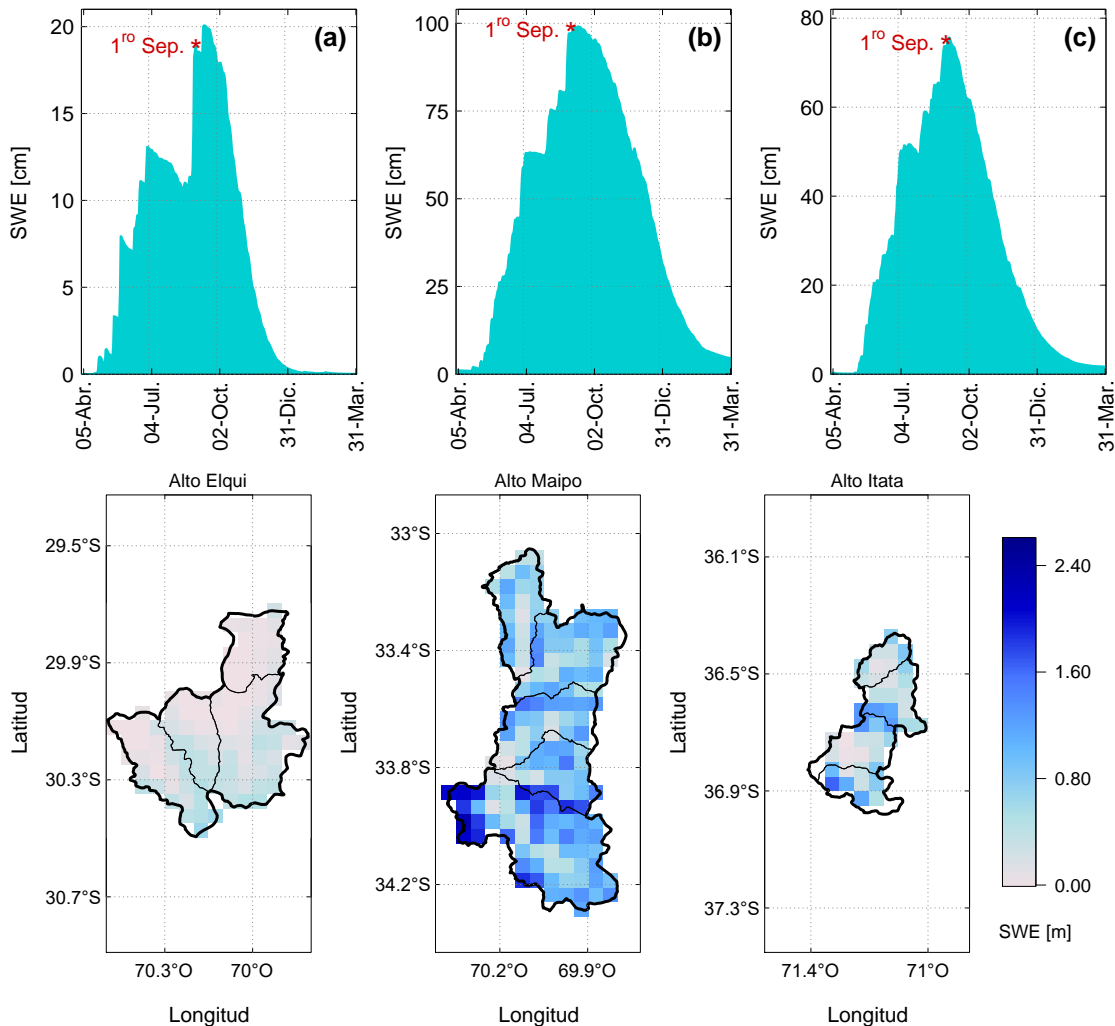


Figura 17. Serie de SWE promedio para las cuencas altas del Elqui (a), Maipo (b) e Itata (c) durante el año hidrológico 2005-06, y reanálisis SWE de 0,05^o de resolución para el 01 de setiembre de 2005

En el presente estudio se utilizó el reanálisis SWE para el periodo 2002/03 – 2011/2012. Además, se generaron campos de SWE correspondientes a los valores concurrentes (SWE*) a la mínima Tb de temporada. Esto es, se seleccionó el valor del SWE para el día de ocurrencia de la mínima Tb del año hidrológico (abril - marzo).

4.3. COBERTURA VEGETAL

Con la finalidad de evaluar los efectos de la vegetación sobre la relación microondas-SWE se utilizó el producto MOD44B (*Vegetation Continuous Field, VCF*) de MODIS (*Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer*). El producto VCF (Townshend et al., 2011) se elabora utilizando compuestos de reflectancia de la superficie terrestre de las bandas MODIS 1-7, y la temperatura de brillo de las bandas MODIS 20, 31 y 32. Tiene una resolución espacial de 250 m y cuenta con información anual del porcentaje de cobertura de árboles a nivel de subpixel.

En el presente trabajo se utilizó información anual del periodo 2002 – 2011 para los Andes Centrales de Chile. Dada la escala de trabajo en este estudio, la resolución de 250 m resultó conveniente. Posteriormente, se generó un compuesto VCF para elaborar el mapa de cobertura de árboles promedio para cada una de las cuencas en estudio.

4.4. MICROONDAS PASIVAS DEL SENSOR AMSR-E

Los registros de la T_b de AMSR-E se encuentran disponibles a través de los productos EASE-GRID (*The Equal-Area Scalable Earth Grid*), y Level 2A (L2A). EASE-GRID es un producto grillado que tiene una resolución espacial de 25 km y una proyección cilíndrica. L2A posee footprints elípticos, cuyas IFOV dependen de la frecuencia de trabajo (**Tabla 1**). Li et al. (2012) realizó un experimento para comparar la sensibilidad de ambos productos en la cuenca alta del río Kern en Sierra Nevada, USA; utilizando la frecuencia 36,5 GHz. Encontró que, en zonas de montaña, los registros de T_b del producto L2A son hasta dos veces más sensibles que EASE-GRID. La **Figura 18** muestra el proceso de escaneo del sensor AMSR-E.

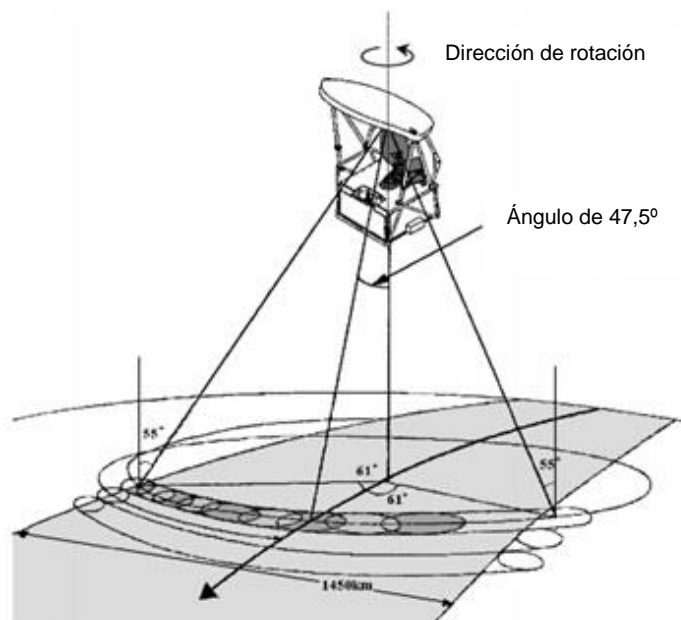


Figura 18. Proceso de escaneo del sensor AMSR-E sobre la superficie terrestre
Fuente: Kawanishi et al. (2003)

En el presente trabajo se utilizaron los canales con polarización vertical en las frecuencias de 18,7 GHz (18,7V) y 36,5 GHz (36,5V) de L2A (Ashcroft et al., 2013). La frecuencia de 18,7 GHz permite el monitoreo a mayores profundidades del manto; no obstante, la frecuencia de 36,5 GHz es más sensible a las variaciones de SWE (Li et al., 2012). Por su parte, la polarización vertical supera los efectos radiativos de lentes de hielo en el manto nival (Chang et al., 1982) y es la más recomendable en el uso de sensores remotos (Kelly et al., 2003).

4.4.1. Producto Level 2A (L2A)

Proporciona 02 valores diarios de la T_b correspondientes a los periodos de ascenso (día) y descenso (noche) de Aqua (**Figura 12**). De acuerdo a Ashcroft et al. (2013), los datos crudos de L2A deben ser reconstruidos con factor aditivo (327,68) y un factor de escala (0,01), tal como se muestra en la Ec. (13); donde la T_b^{Raw} corresponde a los valores almacenados en L2A y T_b^{Fix} representa los valores reconstruidos.

$$T_b^{Fix} = T_b^{Raw} * 0,01 + 327,68 \quad (13)$$

La **Figura 19** muestra la temperatura de brillo (36,5V) registrada por AMSR-E durante el 1º de septiembre del 2005. Nótese que los datos de T_b no son grillados, por lo que es necesaria la reconstrucción de sus footprints. La franja coloreada corresponde al swath de AMSR-E sobre los Andes de Chile.

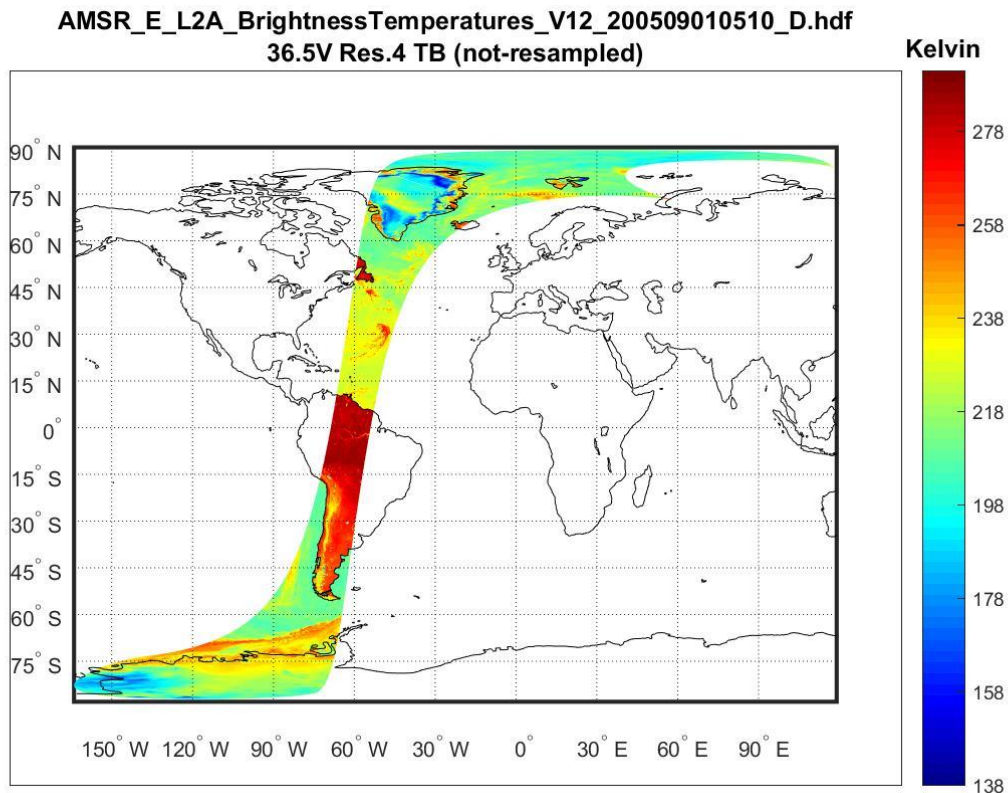


Figura 19. Temperatura de brillo (noche) del producto L2A (36.5V) de AMSR-E para el 01 de septiembre de 2005

En el presente estudio se utilizaron principalmente los registros de la T_b del periodo de descenso, ya que es durante la noche cuando la nieve se recongela y existe menor agua líquida. No obstante, para estudiar la influencia de la oscilación diurna de la T_b sobre la densidad de la nieve a nivel de estación se calculó la amplitud de la variabilidad diurna de la T_b (DAV por sus siglas en inglés), tal como se muestra en la siguiente expresión:

$$DAV = T_{b_{Ascenso}} - T_{b_{Descenso}} \quad (14)$$

El DAV da cuenta de la variación diurna de la T_b durante el día y la noche, y está asociada a los ciclos diurnos de derretimiento-recongelamiento del manto nival.

4.4.2. Reconstrucción de footprints de L2A

Li et al. (2012) sostiene que la reconstrucción de las IFOV o footprints nativas de L2A se basa en los siguientes puntos:

- a. El sentido del escaneo de AMSR-E es ortogonal al avance de Aqua, por lo que el eje mayor de las elipses (footprints) es perpendicular al sentido del escaneo.
- b. Los escaneos de AMSR-E son paralelos entre sí y tienen un desfase de 10,1 km.
- c. AMSR-E tiene un ángulo nadir de 55° y una altura de órbita de 800 km, por lo que la rotación completa del sensor cubre un perímetro de 5400 km.

Teniendo en cuenta que el ancho de barrido de AMSR-E es de 1450 km; superficies con uno de sus lados superior a los 120 km (10°) tendrán que considerar los efectos de la curvatura del escaneo.

El cálculo de la geometría de las footprints sigue el procedimiento propuesto por Li et al. (2012):

- a. Se define la primera (S_{min}) y última muestra del escaneo (S_{max}). Luego se estima el ángulo de inclinación θ tal como se muestra en la Ec. (15). La inclinación de las footprints corresponde al ángulo formado por la línea roja y gris de la **Figura 20**. Para fines de cálculo; el sentido horario es considerado positiva.

$$\theta = \frac{\arctan(Y_{S_{max}} - Y_{S_{min}})}{X_{S_{max}} - X_{S_{min}}} \quad (15)$$

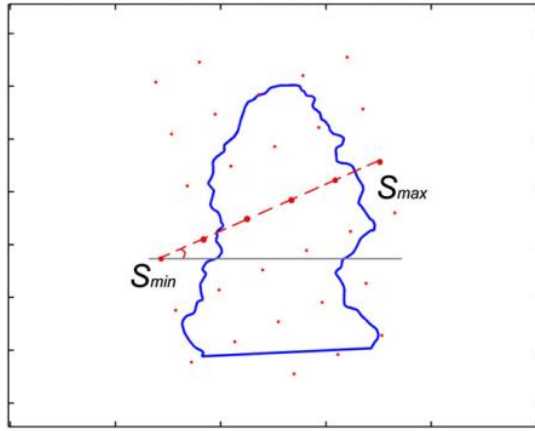


Figura 20. Ilustración de la determinación de la orientación de las footprints de AMSR-E y la localización de la recta entre el S_{min} y S_{max} sobre una cuenca (línea azul)
Fuente: Li et al. (2012)

- b. Dado que el eje mayor de la elipse es perpendicular a la dirección del escaneo. La orientación real de las footprints puede obtenerse rotándolas un ángulo θ . Siendo T el centroide (X_{ST}, Y_{ST}) de la footprint t , la ecuación paramétrica de la elipse se escribe como:

$$\begin{cases} X = X_{ST} + 4\cos t \\ Y = Y_{ST} + 7\sin t \end{cases} \quad (16)$$

- c. Luego de ser rotadas, las coordenadas de la footprint se reescriben como:

$$\begin{aligned} X' &= [X_{ST} + 4\cos t]\cos\theta - [Y_{ST} + 7\sin t]\sin\theta \\ Y' &= [X_{ST} + 4\cos t]\sin\theta + [Y_{ST} + 7\sin t]\cos\theta \end{aligned} \quad (17)$$

Siguiendo la metodología presentada, se reconstruyeron las footprints para todos los días del periodo 2002/03 – 2011/2012; utilizando la proyección UTM 19S para todas las cuencas. La **Figura 21a** muestra de rojo el barrido del satélite Aqua sobre los Andes de Chile Central durante el 1^{ro} de setiembre de 2005, siguiendo una órbita polar. La **Figura 21b**, **Figura 21c** y **Figura 21d** muestran las footprints elípticas reconstruidas (14 km x 8 km) para las cuencas altas del Elqui (b), Maipo (c) e Itata (d) respectivamente. La orientación de las elipses varía diariamente debido al cambio de orientación del barrido de Aqua y el escaneo de AMSR-E.

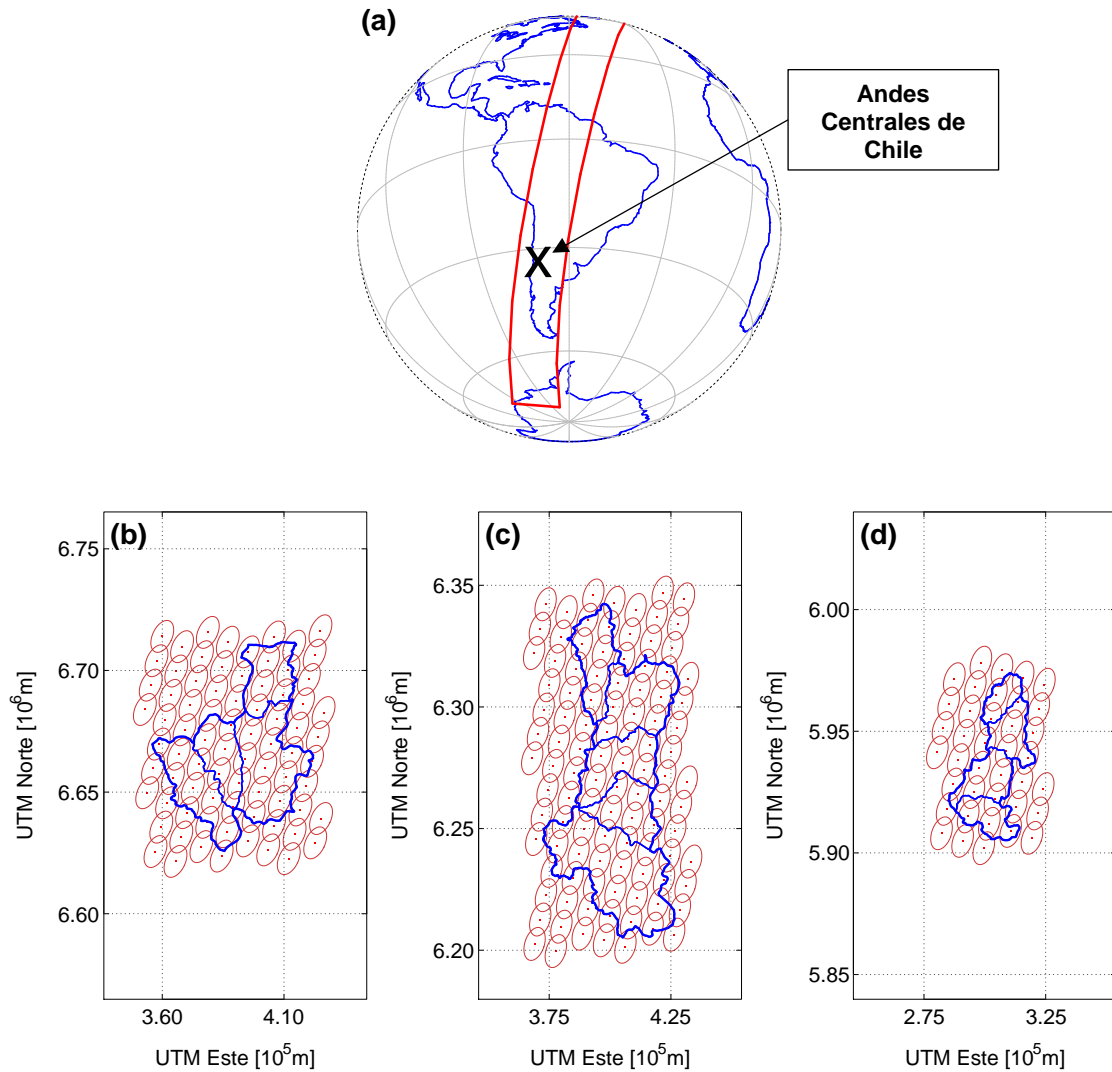


Figura 21. Barrido del satélite Aqua (a) sobre los Andes Centrales de Chile durante el 1^{ro} de Setiembre de 2005; y footprints elípticas (14 km x 8 km) del producto L2A (36,5V) para las cuencas altas del Elqui (b), Maipo (c) e Itata (d)

4.4.3. *Obtención de series temporales de la Tb*

Una vez determinada la orientación de las footprints es necesario obtener las series de tiempo de la Tb. En el presente estudio se consideró evaluar la relación entre la Tb y SWE tanto a escala de cuenca como a punto de estación (y grillas). Para esto se empleó la metodología de post-procesamiento propuesta por Li et al. (2012).

Tb a escala de cuenca

Para esto se aplica el método *Footprint-Based Aerial Weighted (FBAW)* dado por la expresión:

$$T_b^{\text{FBAW}} = \frac{\sum_{j=1}^n (A_j T_{bj})}{\sum_{j=1}^n A_j} \quad (18)$$

donde T_b^{FBAW} es la T_b a escala de cuenca, n es el número de footprints que caen dentro de la cuenca, A_j es el área de intersección entre el j^{th} footprint y la cuenca, y T_{bj} es el valor de la T_b en el j^{th} footprint.

Tb a punto de estación (y grilla)

En el caso de valores de T_b para un punto de interés, se empleó el método de interpolación *Gaussian Inverse Distance Weight* (GIDW) dado por la expresión:

$$T_b^{\text{GIDW}} = \frac{\sum_{j=1}^n (w_j T_{bj})}{\sum_{j=1}^n w_j} ; \quad (19)$$

donde T_b^{GIDW} es la T_b en el punto de interés, n es el número de footprints que caen dentro de la zona de estudio, y w_j es el peso de cada j^{th} footprint, obtenido en función de la distancia al punto de interés (S) en las direcciones mayor (S_{maj}) y menor (S_{min}) de los ejes de la elipse mediante la expresión:

$$w_j = \sqrt{\left(\exp\left[-\frac{S_{\text{min}}^2}{2\sigma_{\text{min}}^2}\right]\right)^2 + \left(\exp\left[-\frac{S_{\text{maj}}^2}{2\sigma_{\text{maj}}^2}\right]\right)^2} ; \quad (20)$$

donde σ es la desviación estándar de una distribución gaussiana bivariada, calculada a partir de los anchos máximos de la footprint de L2A (FWHM) mediante la ecuación:

$$\text{FWHM} = 2\sigma\sqrt{2\ln 2} ; \quad (21)$$

donde FWHM toma valores de 14 km y 8 km en la frecuencia de 36,5 GHz. La **Figura 22** muestra el modelo de distribución de energía en la captura de datos del sensor AMSR-E (36,5V). De esta forma se asignan pesos para la desagregación de los valores de la T_b en un punto de interés.

Para estudiar la relación entre las T_b y SWE a nivel de puntos de grilla se remuestrearon las T_b a resolución nativa a grillas de $0,05^\circ$. Asimismo, se generaron campos de mínima T_b de temporada. Finalmente, la **Figura 23** resume la metodología utilizada en el presente estudio, donde se muestra el dominio de trabajo, la zona de estudio, los canales seleccionados del sensor AMSR-E, la data procesada y la evaluación respectiva.

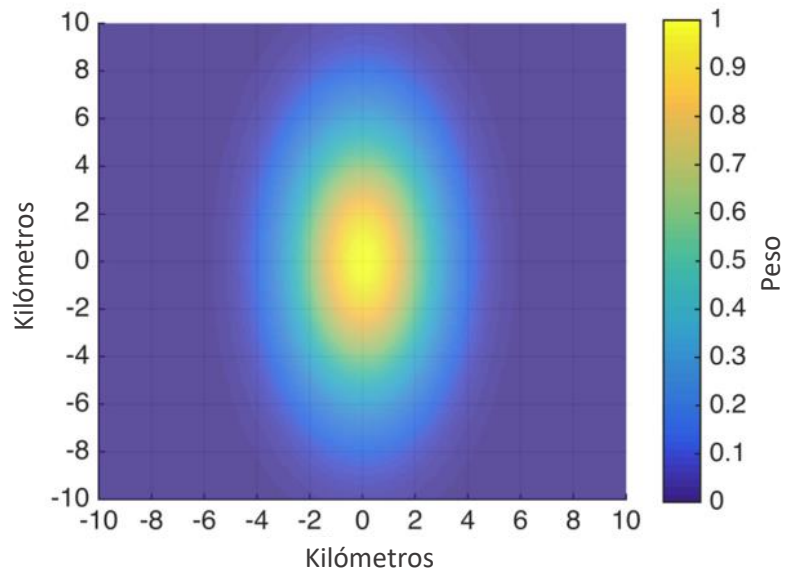


Figura 22. Modelo de distribución de energía del sensor AMSR-E, que ilustra los pesos en la desagregación de la Tb^{FOV} (36,5V)
Fuente: Li et al. (2017)

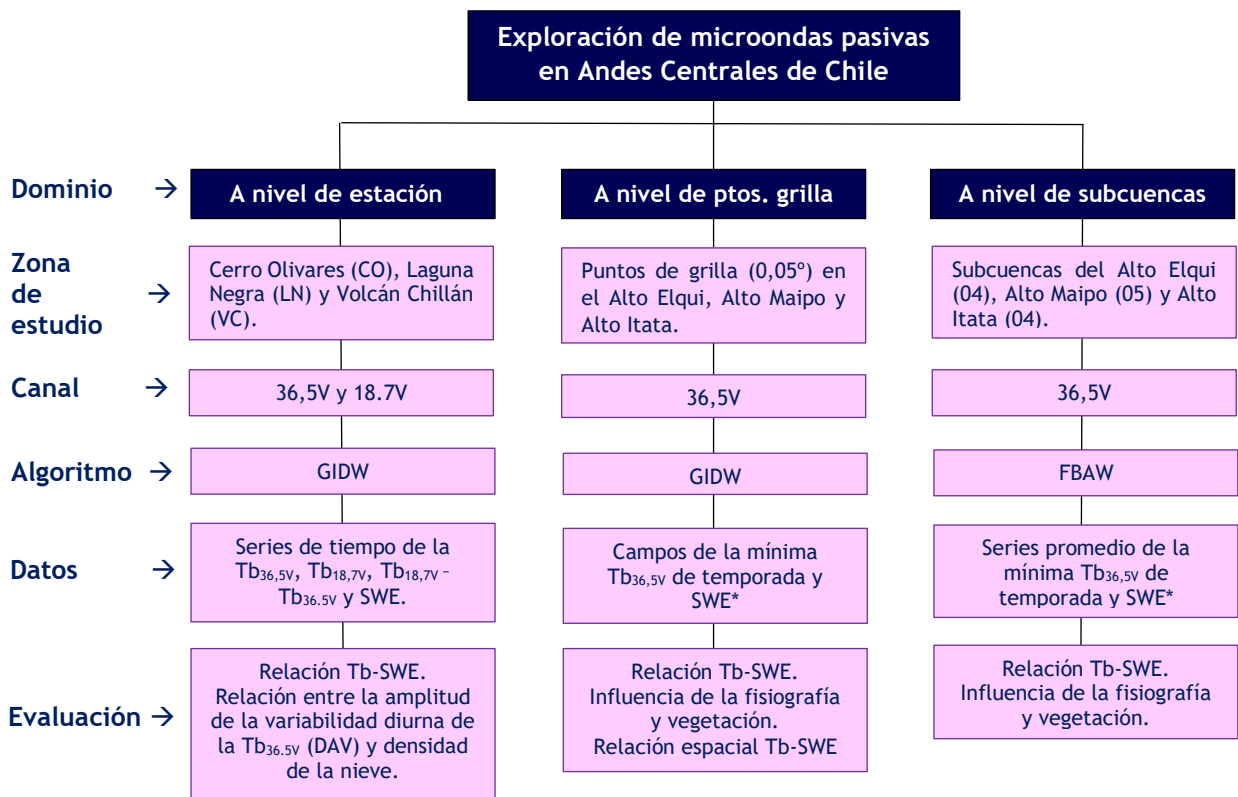


Figura 23. Esquema metodológico del análisis exploratorio de microondas pasivas en los Andes Centrales de Chile

V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA Tb

Se reconstruyeron las IFOV para todos los registros de la $Tb_{36.5V}$ del periodo de estudio. La evaluación de la variabilidad espacial y temporal de la Tb se realizó a su resolución nativa (Tb^{IFOV}). Se graficaron las footprints elípticas (14 km x 8 km) correspondientes a los registros del 15 de mayo, 15 de julio y 15 de setiembre de 2005, respectivamente; dentro del periodo de acumulación en las cuencas (mayo - setiembre). La **Figura 24** muestra las IFOV de la $Tb_{36.5V}$ para el periodo de ascenso (noche) sobre el Alto Elqui, Alto Maipo y Alto Itata, respectivamente. Los colores cálidos corresponden a valores altos de la Tb, mientras que los colores fríos dan cuenta de bajas temperaturas de brillo. Para comparar las Tb^{IFOV} entre cuencas se utilizó la misma paleta y escala de colores.

La variación espacial de las Tb^{IFOV} en el año hidrológico 2005/06 es ligeramente homogénea hacia mediados de mayo, y se incrementa hacia mediados de julio y setiembre. Existe un gradiente de Tb negativo de oeste a este que guarda relación inversa con la elevación (**Figura 13a**) y la acumulación nival en las cuencas en estudio (**Figura 17**). Esta variabilidad espacial está asociada a los cambios en las propiedades radiométricas de la superficie emisora, causada por la alta heterogeneidad de las propiedades físicas del manto de nieve en zonas de montaña. Por ejemplo, en el Alto Itata se observa una mayor variabilidad espacial de la Tb^{IFOV} pese a tener una superficie mucho menor respecto al Alto Elqui y Maipo (**Tabla 4**).

El incremento de la variabilidad temporal de las Tb^{IFOV} de mayo a setiembre de 2005 responde al aumento de la dispersión de las microondas, producto del incremento de la profundidad del manto nival y los tamaños de grano de la nieve. Por ejemplo, el Alto Maipo experimenta un descenso promedio (FBAW) de 30 K en la Tb del 15 de mayo al 15 de setiembre de 2005, frente a un incremento de 800 mm en el SWE promedio para el mismo periodo.

Para comparar la variabilidad espacio-temporal de las Tb^{IFOV} entre las cuencas en estudio se calculó la desviación estándar de la Tb (Std_{Tb}) a nivel espacial, para cada día del periodo abril 2002 – octubre 2011, considerando sólo las footprints ubicadas dentro de las cuencas de estudio. Luego se agruparon los valores diarios de la Std_{Tb} por meses del año hidrológico (abril - marzo), y se elaboraron boxplots respecto a cada mes, tal como se muestra en la **Figura 25**. Se observa un comportamiento estacional marcado de la Std_{Tb} en las 3 cuencas experimentales, con alta Std_{Tb} entre julio – diciembre; tal como es el caso del Alto Itata (gris oscuro), cuya Std_{Tb} en este periodo varía entre los 3 y 20 K.

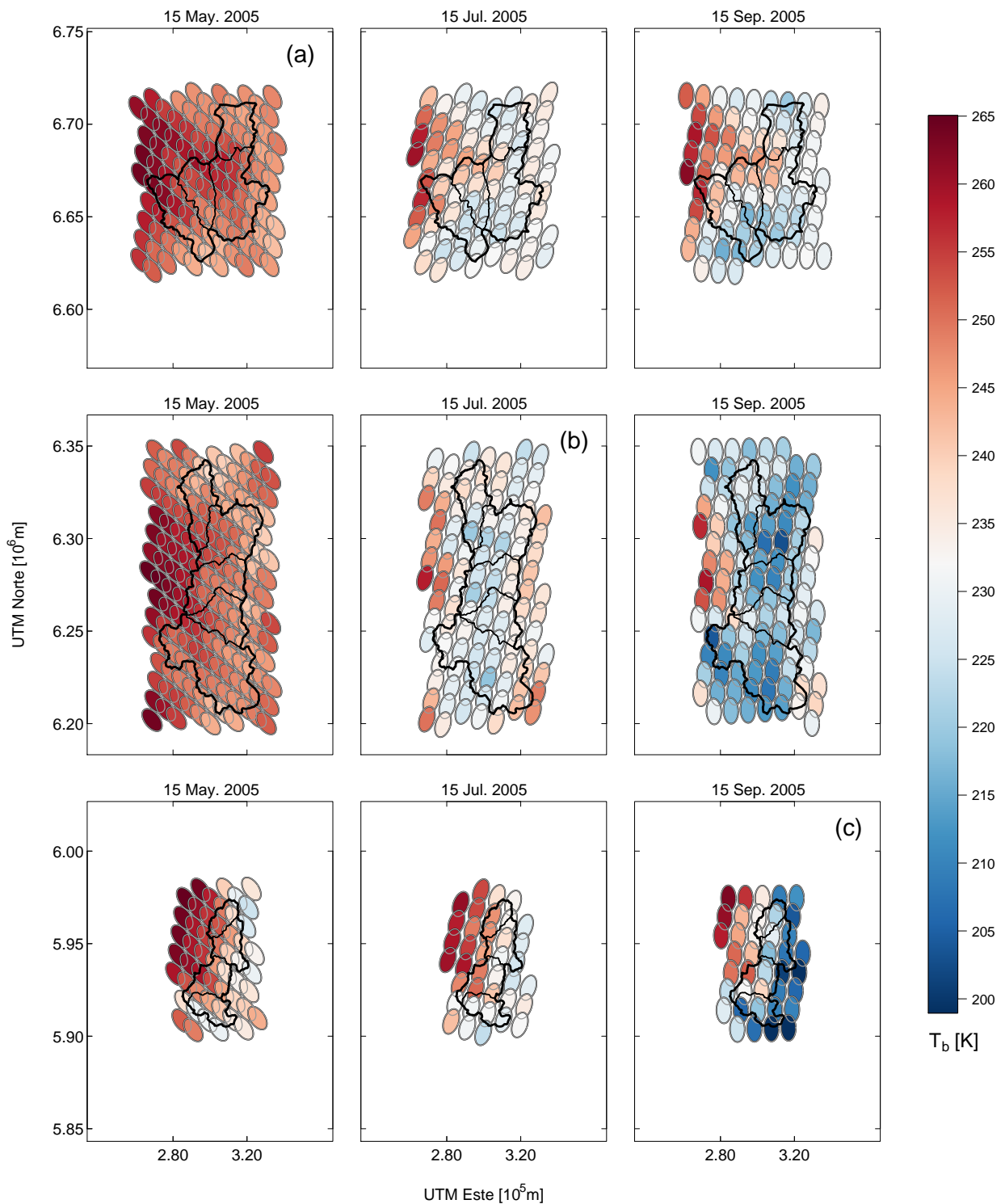


Figura 24. Temperatura de brillo (noche, 36,5V) registrada por el sensor AMSR-E sobre las cuencas altas del Elqui (a), Maipo (b) e Itata (c); durante el 15 de mayo (izquierda), 15 de julio (centro) y 15 de septiembre de 2005 (derecha). Las elipses (14 km x 8 km) corresponden a las footprints (IFOV) de L2A en la frecuencia de 36,5 GHz

La **Figura 25** muestra también que la mayor variabilidad espacial de la T_b (altos valores de Std_{T_b}) en la cuenca del Alto Itata ocurre en el mes de septiembre, mientras que en el Alto Elqui y Alto Maipo se da en octubre y noviembre, respectivamente. Una alta variabilidad espacial de la T_b da cuenta de cambios abruptos en la superficie emisora de microondas en toda la cuenca. En ese sentido, el incremento de la Std_{T_b} en el Alto Itata, con anterioridad respecto a las cuencas del Elqui y Maipo, podría estar asociado a la presencia de mayor cobertura vegetal en esta cuenca (>10%), y nieve más húmeda dada las bajas elevaciones existentes (Cai et al., 2017), menores a los 3000 msnm.

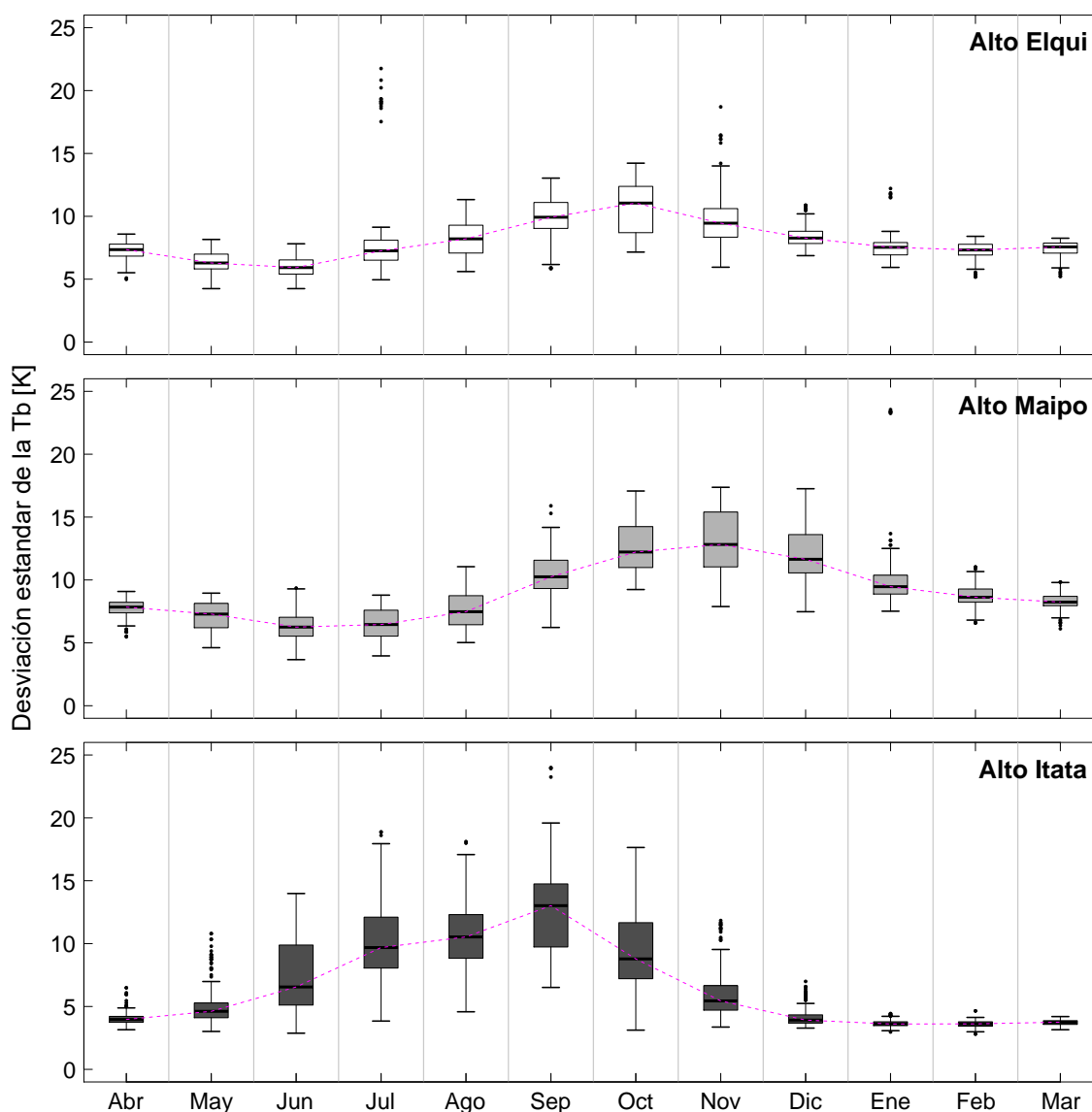


Figura 25. Variación estacional de la desviación estándar de la temperatura de brillo (noche, 36,5V) en las cuencas altas del Elqui, Maipo e Itata. Cada boxplot corresponde a los valores diarios de la Std_{T_b} agrupados para cada mes del año hidrológico (abril - marzo)

5.2. EXPLORACIÓN A NIVEL DE ESTACIÓN

5.2.1. Relación entre la Tb y SWE en las frecuencias de 18,7 y 36,5 GHz

Para comparar la sensibilidad de las Tb en los canales de alta (36,5V) y baja (18,7V) frecuencia de AMSR-E, frente a las variaciones de SWE (extraídos del reanálisis) en las estaciones: CO, LN y VN (ver detalles en **Tabla 5**); se graficaron los diagramas de dispersión de la $Tb_{36,5V}$ y $Tb_{18,7V}$ respecto al SWE del periodo abril 2002 – octubre 2011, tal como se muestra en la **Figura 26**.

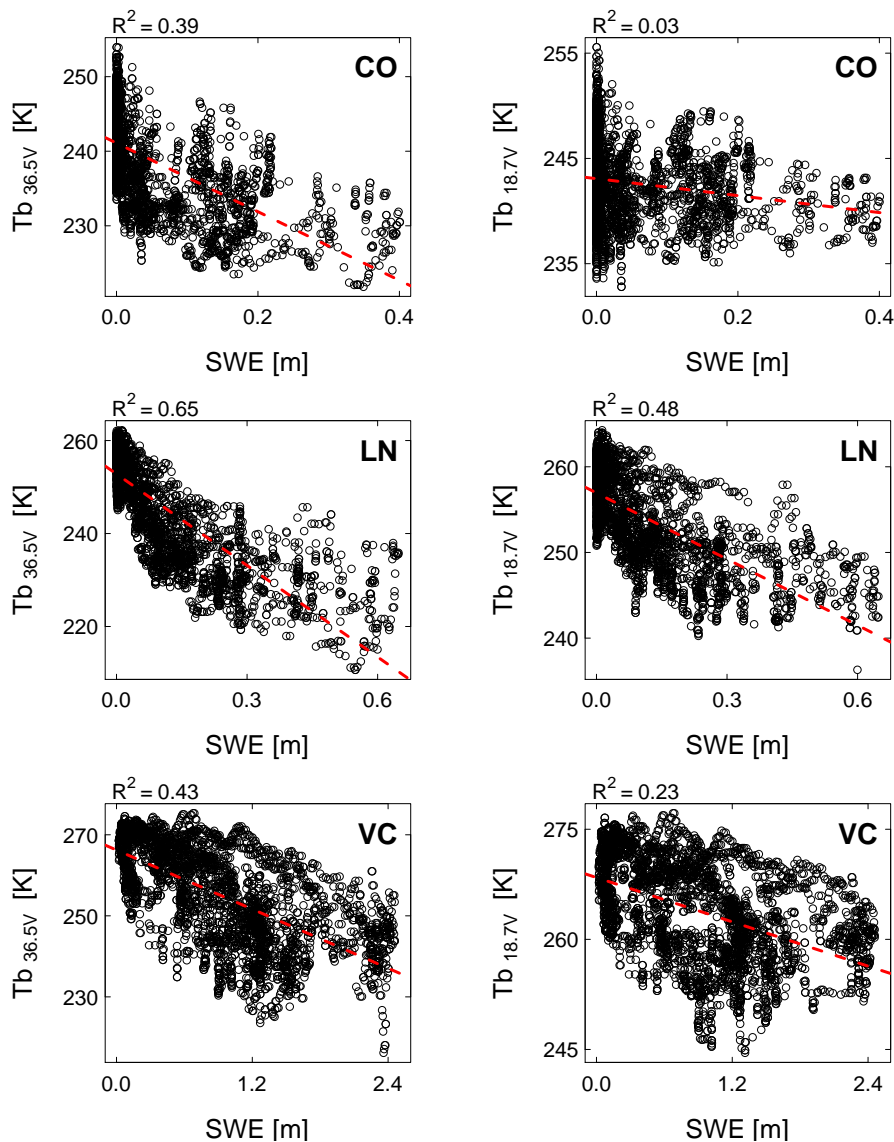


Figura 26. Relación entre la Tb (noche) de 36,5V y 18,7V respecto al SWE extraído del reanálisis para los puntos de estación: Cerro Olivares (CO), Laguna Negra (LN) y Volcán Chillán (VC). La línea roja segmentada corresponde a la recta de mejor ajuste

Se evidencia la relación inversa existente ambas variables. Esta alta heterogeneidad de la Tb-SWE a nivel de estación se debe a los cambios temporales en las

propiedades de la nieve (e.g. tamaño de grano, densidad, profundidad, etc.), que afectan la dispersión y atenuación de microondas hacia la atmósfera. Adicionalmente, puede estar influenciada por las diferentes resoluciones espaciales de los productos de Tb (14 km x 8 km) y SWE (0,05°), y su escalamiento a nivel de estación. Por último, está asociado también a la saturación de la señal de microondas a mayores profundidades del manto de nieve, y el incremento de la emisividad de microondas durante periodos de derretimiento.

La relación Tb-SWE es heterogénea para los 3 puntos de estación evaluados. Por ejemplo, la amplitud de la variación de la Tb_{36,5V} en LN (50 K) es mayor respecto a las estaciones CO y VC (30 K); mientras que, en esta última estación, el umbral superior de la Tb_{18,7V} (278 K) y Tb_{36,5V} (272 K) es mayor comparado con LN y VC. Los valores de la Tb en los 36,5 GHz son siempre menores comparado con los de 18,7 GHz. Esto se debe a la mayor atenuación de las microondas emitidas en esta frecuencia. No obstante, la señal de 18,7 GHz tiene la capacidad de penetrar mayores profundidades del manto de nieve. Por ejemplo, en LN, la Tb_{18,7V} superior a los 500 mm de SWE es menos dispersa comparada a la Tb_{36,5V}.

La **Figura 26** muestra menor dispersión de la relación de la Tb-SWE en el punto de estación LN, tanto en la frecuencia de 36,5 GHz ($R=-0,81$) como en los 18,7 GHz ($R=-0,70$). Además, comparado a la Tb_{18,7V}, la Tb_{36,7V} presenta mejores coeficientes de correlaciones ($R<-0,62$) para todos los puntos de estación. En ese sentido, la frecuencia de 36,5 GHz es más sensible a los cambios del SWE, por lo que tiene mayor potencial para el monitoreo de la profundidad del manto (en términos de equivalente en agua).

5.2.2. Relación entre la densidad de la nieve y la oscilación diurna de la Tb

La emisión de microondas desde la superficie se ve atenuada por la variación de los parámetros físicos del manto de nieve, tales como el crecimiento de los granos de nieve y la densificación del manto nival. La variación diurna de la Tb está asociada a la metamorfosis que sufre la nieve por procesos de derretimiento-recongelamiento. En ese sentido, la oscilación diurna de la Tb (DAV) durante el día y la noche da cuenta de los cambios en las propiedades radiométricas del manto de nieve (e.g. emisión y dispersión). La **Figura 27** muestra las series temporales de la Tb (36,5V, noche) y DAV (en K), extraídas para las estaciones de monitoreo CO, LN y VC. Las densidades de la nieve (en kg/m³) registradas en estas estaciones se grafican sobre las series de DAV.

Las series de Tb (noche, 36,5V) obtenidas para cada estación (GIDW) muestran un comportamiento estacional e interanual marcado; con mayor variabilidad - en términos de la desviación estándar de la serie- en las estaciones VC (12,11 K) y LN (11,61 K), respecto a CO (6,14 K). Asimismo, en la estación VC se presentan los mayores valores de la Tb (272 K). Las series del DAV presentan fuertes ciclos anuales y alta variabilidad diaria en todas las estaciones. La desviación estándar del DAV es

ligeramente mayor en las estaciones VC (8,31 K) y LN (8,10 K), respecto a CO (7,03 K). Se evidencia también fuertes saltos del DAV en LN y VC, que coinciden fuertes descensos de la Tb (noche).

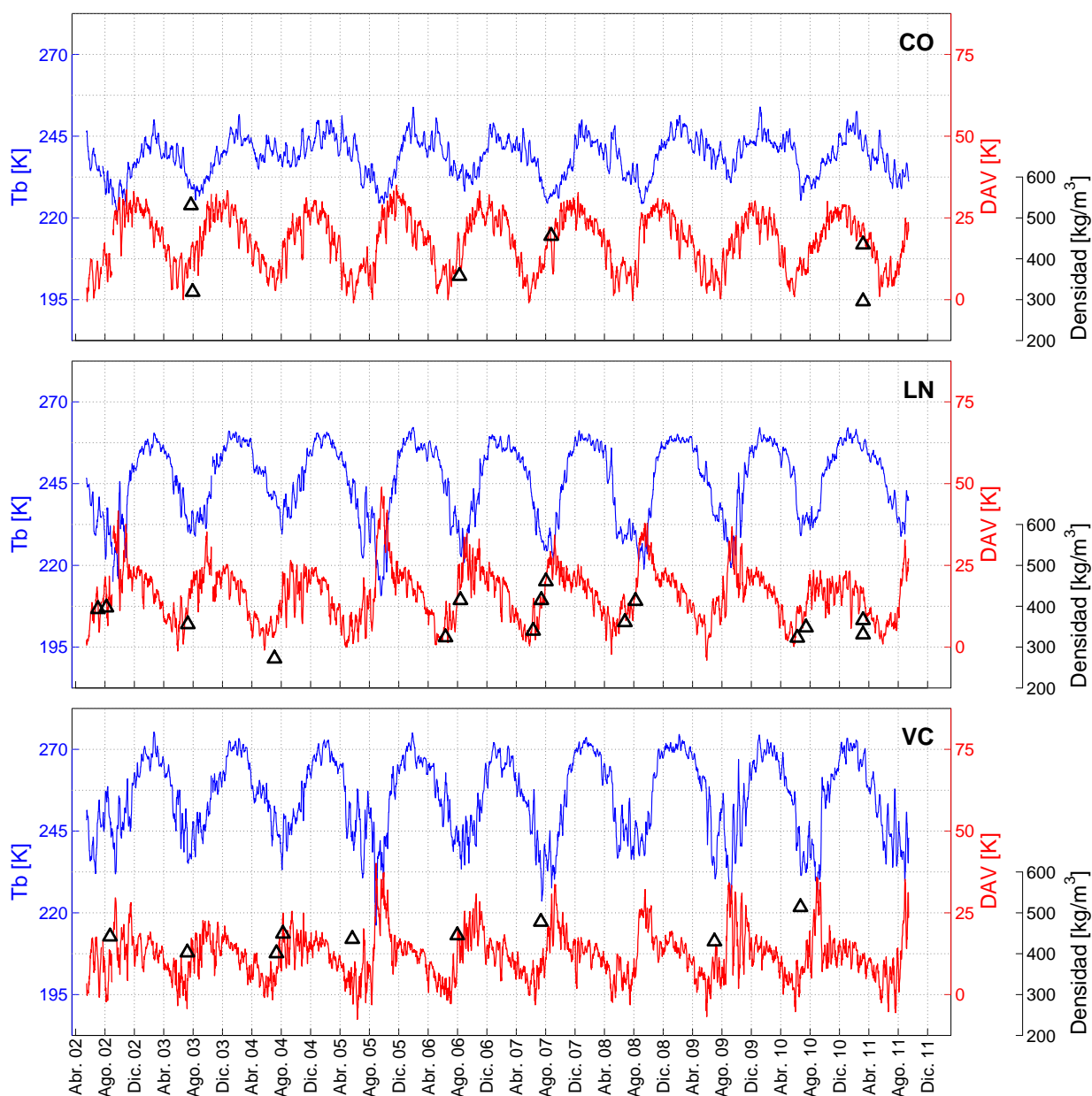


Figura 27. Temperatura de brillo (noche, 36,5V), amplitud de la variación diurna de la Tb (DAV) y densidad de la nieve en los puntos de estación: Cerro Olivares (CO), Laguna Negra (LN) y Volcán Chillán (VC)

Por su parte, la densidad media de la nieve es mayor en VC (450 kg/m^3) respecto a CO (400 kg/m^3) y LN (368 kg/m^3). Es importante precisar que, si bien los registros de densidad son escasos comparados a la Tb y DAV, la **Figura 27** muestra un cierto grado de asociación entre la variación del DAV y la densidad de la nieve. Por ejemplo,

en el año hidrológico 2007/08, el crecimiento del DAV en LN durante junio a septiembre guarda relación con un incremento de la densidad de 340 kg/m³ (29/06/2007) a 461 kg/m³ (21/08/2007).

La **Figura 28** da cuenta de la relación entre el DAV respecto a los registros de densidad de la nieve en las estaciones en estudio. En LN se observa una relación lineal y directa entre la densidad y el DAV, con un R² de 0,49. Sin embargo, en VC y CO, esta asociación es muy débil (R² ≤ 0,15) y más dispersa, e incluso, en CO, existe cierto grado de asociación inversa entre ambas variables. Ciclos de derretimiento-recongelamiento causan cambios directos en el tamaño de grano, en indirectamente de la densidad de la nieve. No obstante, la asociación de ambas variables no es clara, y podría deberse en cierta medida a la baja cantidad de registros de densidad, el escalamiento del producto L2A (87,9 km²) a nivel de estación, y la variabilidad subpíxel en las IFOV (14 km x 8 km). de la Tb. Con respecto a la relación entre la Tb (noche) y la densidad de la nieve, se encontraron valores de R² de 0,38 en LN, 0,32 en VC, y 0,12 en CO. No obstante, a diferencia del DAV, la asociación entre ambas variables es siempre inversa. Esto se explica porque a mayores densidades de la nieve, la dispersión y atenuación de las microondas emitidas se intensifica. Ello se traduce en un descenso en la Tb durante la noche, cuando la nieve se encuentra congelada.

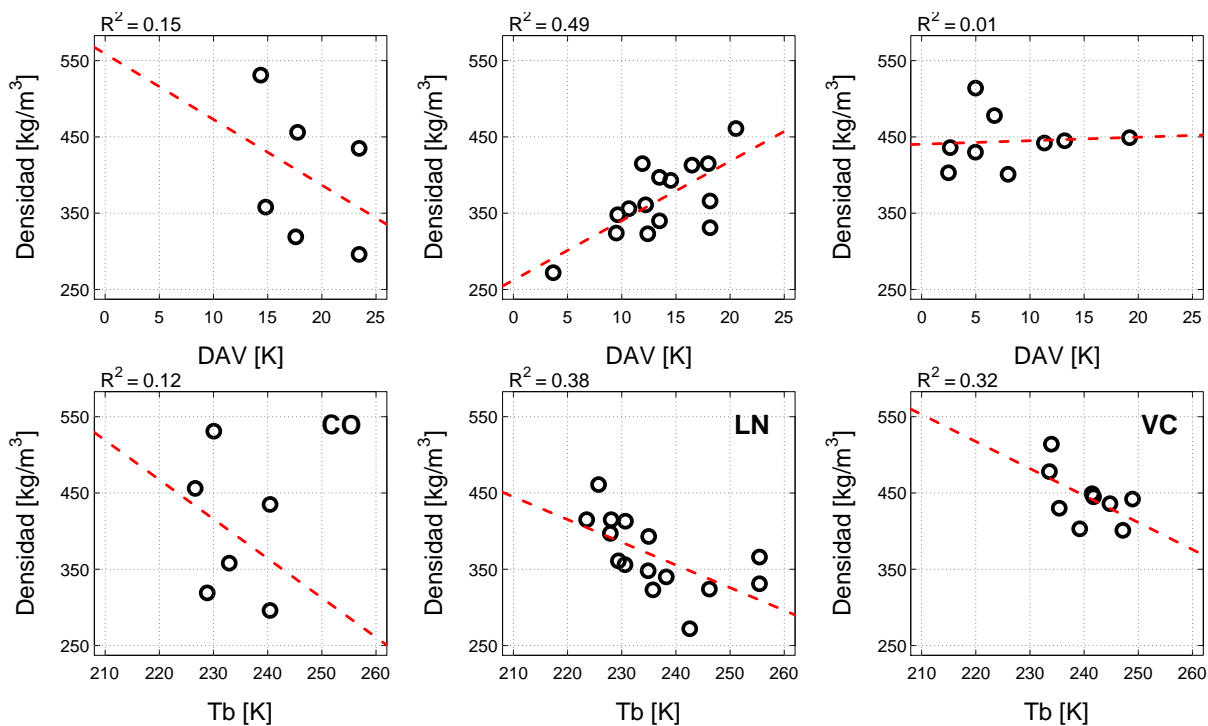


Figura 28. Variación de la densidad de la nieve respecto a la amplitud diurna de la Tb (DAV) y temperatura de brillo (noche, 36,5V) en las estaciones: Cerro Olivares (CO), Laguna negra (LN) y Volcán Chillán (VC). La línea roja corresponde a la recta de mejor ajuste de la RLS

5.3. EXPLORACIÓN A NIVEL DE PUNTOS DE GRILLA (REANÁLISIS)

5.3.1. Relación entre la mínima Tb de temporada y SWE concurrente

Se exploró la sensibilidad de las microondas frente a las variaciones interanuales del SWE a escala de puntos de grilla en las cuencas altas del Elqui, Maipo e Itata. Las celdas utilizadas son las mismas del reanálisis SWE ($0,05^\circ$), por lo que se remuestreó la Tb^{IFOV} mediante el algoritmo GIDW (Tb^{GIDW}). La **Figura 29** muestra los mapas de correlaciones entre la mínima Tb^{GIDW} de cada temporada y el SWE concurrente a estas (SWE^*), para las 3 cuencas experimentales en los Andes Centrales de Chile. Los resultados muestran valores de $R \leq -0,80$ en gran parte de las cuencas altas del Elqui y Maipo. Hacia la zona central del Alto Elqui existen correlaciones entre $-0,95$ y $-0,80$; mientras que en el Alto Maipo se alcanzan altas correlaciones ($R > 0,80$) hacia el sector norte. En el Alto Itata se presentan bajas correlaciones negativas ($R < -0,50$) en gran parte de la cuenca, a excepción del sector norte donde se evidencian correlaciones positivas no mayores a $0,40$.

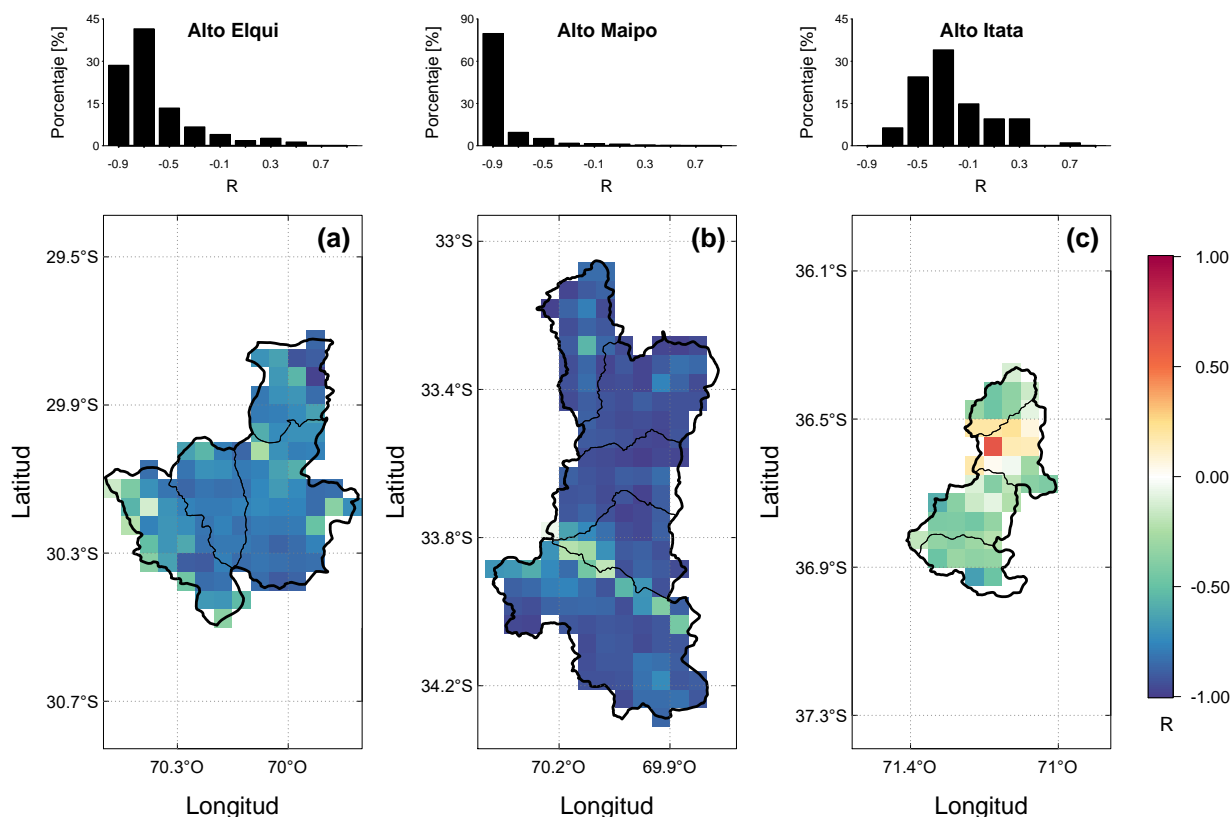


Figura 29. Mapa de correlaciones (R) entre la mínima Tb (noche, 36,5V) de cada temporada y los valores concurrentes de SWE (SWE^*) para las cuencas altas del Elqui (izquierda), Maipo (centro) e Itata (derecha)

Adicionalmente, a nivel de puntos de grilla se observa alta variabilidad de la relación Tb-SWE. Este comportamiento responde a la heterogeneidad de las propiedades radiativas del manto de nieve en zonas de montaña. Se comprueba que en el Alto

Maipo los registros de la Tb a 36,5 GHz (noche) son más sensibles a los cambios interanuales de SWE.

5.3.2. Influencia de la fisiografía y vegetación en la relación Tb-SWE

La relación entre los R^2 obtenidos en la evaluación interanual de la Tb-SWE, y las variables fisiográficas (elevación, pendiente y orientación mostradas en la **Figura 14**) y cobertura vegetal (**Figura 15**), se muestra en la **Figura 30**. Las barras verticales corresponden a la media del parámetro evaluado +/- su desviación estándar, para intervalos regulares previamente definidos. En el caso de la elevación (msnm) se tomó un intervalo de cada 500 m, mientras que para la pendiente ($^{\circ}$), orientación ($^{\circ}$) y cobertura vegetal (%) se consideraron intervalos de 2° , 20° y 2,5%, respectivamente. A nivel de puntos de grilla, los resultados muestran la existencia de una relación directa entre el R^2 y la elevación. Se observa también que celdas con elevaciones superiores a los 3000 msnm presentan R^2 mayores a 0,50.

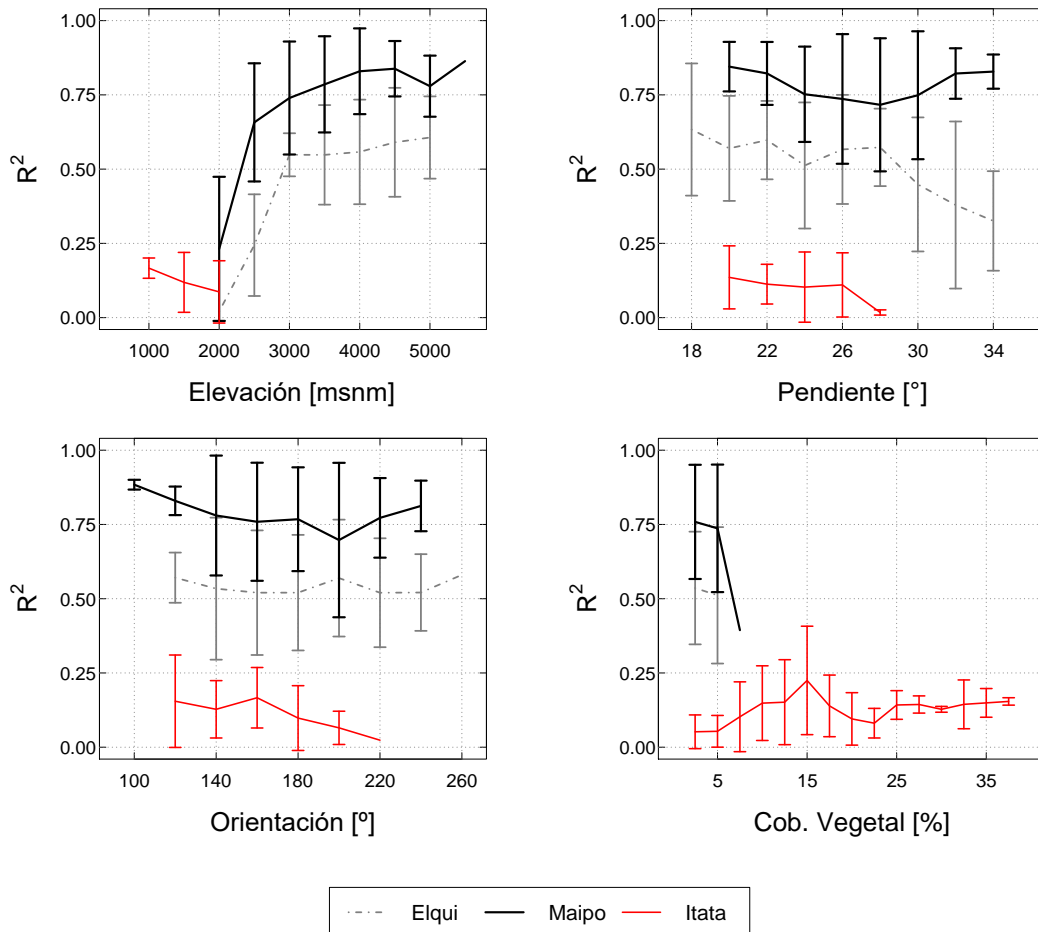


Figura 30. Variación del coeficiente de determinación (R^2) entre la Tb-SWE* a nivel de puntos de grilla ($0,05^{\circ}$), respecto a la fisiografía (elevación, pendiente y orientación) y cobertura vegetal en las cuencas altas del Elqui, Maipo e Itata. Las barras verticales corresponden a la media +/- la desviación estándar del parámetro correspondiente, para intervalos regulares definidos

En el caso de la pendiente y orientación (con 0° fijado al norte y sentido horario) se observa una relación decreciente entre el R^2 y estas variables, pero sin llegar a observarse un patrón dominante. La influencia de la cobertura vegetal es poco significativa a nivel de puntos de grilla. Esto podría deberse a la baja muestra de celdas con presencia de vegetación en el Alto Elqui y Alto Maipo. Finalmente, los resultados muestran que en puntos de grilla a más de 3000 msnm, la elevación es una variable dominante en la sensibilidad de las T_b (noche, 36,5V) frente variaciones interanuales del SWE; mientras que la pendiente, orientación y vegetación tienen baja influencia en la heterogeneidad de la T_b -SWE*. Además, la baja sensibilidad de las T_b en celdas por debajo de los 3000 msnm se explicaría por la presencia de nieve más húmeda a bajas altitudes (Cai et al., 2017).

5.3.3. Relación espacial entre la mínima T_b de temporada y SWE concurrente

Para evaluar la relación espacial e interanual de la T_b (noche, 36,5V) y SWE a nivel de puntos de grilla, se generaron compuestos para los campos de mínima T_b , y valores de SWE concurrentes a la mínima T_b (SWE*). Los campos de mínima T_b se construyeron seleccionando, para cada punto de grilla, la mínima temperatura de brillo de cada temporada (10 temporadas en el periodo 2002/03 - 2011/12). De igual manera se generaron los campos de SWE*.

Con la finalidad de evaluar temporadas con diferentes niveles de emisión de microondas e identificar más de una relación espacial de la T_b -SWE* - según niveles de acumulación - se clasificaron las temporadas de los campos de mínima T_b mediante el agrupamiento no jerárquico k-means. La selección del número adecuado de grupos se realizó evaluando la suma de cuadrados dentro de los grupos (SSW). Esta métrica permite conocer el nivel de cohesión existente entre grupos. Es decir, un bajo SSW indica mayor grado de similitud entre elementos (temporadas) de un mismo grupo. Mientras más alto sea el SSW, mayor será el error de la clasificación.

La **Figura 31** muestra la variación del SSW respecto al número de grupos conformados para los campos de mínima T_b en las cuencas altas del Elqui, Maipo e Itata, respectivamente. Los resultados muestran un punto de inflexión del SSW cuando el N° de grupos es 3, por lo que se seleccionó este valor como adecuado para la clasificación. Asimismo, los campos de SWE* se agruparon en función de la conformación de grupos para la mínima T_b . Es decir, si la temporada 1 y 3 conformasen el Grupo 1 para la mínima T_b , se seleccionarán también estas temporadas para conformar el Grupo 1 del SWE*. Posteriormente, los compuestos de mínima T_b y SWE* de cada grupo se generaron promediando los valores para las temporadas que conforman un mismo grupo.

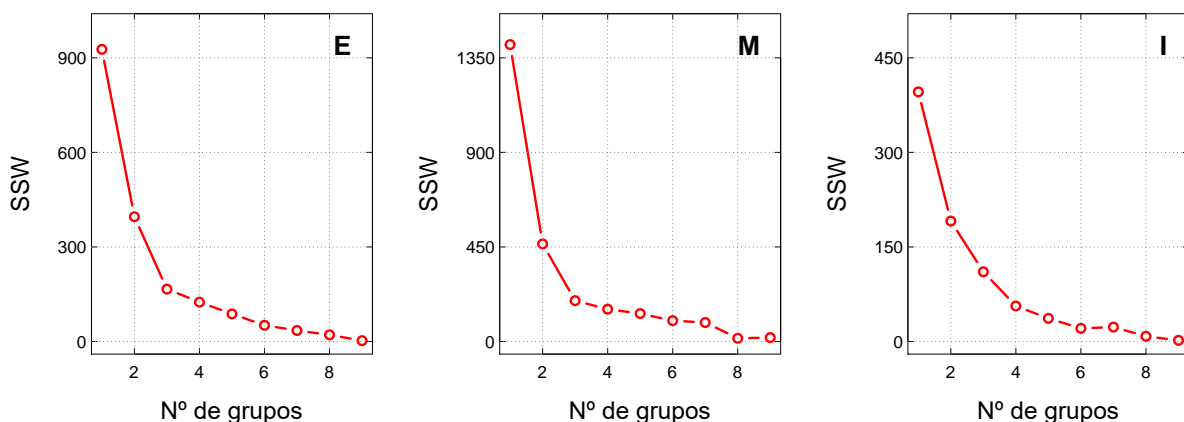


Figura 31. Variación de la suma de cuadrados dentro de los grupos (SSW) respecto al número de grupos generados mediante la clasificación no jerárquica k-means, para los campos de mínima Tb de cada temporada (2002/03-2011/12) en las cuencas altas del Elqui (E), Maipo (M) e Itata (I)

La **Figura 32** muestra la relación espacial entre la mínima Tb y SWE* para los compuestos correspondientes a los 02 primeros grupos con mayor número de miembros (temporadas). Los círculos en cada diagrama de dispersión corresponden a representar las celdas (0,05°) para las cuencas altas del Elqui, Maipo e Itata, respectivamente. En la parte superior se indica el Nº de celdas que conforman cada cuenca, así como el Nº de temporadas (01 campo por temporada) que conforman cada grupo, y cuyos valores fueron promediados para la generación de cada compuesto.

En ambos compuestos del Alto Elqui la Tb alcanza una máxima de 252 K; sin embargo, en C-1 el umbral inferior es de 210 K, en comparación a los 218 K de C-2. Esto es debido a que C-1 agrupa años hidrológicos húmedos, caracterizados por mayores acumulaciones en la cuenca; mientras que en C-2 se agrupan años secos (e.g. SWE<20cm). En ambos casos se observa un comportamiento lineal e inverso entre ambas variables a nivel espacial. El compuesto C-1 del Alto Maipo está asociado a años hidrológicos con baja acumulación o secos (e.g. SWE<90 cm), mientras que C-2 está relacionado con años de alta acumulación en la cuenca. En el caso del Alto Itata los compuestos C-1 y C-2 no permiten una clara diferenciación respecto al tipo de año hidrológico en términos de los niveles de acumulación en la cuenca.

Tanto en el Alto Maipo como Alto Itata se incrementa la dispersión espacial entre la Tb y SWE*, especialmente entre los 225 - 235 K. Este comportamiento ocurre sobre acumulaciones mayores a los 50 cm de SWE aproximadamente, y daría cuenta de la saturación de la señal de las Tb a partir de estas acumulaciones.

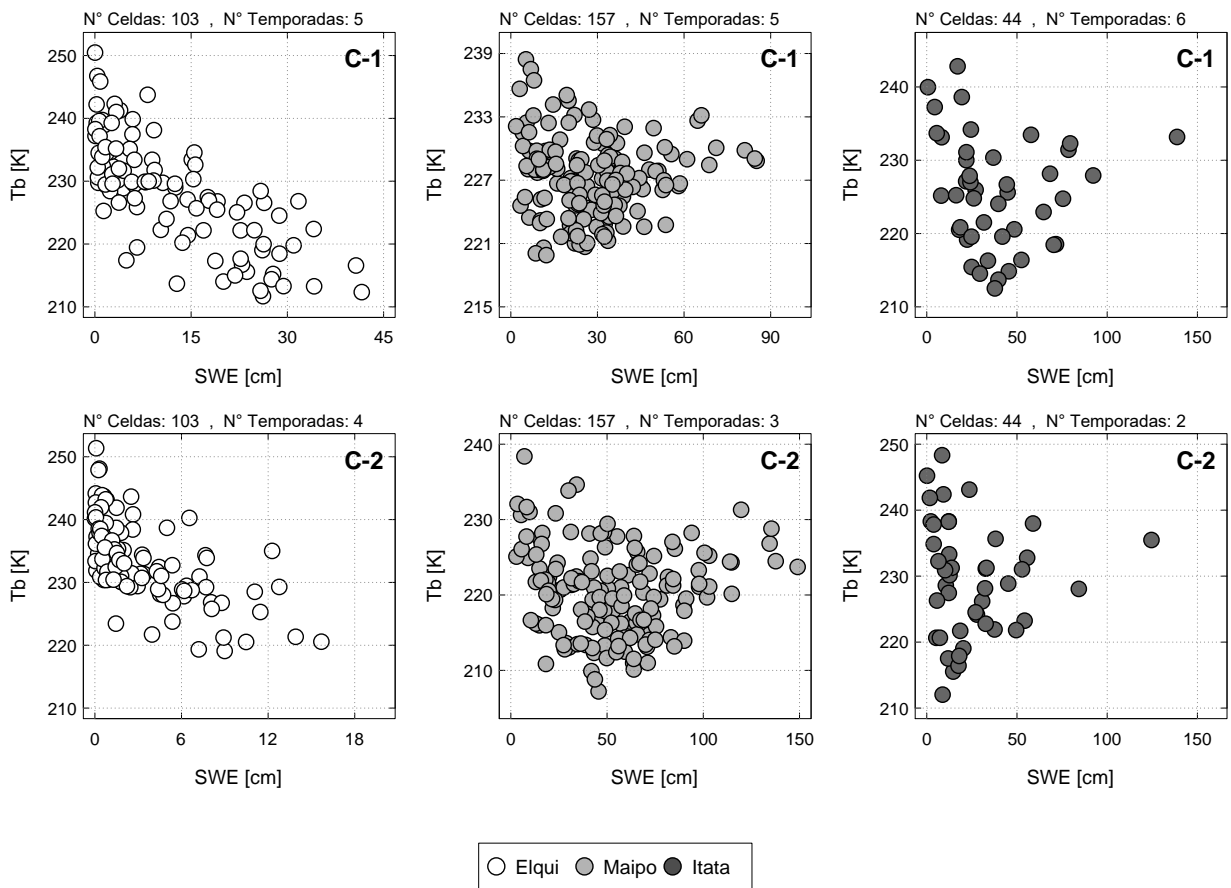


Figura 32. Relación espacial entre la mínima Tb (noche, 36,5V) de cada temporada y valores concurrentes de SWE para celdas (0,05°) de los compuestos de mínima Tb y SWE*, generados para los 02 primeros grupos con mayor número de miembros (temporadas) en las cuencas altas del Elqui, Maipo e Itata

5.4. EXPLORACIÓN A NIVEL DE SUBCUENCAS

5.4.1. Series temporales de la Tb y SWE

La serie de datos crudos de la Tb a escala de subcuencas posee alta variabilidad diaria asociada a los efectos de ruido mecánico y digital del sensor, la contribución atmosférica en la radiación de microondas (~5 K) y la incertidumbre en la calibración de los instrumentos (Li et al., 2012). Para remover esta variabilidad se filtraron los datos usando una media móvil de 07 días (Tb^{FBAW}). Las series suavizadas resultantes (no mostrada) presentan fuertes ciclos anuales, cuya oscilación guarda relación con los periodos de acumulación y derretimiento en las subcuencas en estudio. La relación entre la Tb^{FBAW} y SWE promedio para las subcuencas Incahuas (E3), Yeso (M3) y Ñuble I (I3) se muestra en la **Figura 33**. Se observa un comportamiento inverso entre ambas variables, obteniéndose un R^2 de 0,67 en la subcuenca M3, y valores de 0,59 y 0,52 en I3 y E3, respectivamente. La **Figura 34** muestra las series temporales de Tb y SWE para las mismas subcuencas. Las mínimas Tb^{FBAW} de cada temporada (abril - marzo) tienen una fuerte correspondencia con los máximos SWE respectivos. La magnitud de la mínima Tb de temporada guarda relación con los niveles de

acumulación para esos años. Por ejemplo, el máximo SWE promedio en la subcuenca M3 (800 mm), ocurrido en el año hidrológico 2005/06, coincide con la ocurrencia de la mínima T_b^{FBAW} de toda la serie (212 K).

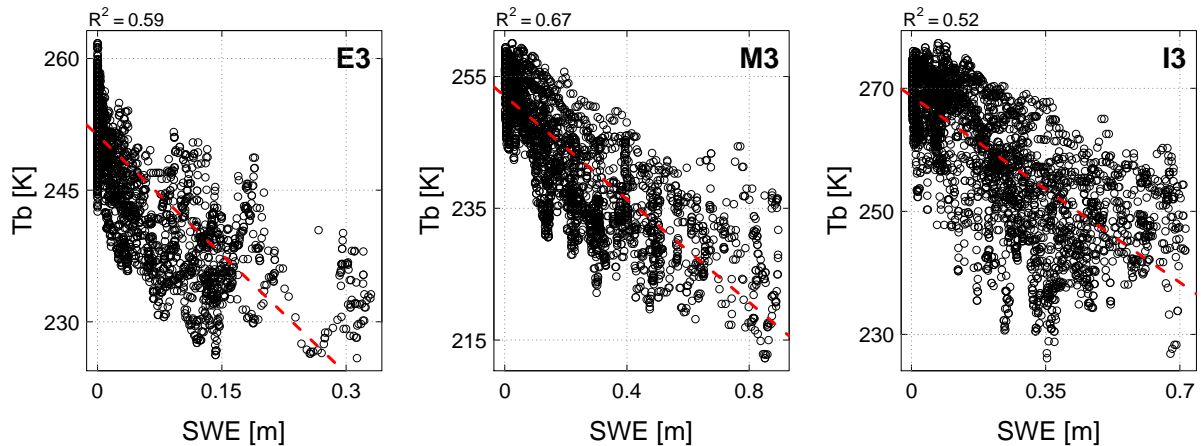


Figura 33. Relación entre la temperatura de brillo (noche, 36.5V) y SWE promedio para las subcuencas: Incahuas (E3), Yeso (M3) y Ñuble I (I3); durante el periodo 2002/03 – 2011/12. La línea roja segmentada corresponde a la recta de mejor ajuste

No obstante, en casos como la subcuenca E3, se produce un notable desfase entre el máximo SWE y la mínima T_b^{FBAW} de temporada. De acuerdo con lo encontrado en Li et al. (2012), este desfase podría explicarse por procesos como el derretimiento incipiente (Ramage et al., 2007), cuyo ciclo diario de derretimiento-recongelamiento provoca la formación de lentes de hielo en la superficie y dentro del manto nival, que contribuyen al descenso de la T_b posterior a la ocurrencia del máximo SWE de temporada.

En la **Figura 34** se observa que el comportamiento de las series de T_b^{FBAW} entre subcuencas es heterogéneo. En la subcuenca E3, ubicada en la zona norte de los Andes Centrales de Chile, la T_b^{FBAW} tiene una amplitud de 30 K, una mínima de 225 K (2002/03), y máxima de 260 K (2005/06). Por otro lado, en el año hidrológico 2004/05, la mínima T_b (245 K) coincide con las bajas acumulaciones presentes en ese mismo año. En la subcuenca M3, la oscilación de la T_b (40 K) aumenta respecto a E3; mientras que, en toda la serie, las mínimas T_b de cada temporada se encuentran por debajo de los 230 K. En el caso de la subcuenca I3, se vuelve a incrementar la oscilación de la T_b (50 K), junto con su variabilidad estacional y sus valores máximos (> 270 K).

Los resultados muestran alta mayor oscilación de la T_b (noche, 36,5V) en la cuenca alta del Itata. De acuerdo con lo encontrado a nivel de estación, en VC, el manto nival

de las subcuencas del Alto Itata (e.g. I3) estaría conformado por nieve húmeda, la cual emite mayor radiación de microondas.

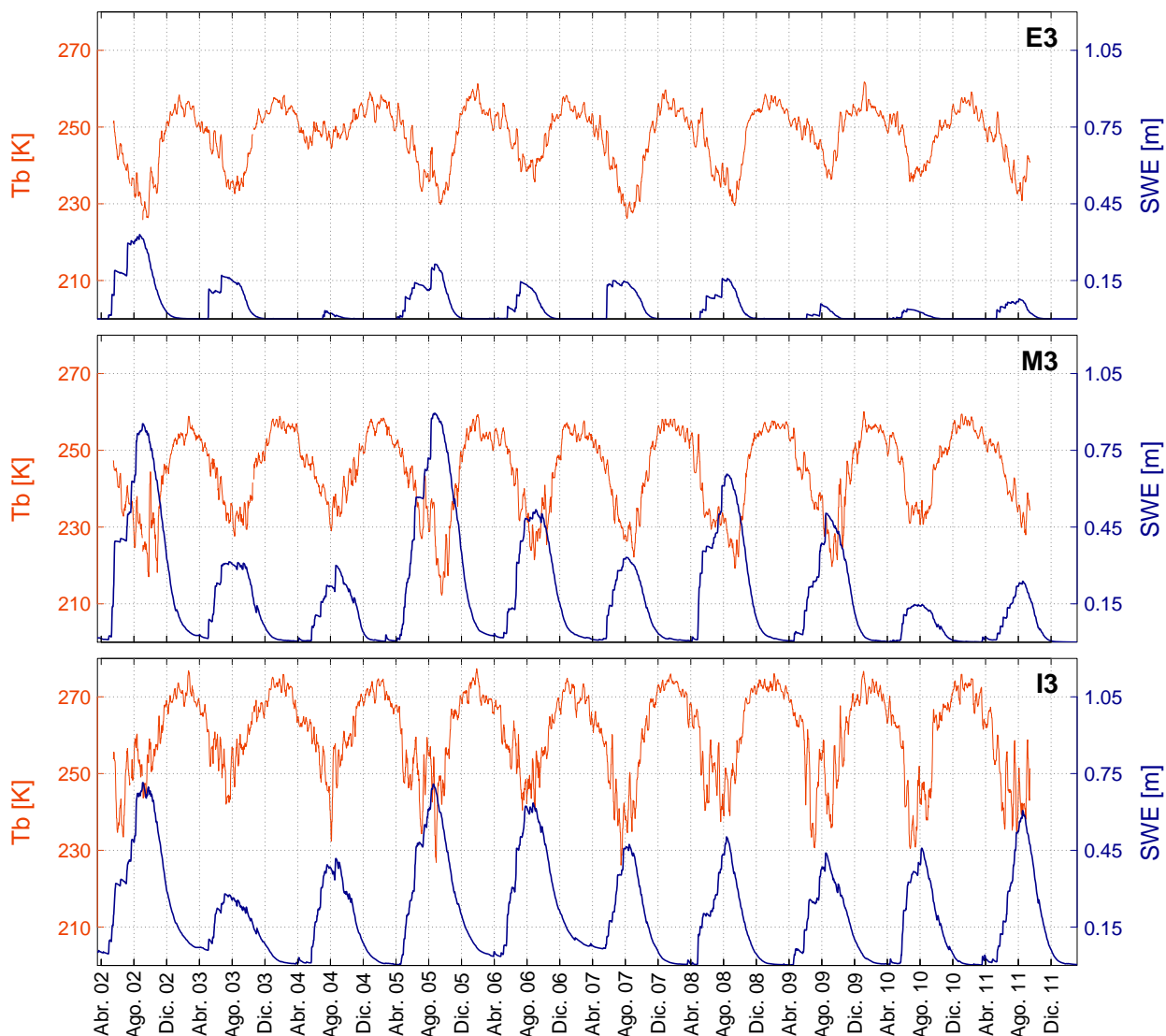


Figura 34. Temperatura de brillo (noche, 36.5V) a escala de subcuenca (FBAW) y SWE promedio en las subcuencas Incahuas (E3), Yeso (M3) y Nuble I (I3) durante el 01 de abril de 2002 – 31 de marzo de 2012

Adicionalmente, se calculó la diferencia en días entre la ocurrencia del máximo SWE y la mínima Tb^{FBAW} de cada temporada (Δt_{SWE-Tb}). Los valores de Δt_{SWE-Tb} para las 10 temporadas - en cada una de las 13 subcuencas en estudio - se muestran en diagramas boxplot de la **Figura 35**. Valores positivos de Δt_{SWE-Tb} indican que la mínima Tb ocurre antes del máximo SWE, mientras que valores negativos indican lo contrario. En subcuencas del Alto Elqui y Alto Maipo la mínima Tb de temporada ocurre después de la máxima acumulación, mientras que, en la cuenca alta del Alto

Itata, la mínima T_b de temporada se da predominantemente antes del máximo SWE. Se observa también que la Δt_{SWE-T_b} sigue un gradiente latitudinal marcada; con desfases negativos hacia el centro-norte, y positivos hacia el extremo sur de los Andes Centrales de Chile. Este comportamiento guarda relación con la distribución altitudinal y de la vegetación en los Andes de Chile Central (**Figura 13**); sin embargo, podría estar también influenciado por la presencia de nieve húmeda en las subcuencas de la zona sur, dadas sus bajas elevaciones (<3000 msnm). Adicionalmente, la mayor presencia de vegetación en estas subcuencas (**Figura 15**) distorsiona notablemente en la relación T_b -SWE (Cai et al., 2017).

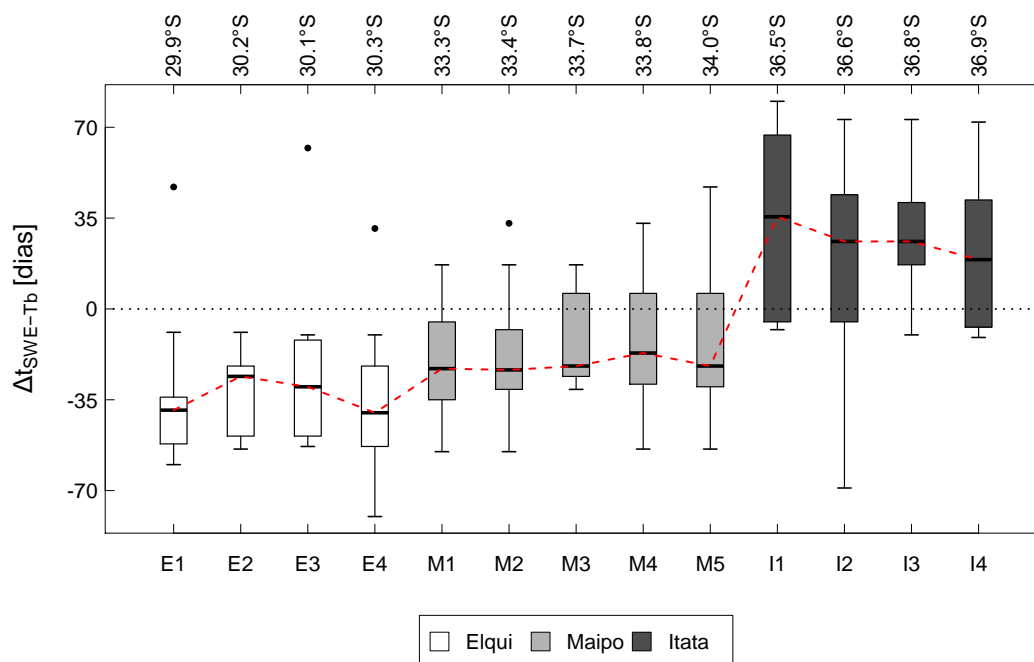


Figura 35. Variación del tiempo de ocurrencia (Δt_{SWE-T_b}) entre el máximo SWE y la mínima T_b (36,5V) de temporada en las subcuencas altas del Elqui, Maipo e Itata

5.4.2. Relación entre la mínima T_b de temporada y SWE concurrente

La sensibilidad de la temperatura de brillo con respecto a las variaciones interanuales del SWE, a escala de subcuencas, se muestra a través de diagramas de dispersión en la **Figura 36**. Existe una relación lineal e inversa entre la mínima T_b^{FBAW} (noche, 36,5V) de temporada y los valores de SWE correspondientes al día de ocurrencia de la mínima T_b (SWE^*). Para verificar la relación entre ambas variables se construyeron modelos de Regresión Lineal Simple (RLS) para cada set de datos, cuyos resultados se muestran en la **Tabla 6**. De este modo se obtuvieron coeficientes de determinación (R^2) mayores a 0,50 en las subcuencas del Alto Elqui y Alto Maipo, con una significancia estadística de 0,05. Los valores del R^2 en estas subcuencas varían entre 0,53 (E2) y 0,94 (M2). La pendiente de la regresión toma valores entre -1,26 K/cm (E1) y -0,15 K/cm (M5), mientras que el RMSE varía en el rango de 1,4 K (M1) a 3,50 K (E3). En la subcuenca M5, con acumulaciones de hasta 1,20 m, se obtuvo un R^2 de

0,88; mientras que en la subcuenca E1, con apenas 0,13 m de SWE, se obtuvo un R^2 de 0,74. En las subcuencas del Alto Itata se obtuvieron R^2 menores a 0,12 (I4); con regresiones estadísticamente no significativas. En estos casos la relación Tb-SWE* es muy dispersa.

Los diagramas de dispersión de la **Figura 36** dan cuenta de gran heterogeneidad de la relación Tb-SWE* para las 13 subcuencas experimentales. Por ejemplo, las subcuencas M2 y M3 tienen valores de SWE entre 0,15 – 0,85 m (eje X); sin embargo, tienen distintos rangos para la Tb (eje Y). Esto es, para un mismo valor de SWE, la subcuenca M2 posee valores de Tb inferiores a la subcuenca M3. Esto muestra que existen otros factores dominantes en la transferencia radiativa de las microondas; no obstante, el SWE regula, en cierta medida, la atenuación de las Tb hacia la atmósfera. Propiedades físicas como el tamaño de grano y el contenido de agua líquida en el manto nival afectan el volumen de dispersión en la radiación de microondas. No obstante, la carencia de información respecto a estas variables hace de la profundidad del manto (en términos de equivalente en agua) un parámetro que permite explicar, en gran medida, la variabilidad de las Tb en cuencas de montaña en Chile Central.

Tabla 6. Modelo de Regresión Lineal Simple (RLS) entre la mínima Tb de cada temporada y valores concurrentes de SWE para las subcuencas experimentales en los Andes Centrales de Chile en el periodo 2002/03 – 2011/2012

Subcuenca	Cod.	R^2	Valor de p	Intercepto (a)	Pend. (b) [K/cm]	RMSE [K]
Toro	E1	0,74	1,30E-03	234,76	-1,26	2,83
La Laguna	E2	0,53	1,63E-02	234,10	-0,37	3,22
Incahuas	E3	0,62	6,43E-03	238,18	-0,48	3,59
Cochiguas	E4	0,86	1,02E-04	235,68	-0,52	1,97
Olivares	M1	0,92	6,32E-06	237,27	-0,33	1,40
Colorado	M2	0,94	5,98E-06	230,22	-0,27	1,66
Yeso	M3	0,90	3,24E-05	232,68	-0,23	2,03
Volcán	M4	0,92	1,39E-05	234,25	-0,19	1,54
Maipo*	M5	0,88	4,53E-05	234,23	-0,15	1,67
Los Sauces	I1	0,11	-	-	-	-
Cajón Gonzalez	I2	0,04	-	-	-	-
Ñuble I	I3	0,03	-	-	-	-
Ñuble II	I4	0,12	-	-	-	-

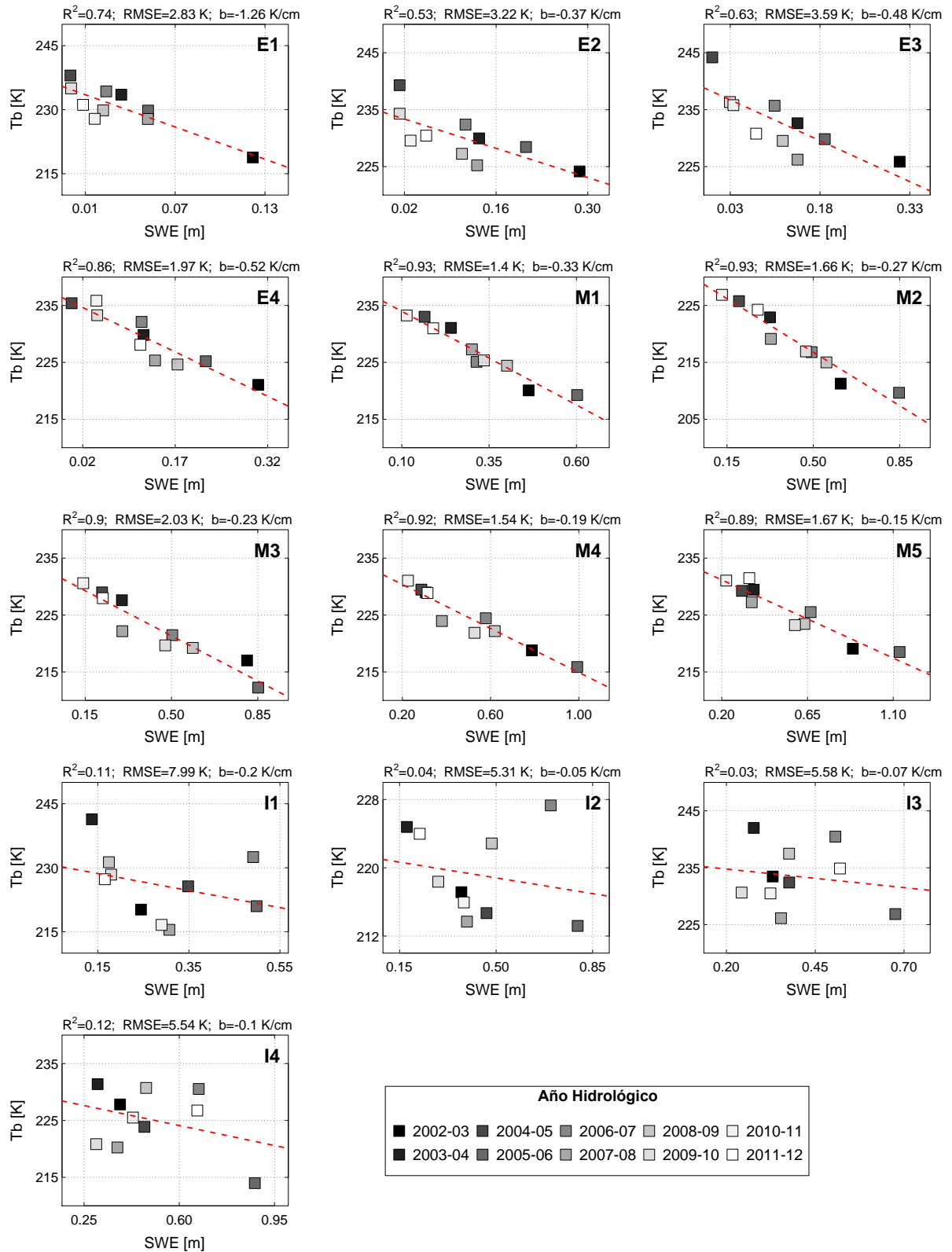


Figura 36. Relación entre la mínima Tb de temporada (noche, 36,5V) y los valores concurrentes de SWE para las subcuencas altas del Elqui, Maipo e Itata. La línea roja segmentada corresponde a la recta de mejor ajuste

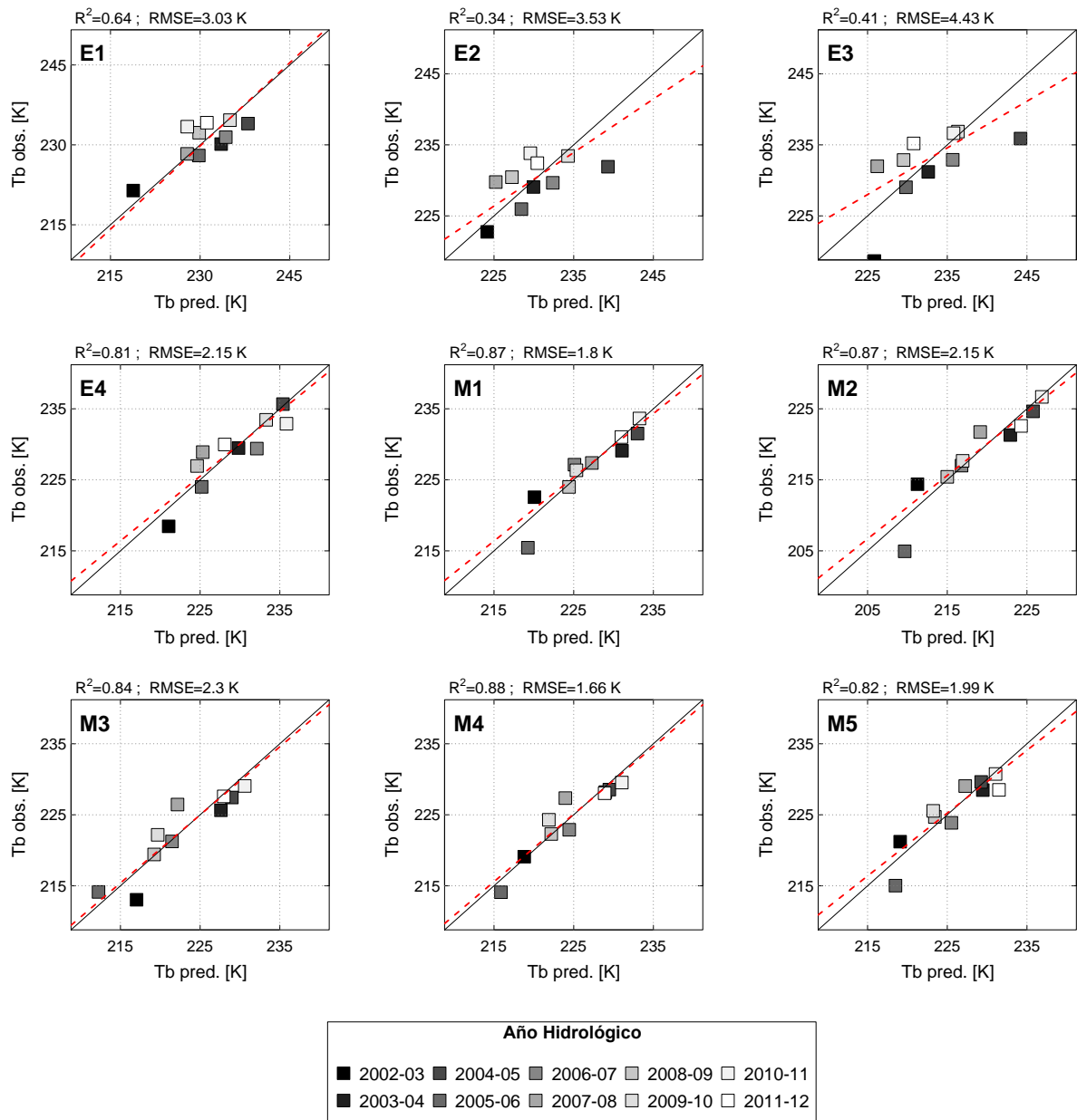


Figura 37. Validación cruzada dejando fuera uno (LOOCV) para la mínima Tb de temporada (noche, 36,5V) en las subcuencas altas del Elqui y Maipo. La línea roja segmentada corresponde a la recta de mejor ajuste, mientras que la línea negra corresponde a la línea de identidad

Para validar los Modelos de Regresión Lineal (RLS) obtenidos para la relación interanual de la Tb-SWE, se utilizó una validación cruzada dejando afuera uno o *Leave-one-out Cross Validation* (LOOCV). Esta sólo se realizó para las subcuencas del Alto Elqui y Alto Maipo, puesto que en las subcuencas del Alto Itata se alcanzan muy bajos coeficientes de determinación ($R^2 < 0,20$). Esta validación consistió en dejar fuera 1 valor de la mínima Tb y SWE* (1 temporada), y predecir la Tb a partir de la construcción de un nuevo RLS con el set de datos restante (9 temporadas). De este

modo se reporta el R^2 obtenido entre las predicciones de la T_b y los valores observados. Los resultados del LOOVC se muestran en la **Figura 37**. En ella se observa un R^2 entre 0,82 y 0,87 en las subcuencas del Alto Maipo, y valores entre 0,31 y 0,84 en el caso del Alto Elqui. Con ello se verifica la validez de las RLS construidas para las subcuencas del Alto Maipo, mientras que en el Alto Elqui la capacidad predictiva de las RLS encontradas es limitada.

5.4.3. Influencia de la fisiografía, vegetación y ocurrencia de la mínima T_b , en la relación T_b -SWE

La **Figura 38** muestra la distribución latitudinal de la elevación media (msnm), pendiente media ($^\circ$), cobertura vegetal media (%) y la mediana del desfase del tiempo de ocurrencia entre el máximo SWE y mínima T_b de temporada (Δt_{SWE-T_b}), para las subcuencas en estudio. Estas últimas se grafican como circunferencias, en donde el tamaño de cada una da cuenta del R^2 obtenido en la relación T_b -SWE a nivel interanual.

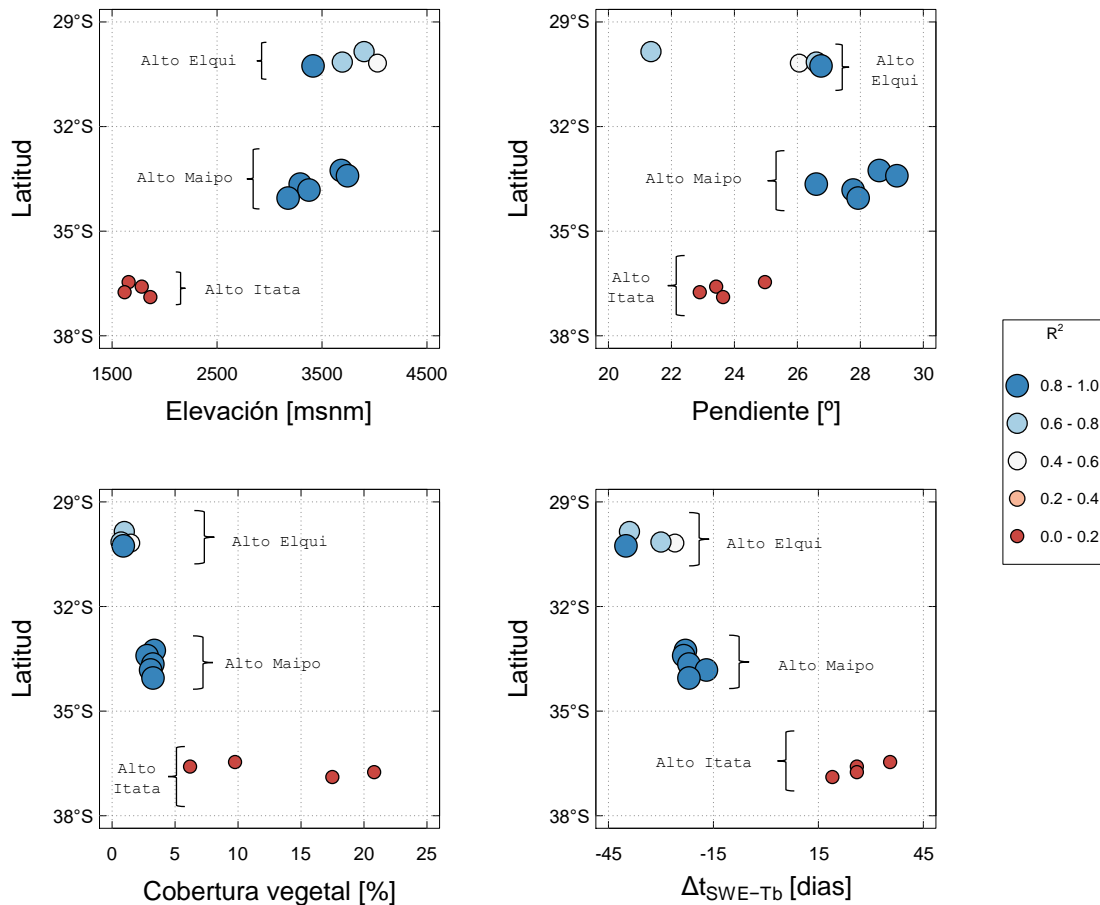


Figura 38. Variación latitudinal de la elevación media (msnm), pendiente media ($^\circ$), cobertura vegetal media (%) y desfase del tiempo de ocurrencia entre la mínima T_b de temporada y el máximo SWE en las subcuencas experimentales ubicadas en los Andes Centrales de Chile. El tamaño de las circunferencias corresponde al coeficiente de determinación (R^2) obtenido en la relación T_b -SWE* a nivel interanual

Siguiendo la geografía de la Cordillera de los Andes (**Figura 13**), el comportamiento latitudinal de la elevación de las subcuencas es inverso al de la vegetación. De las 13 subcuencas experimentales, se observan subcuencas con mayor elevación en la latitud 30°S (Alto Elqui), y con mayor cobertura vegetal en la latitud 37°S (Alto Itata). En subcuencas con elevaciones medias inferiores a los 3000 msnm, y cobertura vegetal superior al 5%, los registros de Tb son poco sensibles ($R^2 < 0,20$) a las variaciones interanuales del SWE. En el caso de subcuencas con mayores elevaciones medias (> 3000 msnm), y escasa vegetación ($< 5\%$), la Tb es más sensible ($R^2 > 0,60$). Adicionalmente, la pendiente no explica la variación latitudinal del R^2 entre la Tb-SWE* en Andes Centrales de Chile. En el caso de Δt_{SWE-Tb} , se observa una marcada distribución latitudinal, en donde altos R^2 (0,80 - 1) se alcanzan predominantemente cuando la mínima Tb ocurre después del máximo SWE de temporada (desfase negativo), mientras que cuando la mínima Tb ocurre antes del máximo SWE de la temporada se obtienen bajos R^2 ($< 0,20$).

VI. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se exploró el uso de microondas pasivas y su relación con el SWE de reanálisis en 3 cuencas experimentales en los Andes Centrales de Chile. Se comprobó que las microondas pasivas contienen información relevante para el potencial monitoreo del SWE, especialmente en la cuenca alta del Maipo. Los coeficientes de determinación ($R^2 > 0,50$) encontrados para el Alto Elqui y Alto Maipo demuestran la alta sensibilidad de la T_b frente a las variaciones interanuales del SWE, tanto a escala de grillas como subcuencas. No obstante, en el caso de las subcuencas del Alto Itata esta sensibilidad decae significativamente ($R^2 < 0,20$). Para profundizar el estudio la relación T_b -SWE es necesario incorporar otras propiedades del manto de nieve (e.g. tamaño de grano) e información observada de SWE. Ello con la finalidad de incorporar el estudio de la transferencia radiativa de microondas en la superficie-nieve-atmósfera y los procesos asociados (e.g. dispersión).

Los resultados obtenidos en el presente trabajo permiten concluir la factibilidad del empleo de microondas pasivas de L2A de AMSR-E en cuencas de montaña de Chile Central. El registro de la T_b de 36,5 GHz a resolución nativa (14 km x 8 km) fue capaz de representar la heterogeneidad de la emisión de microondas a distintas escalas espaciales (estación, grillas, subcuencas). Asimismo, las metodologías de desagregación y escalamiento de la T_b , empleadas en este trabajo, permitieron comparar la emisión de microondas en 3 cuencas con topografía compleja. Sin embargo, es necesario tener en cuenta la variabilidad subpixel contenida en cada footprint de L2A, la cual agrega la heterogeneidad de la superficie emisora en un campo de visión instantáneo (IFOV) de 87,9 km² (36,5V). Este proceso hace que, en algunos casos, el efecto de la saturación de las microondas a mayores profundidades del manto de nieve se vea disminuido.

Se comprobó que la relación T_b -SWE es sensible a la distribución latitudinal de la elevación y cobertura vegetal en los Andes Centrales de Chile. En cuencas por encima de los 3000 msnm, la sensibilidad de la T_b frente a variaciones interanuales de SWE está fuertemente dominada por la elevación. Por debajo de esta cota, la sensibilidad estaría asociada al porcentaje de vegetación y presencia de agua líquida en el manto de nieve. En subcuencas del sector norte de los Andes Centrales de Chile, caracterizadas por zonas elevadas, escasa vegetación y bajas acumulaciones, existe una mediana sensibilidad de la T_b a los cambios de SWE. En subcuencas del sector central, las cuales presentan también vegetación escasa, pero mediana acumulación, la sensibilidad es alta. En el caso de subcuencas del sector sur, donde predominan bajas elevaciones, mayor vegetación y altas acumulaciones; la sensibilidad de las T_b es muy baja. No obstante, si bien las cuencas experimentales seleccionadas representan 3 condiciones extremas y predominantes en zonas de montaña en Chile Central, es importante tener en cuenta las particularidades de cada cuenca en los Andes de Chile, cuando se requiera regionalizar las relaciones encontradas en este trabajo.

Finalmente, los resultados exploratorios obtenidos en este trabajo servirán como línea base para la aplicación del sensoramiento remoto en el rango de las microondas en la Cordillera de los Andes. Las relaciones Tb-SWE, utilizando información de reanálisis, permitirán, por ejemplo, la identificación de potenciales zonas de estudio para la evaluación experimental de modelos de transferencia radiativa en el manto de nieve, y el monitoreo de propiedades como el tamaño de grano, densidad y contenido de agua líquida.

VII. PERSPECTIVAS

Como trabajo futuro se propone incluir el procesamiento de imágenes infrarrojas del perfil del manto nival en determinados puntos de monitoreo de las cuencas de estudio, con la finalidad de inferir tamaños de grano e incorporarla al análisis exploratorio presentado en este trabajo.

Asimismo, se ha considerado implementar un modelo de transferencia radiativa (e.g. MEMLS) acoplado al modelo de superficie terrestre, el cual permitirá simular la temperatura de brillo (36,5V) en las cuencas experimentales en Andes Centrales de Chile, con la finalidad de incorporar un esquema de asimilación de datos de microondas pasivas para la mejor estimación del SWE.

Es importante precisar que la exploración de microondas se realizó utilizando sólo un reanálisis de SWE. Sin embargo, debido a que este puede tener cierto grado de error, se recomienda la incorporación de información de SWE observada. Para esto, y dado que los registros de SWE provienen de estaciones recientemente puestas en operación, se considera el uso de los registros de Tb de AMSR2 (2012-presente).

BIBLIOGRAFÍA

- [1] Ayala, A., McPhee, J., & Vargas, X. (2014). Altitudinal gradients, midwinter melt, and wind effects on snow accumulation in semiarid midlatitude Andes under La Niña conditions. *Water Resources Research*, 50(4), 3589-3594.
- [2] Ashcroft, P., & Wentz, F. J. (2013). AMSR-E/Aqua L2A Global Swath Spatially-Resampled Brightness Temperatures, Version 3. 36.5V_Res.4_Tb (not-resampled). Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. doi:http://dx.doi.org/10.5067/AMSR-E/AE_L2A.003.
- [3] Berezowski, T., Chormanski, J., & Batelaan, O. (2015). Skill of remote sensing snow products for distributed runoff prediction. *Journal of Hydrology*. 524(2015), 718-732
- [4] Cai, S., Li, D., Durand, M., & Margulis, S. A. (2017). Examination of the impacts of vegetation on the correlation between snow water equivalent and passive microwave brightness temperature. *Remote Sensing of Environment*, 193(2017), 244-256.
- [5] Castillo, Y. (2015). *Caracterización de la hidrología glaciar de la cuenca del Río Maipo mediante la implementación de un modelo glacio-hidrológico semi-distribuido físicamente basado*. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico. Universidad de Chile.
- [6] Chang, A. T. C., Foster, J. L., Hall, D. K, Rango. A., & Hartline, B.K. (1982). Snow water equivalent estimation by microwave radiometry. *Cold regions science and technology*, 5(1982), 259-267.
- [7] Chang, A. T. C., Foster, J. L., & Hall, D. K. (1987). Nimbus-7 derived global snow cover parameters. *Annals of Glaciology*, 9(74), 39–44.
- [8] Cortés, G., & Margulis, S. A. (2017). Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes: results from a high-resolution 31-year reanalysis. *Geophysical Research Letters*.
- [9] Cortés, G., Giroto, M., & Margulis, S. A. (2016). Snow process estimation over the extratropical Andes using a data assimilation framework integrating MERRA data and Landsat imagery. *Water Resources Research*, 52, 2582–2600.
- [10] Cortés, G., Giroto, M., & Margulis, S. A. (2014). Analysis of sub-pixel snow and ice extent over the extratropical Andes using spectral unmixing of historical Landsat imagery. *Remote sensing of environment*, 141, 64-78.
- [11] Dozier, J., Bair, E., & Davis, R. (2016). Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in the world's mountains. *WIREs Water*, 3(2016), 461-474.

- [12] Dozier, J., Green, R., Nolin, A., & Painter, T. (2009). Interpretation of snow properties from imaging spectrometry. *Remote Sensing of Environment*.
- [13] Durand, M., & Margulis, S. (2006). Feasibility test of multifrequency radiometric data assimilation to estimate snow water equivalent. *Journal of Hydrometeorology*, 7, 443–457.
- [14] Forman, B., & Reichle, R. (2015). Using a Support Vector Machine and a Land Surface Model to estimate Large-Scale Passive Microwave Brightness Temperatures Over Snow-Covered Land in North America. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 8(9), 4431-4441.
- [15] Forman, B., Reichle, R., & Derkesen, C. (2014). Estimating Passive Microwave Temperature Over Snow-Covered Land in North America Using a Land Surface Model and Artificial Neural Network. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens*, 52(1), 235-248.
- [16] Janssen, L. L. F., Huurneman, G. C., Bakker, W. H., Reeves, C. V., Gorte, B. G. H., Pohl, C., ... Woldai, T. (2001). *Principles of remote sensing: an introductory textbook*. (ITC Educational Textbook Series; Vol. 2). Enschede: ITC.
- [17] Japan Aerospace Exploration Agency. (2006). AMSR-E Data User Handbook.
- [18] Japan Aerospace Exploration Agency. (2013). *Data User's Manual for the Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) onboard Global Change Observation Mission 1st – Water SHIZUKU (GCOM-1)*.
- [19] Jonas, T., Marty, C., & Magusson, J. (2009). Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*, 378(2009), 161-167.
- [20] Kawanashi, T., Senzai, T., Ito, Y., Imaoka, H., Takeshima, T., Ishido, Y., Shibata, A., Miura, M., Inahata, H., & Spencer, R. (2003). The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASDA's Contribution to the EOS for Global Energy and Water Cycles. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens*, 42(2), 184-194.
- [21] Kelly, R. (2009). The AMSR-E snow depth algorithm: Description and initial results. *Journal of the Remote Sensing Society of Japan*, 29(1), 307-317.
- [22] Kelly, R. E., Chang, A. T., Tsang, L., & Foster, J. L. (2003). A prototype AMSR-E global snow area and snow depth algorithm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(2), 230-242.
- [23] Kinar, N. J., & Pomeroy, W. (2015). Measurement of the physical properties of the snowpack. *Rev. Geophysics*. 53.

- [24] Kuchment, L. S., Romanov., P., Gelfan, A. N. & Demidov, V. N. (2010). Use of satellite-derived data for characterization of snow cover and simulation of snowmelt runoff through a distributed physically based model of runoff generation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(2010), 339-350.
- [25] Lashki, V., Alsdorf, D., Anderson, M., Biancamaria, s., Cosh, M., Entin, J., Huffman, G., Kustas, W., Oevelen, P., Painter, T., Rodell, M., & Rüdiger, C. (2009). *Remote sensing of the terrestrial water cycle*. American Geophysical Union & Wiley.
- [26] Li, D., Durand, M., & Margulis, S. A. (2017). Estimating snow water equivalent in a Sierra Nevada watershed via spaceborne radiance data assimilation. *Water Resources Research*, 53(2017), 647–671.
- [27] Li, D., Durand, M., & Margulis, S. A. (2015). Large-Scale High-Resolution Modelling of Microwave Radiance of Deep Maritime Alpine Snowpack. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 50(5), 2308-2322.
- [28] Li, D., Durand, M., & Margulis, S. A. (2012). Potential for hydrologic characterization of Deep mountain snowpack via passive microwave remote sensing in the Kern River basin, Sierra Nevada, USA. *Remote Sensing of Environment*, 125(2012), 34-48.
- [29] Liu, Y., & Gupta, H. V. (2007). Uncertainty in hydrologic modeling: Toward an integrated data assimilation framework, *Water Resour. Res.*, 43.
- [30] Margulis, S. A., Giroto, M., Cortés, G., & Durand, M. (2015). A Particle Batch Smoother Approach to Snow Water Equivalent Estimation. *Journal of Hydrometeorology*, 15(2015), 1752-1772.
- [31] Matzl, M., & Schneebeli, M. (2006). Measuring specific surface area of snow by near-infrared photography. *Journal of Glaciology*, 52(179), 558-564.
- [32] Mätzler, C. (2005). Thermal Microwave Radiation: Applications for Remote Sensing. *IET electromagnetic waves series*, 52.
- [33] Mendoza, P. A., Rajagopalan, B., Clark, M. P., Cortés, G., & McPhee, J. (2014). A robust multimodel framework for ensemble seasonal hydroclimatic forecasts. *Water Resour. Res.*, 50.
- [34] NASA (2015). *Fundamentals of Remote Sensing*. Presentación en el GEO-Latin American & Caribbean Water Cycle Capacity Building Workshop Cartagena, Colombia.
- [35] Painter, T. H., Rittger, K., McKenzie, C., Slaughter, P., Davis, R. B., & Dozier, J. (2009). Retrieval of subpixel snow covered area, grain size, and albedo from MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 113(2009), 868–879.

- [36] Ramage, J. M., & Semmens, K. A. (2012). Reconstructing snowmelt runoff in the Yukon River basin using the SWEHydro model and AMSR-E observations. *Hydrol. Process.* 26(2012), 2563–2572.
- [37] Ramage, J. M., Apgar, J. D., McKenney, R. A., & Hanna, W. (2007). Spatial variability of snowmelt timing from AMSR-E and SSM/I passive microwave sensors, Pelly River, Yukon Territory, Canada. *Hydrological Processes*, 21(2007), 1548–1560.
- [38] Ramage, J. M., & Isacks, B. L. (2002). Determination of melt-onset and refreeze timing on southeast Alaskan icefields using SSM/I diurnal amplitude variations. *Annals of Glaciology*. 34(2002), 391-398.
- [39] Shi, J. C., Xiong, C., & Jiang, L. M. (2016). Review of snow water equivalent microwave remote sensing. *Science China*, 59(4), 731-745.
- [40] Sun, S., & Xue, Y. (2001). Implementing a New Snow Scheme in Simplified Simple Biosphere Model. *Advances in Atmospheric Sciences*, 18(3), 335- 354.
- [41] Tedesco, M., 2012. A new prototype AMSR-E SWE operational algorithm. Presentación en “The City College of New York”, New York.
- [42] Tedesco, M., & Narvekar, P. S. (2010). Assessment of the NASA AMSR-E SWE Product. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 3(1), 141–159.
- [43] Tedesco, M., & Wang, J. R. (2006). Atmospheric correction of AMSR-E brightness temperature for dry snow cover mapping. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 3(3), 320–324.
- [44] Tedesco, M., Kelly, R., Foster, J. L., & Chang, A. T. (2004). AMSR-E/Aqua Daily L3 Global Snow Water Equivalent EASE-Grids, Version 2. AE_DySno. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. doi: http://dx.doi.org/10.5067/AMSR-E/AE_DYSNO.002.
- [45] Townshend, J. R. G., Carroll, M., Dimiceli, C., Sohlberg, R., Hansen, M., & DeFries R. (2011), Vegetation Continuous Fields MOD44B, 2001. Percent Tree Cover, Collection 5, University of Maryland, College Park, Maryland, 2001. (digital data accessed 11/16/2017 from <https://search.earthdata.nasa.gov/search>)
- [46] Xue, Y., Sellers, P. J., Kinter J. L., & Shukla, J. (1991). A Simplified Biosphere Model for Global Climate Studies. *American Meteorological Society*, 4(1991), 345-364.
- [47] Wiesmann, A., Mätzer, C., & Weize, T. (1998). Radiometric and structural properties of snow samples. *Radio Science*, 33, 273-298.

ANEXOS

ANEXO A: EVALUACIÓN DEL PRODUCTO AE_DYSNO (SWE) DE AMSR-E

ANEXO A.1. PROCESAMIENTO DEL PRODUCTO AE_DYSNO (SWE)

Es distribuido gratuitamente por el NSIDC (*National Snow and Ice Data Center*) de los Estados Unidos, y consta de datos grillados de SWE a nivel diario. Estos son obtenidos utilizando los registros de Tb en las frecuencias de 19 y 37 GHz y el algoritmo de reconstrucción de Chang et al. (1982). Los datos grillados tienen sistema de proyección EASE-GRID y resolución espacial de 25 km. Estos se encuentran en formato HDF y pueden ser descargados independientemente para el hemisferio norte como el hemisferio sur. En la presente investigación se utilizaron los datos correspondientes al hemisferio sur, los cuales fueron geoprocesados con la finalidad de re proyectarlos al sistema de coordenadas geográficas (WGS84) y recortados para la cuenca del río Maipo). Su evaluación consistió en la determinación del sesgo del producto AE_DySno frente al reanálisis SWE, y la inspección gráfica de ambas series para el periodo 2002 – 2011.



Figura 39. Geo-procesamiento y re-proyección de datos SWE AE-DySno de 25 km de resolución en la proyección EASE-GRID para el Hemisferio Sur (izquierda) a coordenadas geográficas de 0,20° de resolución (centro) para la cuenca del río Maipo (derecha)

ANEXO A.2. SESGO DEL PRODUCTO AE_DYSNO

La variación espacial del sesgo del producto, a una resolución espacial de 25 km, se muestra en la **Figura 40**. Esta da cuenta de la alta incertidumbre asociada a los datos SWE de AE_DySno, cuyos valores máximos alcanzan los 500 mm al sureste de la cuenca del Maipo. Este sesgo es explicado al graficar las series temporales de AE_DySno y reanálisis (**Figura 41**), en la cual se evidencia la clara subestimación del SWE en 04 puntos de interés en la cuenca.

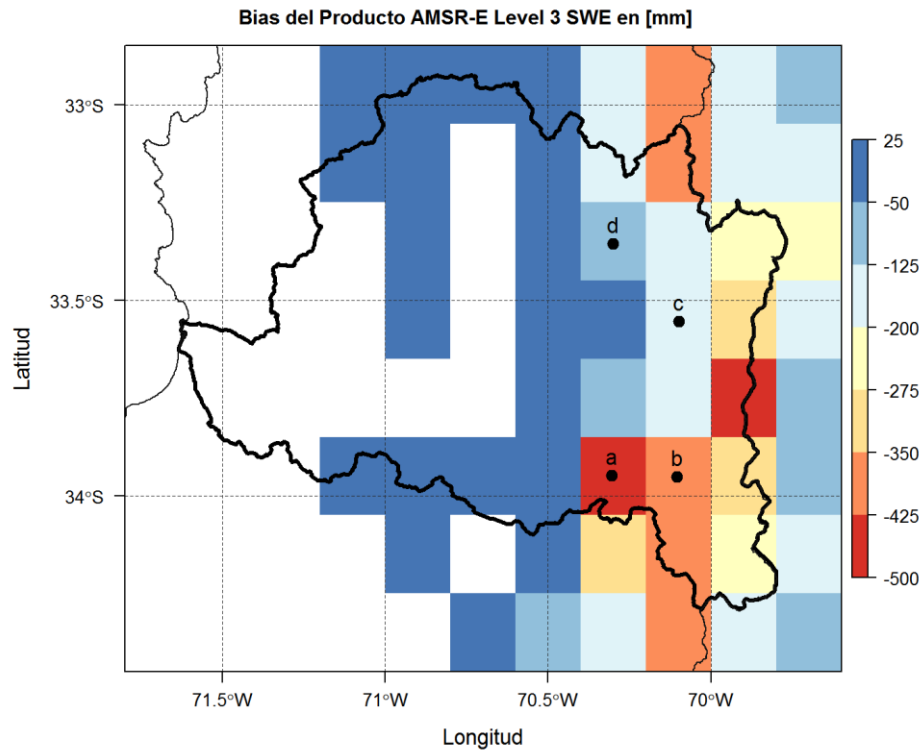


Figura 40. Sesgo del producto AE_DySno para el SWE (cada 30 días) en la cuenca del Maipo, considerando como valor verdadero el reanálisis de Cortés et al. (2016) para el periodo 2002 – 2011

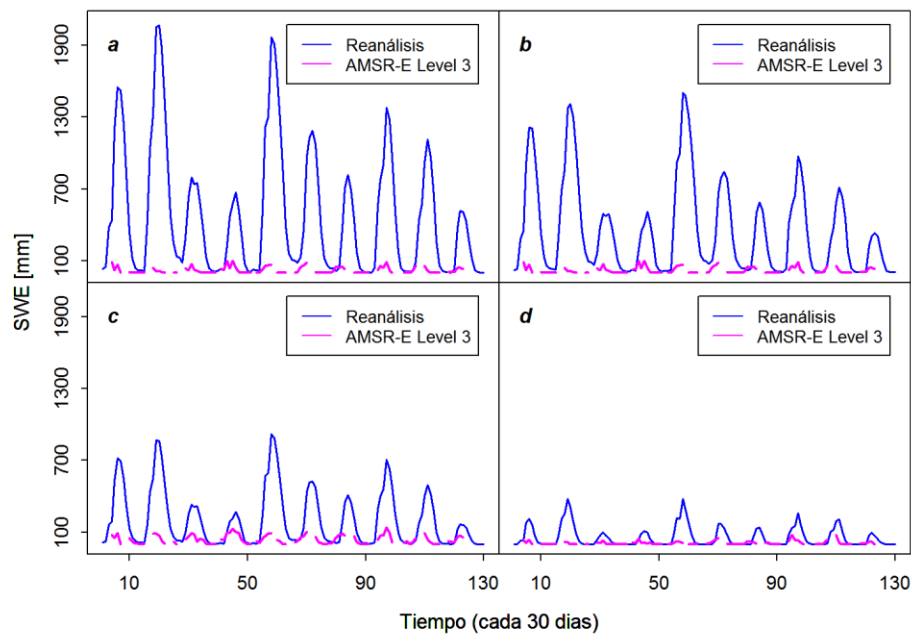


Figura 41. Serie de tiempo del SWE diario (cada 30 días) del reanálisis de Cortés et al. (2016) y el producto AE_DySno del AMSR-E, para 04 puntos representativos de la cuenca del Maipo en el periodo 2002 - 2011