



TRABAJO FIN DE MASTER

**ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA NIEVE
MEDIANTE EL ESTUDIO DE FOTOGRAFÍA TERRESTRE EN EL VALLE
DEL RÍO TREVÉLEZ**

MARÍA JOSÉ PÉREZ PALAZÓN

Tutores del trabajo:

Javier Herrero Lantarón

María José Polo Gómez

Córdoba, Septiembre 2013

MASTER DE HIDRÁULICA AMBIENTAL.

Gestión Integral de Cuencas

Universidad de Córdoba.

AGRADECIMIENTOS.

Tras este trabajo está el apoyo y colaboración de muchas personas. Quiero agradecerle a todas ellas su esfuerzo para que este proyecto haya salido adelante. Para empezar a mis tutores: Javi, muchas gracias por tu insistencia para que estudiase la nieve (de la cual ahora me alegro) y tu paciencia para conmigo. M^a José, gracias a ti también por darme la oportunidad de aprender con vosotros. Gracias a ambos por las horas dedicadas al proyecto y por vuestra confianza depositada en mi. Pero si este proyecto es el resultado de trabajo en grupo, no puedo olvidar que dentro del grupo está mi amigo Rafa. Creo que no tengo palabras suficientes para agradecer toda su ayuda, su apoyo y palabras de ánimo. Gracias también a mis compañeros y amigos del máster. Por último no puedo terminar sin agradecer a mis padres, hermanos, Valeria, mi twin y a mi tita Isa que siempre han conseguido que siga adelante y me han sacado una sonrisa cuando más la necesitaba. Y a ti tito, estés donde estés, este trabajo lleva tu nombre. A todos Gracias.

ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA NIEVE MEDIANTE EL ESTUDIO DE FOTOGRAFÍA TERRESTRE EN EL VALLE DEL RÍO TREVÉLEZ

ANALYSIS OF THE SPATIAL AND TEMPORARY VARIABILITY OF THE SNOW THROUGH THE STUDY OF TERRESTRIAL PHOTOGRAPHY IN THE TREVELEZ RIVER VALLEY

Autor: María José Pérez Palazón
Tutor/es: Javier Herrero y M^a José Polo

Grupo de Dinámica Fluvial e Hidrología, Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra en Andalucía, Universidades de Granada y Córdoba

mjppalazon@gmail.com javier.herrero@gmail.com aglpogom@uco.es

ABSTRACT.

El estudio de los procesos de acumulación y fusión de la nieve es imprescindible para conocer los recursos de agua disponibles en una cuenca de alta montaña. Conocer la evolución de la capa de nieve no es siempre sencillo dada la heterogeneidad que presenta su distribución en planta. El uso de imágenes terrestres, georreferenciadas y tratadas para conseguir la detección de la nieve, es una técnica barata y a la vez muy prometedora, dada su elevada resolución temporal y espacial. Se han utilizado estos mapas de nieve para corregir la simulación hidrológica de una cuenca de montaña en Sierra Nevada (España) por medio de su asimilación mediante la técnica de inserción directa. Ello ha permitido comprobar, por un lado, la eficacia del modelo utilizado (WiMMed) en cuanto a la simulación de la nieve, ya que la asimilación de datos de fracción cubierta por la nieve provoca diferencias en la simulación que no superan los 7 mm de equivalente de agua para un estado dado, y que tienden a converger en el tiempo, lo que denota estabilidad en el modelo. Por otra parte, tras comparar los resultados con otros estudios anteriores, se concluye que el viento, aun siendo un agente conductor importante en la evolución de la nieve y la hidrología, no siempre tiene una influencia significativa en el régimen de caudal en el punto de cierre de la cuenca.

1. INTRODUCCIÓN.

El ciclo hidrológico en las zonas de alta montaña está influenciado de manera importante por la posibilidad de precipitación en forma de nieve y su dinámica de fusión/acumulación. La nieve constituye una parte importante como agente modelador en procesos físicos e hidrológicos. Conocer la posición exacta de la nieve es fundamental para el estudio del ciclo hidrológico (Barnett *et al.*, 2005; Hock *et al.*, 2006). A su vez, la escorrentía de la zona se ve influenciada por la presencia de la capa de nieve, que ejerce un efecto de retención del agua de precipitación y laminación de la escorrentía directa potencial. Por esta razón, su estudio es indispensable para la gestión del agua durante todo el año y el análisis de su evolución espaciotemporal puede ayudar a obtener conclusiones sobre la variabilidad de los agentes atmosféricos en la zona de alta montaña.

La capa de nieve conforma un elemento muy heterogéneo en sus dimensiones espaciales. Por un lado, se desarrolla en una escala vertical del orden de magnitud de decímetros o metros y que puede

definirse mediante los balances de masa y energía mediante los modelos puntuales existentes (Herrero *et al.*, 2009). Por otra parte, posee una escala en el plano horizontal del orden de kilómetros, la cual resulta difícil de estudiar debido a su variabilidad espacial. Esta variabilidad en la distribución espacio-temporal de la capa de nieve se atribuye en las zonas de ambiente mediterráneo a los procesos climatológicos. (Herrero *et al.*, 2009). El viento es uno de los agentes atmosféricos más condicionantes en la distribución de la nieve (Pimentel *et al.*, 2012). Por un lado, actúa en la fase de acumulación mediante el transporte advectivo de material. Como resultado de este proceso, las zonas con pendientes abruptas son erosionadas dado que el flujo es mayor, la nieve transportada suele acumularse en zonas donde el flujo se decelera (Schmidt, 1982). Por otro lado, la nieve consolidada es influenciada por el viento en el intercambio de energía turbulenta entre la atmósfera y la cubierta, favoreciendo la evaporación y la fusión en las zonas más expuestas.

Existen diferentes técnicas para la cuantificación de la variabilidad en la distribución de la capa de nieve. Por un lado, está la toma de datos en repetidas ocasiones de la misma zona. Otros métodos basan sus estudios en el muestreo de una zona y analizar punto a punto sus características más relevantes. Estas técnicas tienen el inconveniente de la difícil accesibilidad que pueden presentar algunas zonas en la época invernal. Por esta razón se recurre al uso de imágenes como técnicas alternativas para la detección de la nieve en planta. Un tipo de imágenes son las tomadas desde sensores remotos colocados en satélites. Estas imágenes son tomadas en la banda visible y el infrarrojo cercano (Gareth, 2006) y son muy efectivas en el caso del estudio de grandes superficies (Sirguey *et al.*, 2009; Malik *et al.*, 2011; Malik *et al.*, 2012). Sin embargo, existe el inconveniente de adaptar la frecuencia de toma de la imagen al problema en concreto a tratar; además, las imágenes son tomadas en resoluciones bajas comprendidas entre los 30 y los 1000 metros. Intentando solventar estos inconvenientes se recurre al uso de imágenes aéreas, tomadas desde aviones o vehículos similares, con mucha mayor resolución. No obstante, la elevada cantidad de imágenes necesarias para el estudio de una zona encarecen mucho esta técnica. Existe una tercera fuente de imágenes que puede resolver estos inconvenientes: la fotografía terrestre. Las imágenes terrestres son económicamente fáciles de adquirir y permiten obtener resoluciones temporales y espaciales adaptadas al problema en concreto. Esta técnica ha sido usada con distintas metodologías por varios autores. Aschenwald (2001) utiliza las fotografías para realizar un análisis espacio temporal del paisaje en el terreno de montaña. Corripio (2001) utiliza los principios del diseño gráfico (Foley *et al.*, 1990) que automatizan el proceso de la rectificación de manera más fácil y con mayor rendimiento. El inconveniente principal de estas imágenes radica en la obstrucción por la propia topografía de parte del terreno, dependiendo del punto de vista adoptado.

Los modelos hidrológicos que se basan en el cálculo de los balances de energía y masa, son la mejor aproximación al estudio de la evolución de la capa de nieve, sobre todo en entornos mediterráneos. En las últimas décadas se han desarrollado bastantes modelos con dicha base

(Jordan, 1991; Marks y Dozier, 1992; Tarboton y Luce 1996; Bicknell *et al.*, 1997; Koivusalo, 2002). En su mayoría, los modelos distribuyen las variables de estado a escala puntual, son modelos 1D. Para el estudio de superficies extensas esta hipótesis no es correcta, y el modelo se extiende en planta mediante el uso de las curvas de agotamiento (Luce *et al.*, 1999) para transformar la escala de punto a celda. Estas curvas recogen una relación directa entre las propiedades de la nieve y la fracción de área cubierta de manera que se realiza la simulación considerando la heterogeneidad de la capa de nieve.

Sierra Nevada es un ejemplo de clima de alta montaña influenciado además por las características de la zona del Mediterráneo, lo que dota a la capa de nieve de una heterogeneidad aún mayor de lo habitual. Esta zona es identificada por su intensa radiación solar que modifica la capa de nieve de manera muy peculiar. Herrero *et al.* (2009) desarrollan un modelo físico de nieve a escala puntual que tiene en cuenta las condiciones climáticas particulares de esta zona. Dicho modelo fue extendido en planta mediante las curvas de agotamiento propuestas por Luce y Tarboton (1999) para reproducir las escalas inferiores a la celda del MDE utilizado (Herrero *et al.*, 2011). En estos últimos años se ha iniciado una línea de trabajo que consiste en la utilización de la fotografía terrestre para analizar la dinámica de fusión y acumulación a escala de subcelda en una zona piloto en Sierra Nevada, con resultados prometedores (Pimentel *et al.*, 2012).

Este trabajo pretende extender esta línea de investigación realizando un análisis de la variabilidad espacial y temporal de la nieve en el valle del río Trevélez, con el fin de conocer los efectos de escala en el modelado de la dinámica de la nieve a escala de celda y validar/modificar las conclusiones de estudios previos en el valle. La fotografía terrestre ha sido georreferenciada empleando el modelo digital de elevaciones de la zona (MDE). Los mapas obtenidos de la georreferenciación se han utilizado para profundizar en los procesos de acumulación y fusión de la nieve y, una vez conocida la cota de nieve, realizar un análisis de la validez local de las conclusiones mediante la comparación con estudios anteriores y con los datos obtenidos de la simulación hidrológica.

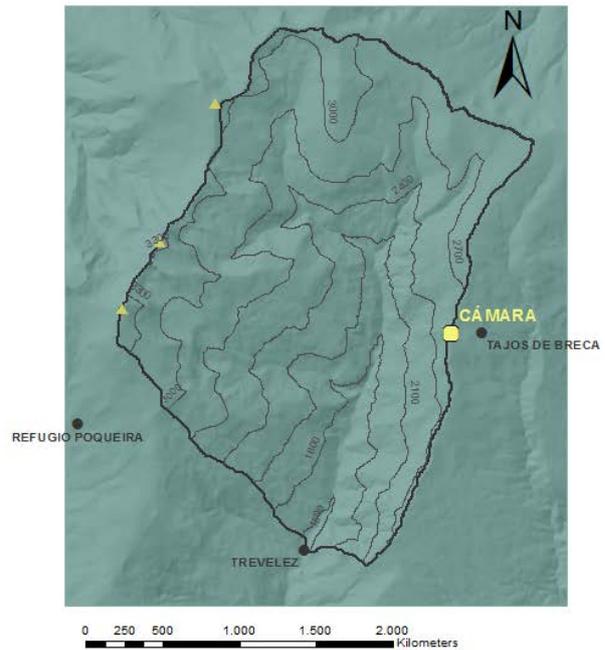


Figura 1. Localización del Valle del río Trevélez en Sierra Nevada, España.

2. ZONA DE ESTUDIO Y DATOS.

El valle de Trevélez se encuentra situado en el sur de España, concretamente en la cara sur de la cordillera de Sierra Nevada. La zona se caracteriza por su gradiente altitudinal, que varía entre los 1500 y 3000 metros, y por un clima de montaña influenciado por las características meteorológicas de la zona del mediterráneo debido a su proximidad al mar. A causa de la abrupta topografía de la región, la precipitación es heterogénea y puede variar entre valores extremos de 400mm en los años secos y 1500mm en años húmedos (Pimentel *et al.*, 2012). La nieve aparece a alturas superiores a 2000 metros usualmente entre los meses del invierno y primavera. Las temperaturas medias registradas en esta temporada son superiores a las características de un clima de montaña, debido a la proximidad de la zona marítima. A causa de las altas temperaturas que se pueden dar en algunos momentos de la temporada de nieve, se originan pequeños ciclos de deshielo antes de que se produzca la gran fusión primaveral de final del ciclo anual.

El río Trevélez se forma tras la unión de diversos arroyos procedentes de las zonas de alta montaña. La zona de estudio se define por el aforo de

caudales del río Trevélez, el cual pertenece al Distrito Mediterráneo Andaluz, situado en la entrada al pueblo de Trevélez a una altitud de 1476 m. El área vertiente del valle en este punto es de 320 km² y se corresponde con la parte alta de la cuenca. La altitud media del área es de 2430 metros aproximadamente, y entre las cumbres que vierten a la misma se encuentran el Pico de la Alcazaba (3371m), el Pico del Cuervo (3145 m) y el Mulhacén (3482 m). El régimen de caudales exhibe una gran influencia por parte de la nieve, aunque modificada por el sistema de acequias tan peculiar presente en toda Sierra Nevada (Castillo, 1999).

Para el estudio de la zona se han tenido en cuenta los datos de las estaciones meteorológicas cercanas al emplazamiento: la estación ubicada en el municipio de Trevélez (1476 m) perteneciente a la AEMET; la estación del Instituto de Investigación y Formación Agraria y Pesquera ubicada en Cádiar (950 m); y las estaciones en Refugio Poqueira (2510 m) (Herrero *et al.*, 2011) y Tajo de Breca (2470 m), que pertenecen a la Red Guadalfeo, instalada y mantenida por el Grupo de Dinámica Fluvial e Hidrología de las Universidades de Granada y Córdoba. Por su situación en planta y

en altitud (Figura 1), este sistema de estaciones capta muy bien la variabilidad que se puede dar en el valle en precipitación y temperatura. Junto a la estación meteorológica de Tajo de Breca se encuentra instalada, a unos 2500 metros de altitud, una cámara Canon EOS Digital Rebel XS (Figura 2). Desde su instalación, septiembre de 2011, la cámara realiza cinco fotografías diarias desde las 8 a.m. hasta las 19 p.m. y está preparada para soportar las condiciones meteorológicas del clima de alta montaña. La cámara ha sido instalada y mantenida por la Agencia de medio Ambiente y Agua (AMAYA) y proporciona imágenes con una resolución de 3888x2592 píxeles.



Figura 2. Cámara fija de toma automática de fotografías en Tajo de Breca, valle del Trevéz.

3. METODOLOGÍA.

3.1. FOTOGRAFÍA TERRESTRE

La metodología empleada para el análisis de la evolución de la cubierta de nieve se basa en la utilización de las imágenes terrestres y un MDE de la zona. Para conocer la localización y extensión de la cubierta de nieve las imágenes son sometidas a un pretratamiento y, seguidamente, a un proceso de referenciación con respecto al MDE. Una vez rectificadas, se establecen los umbrales que

determinan la presencia de nieve en cada imagen de manera que se obtenga un mapa con los píxeles cubiertos de nieve (Figura 3).

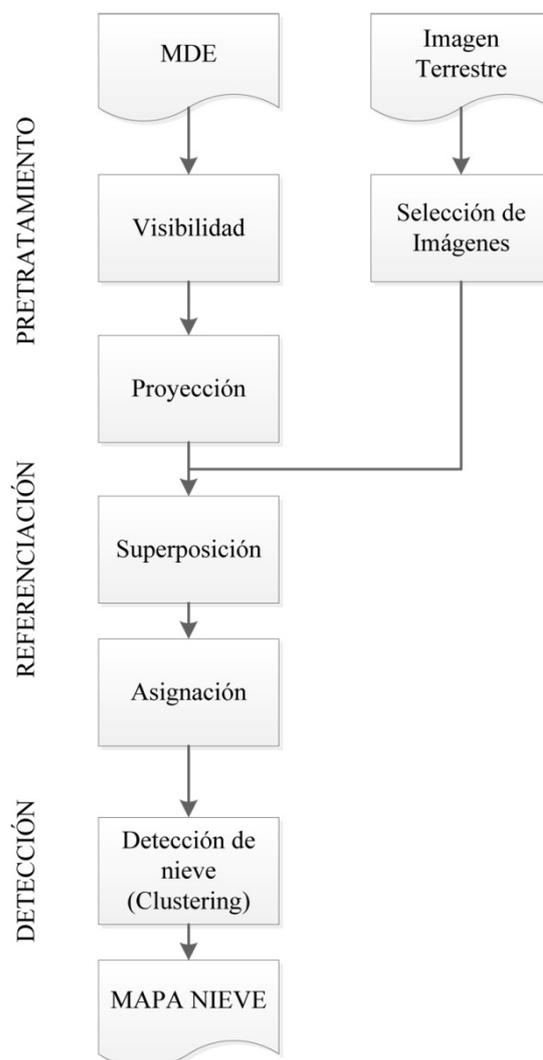


Figura 3. Esquema de la metodología seguida para el tratamiento de las imágenes terrestres.

3.1.1. Pretratamiento de las imágenes.

Entre todas las imágenes disponibles se realiza una preselección antes de la rectificación, excluyendo primeramente aquellas que debido a condicionantes meteorológicos como nubes o niebla afecten a la nitidez de la imagen (Figura 4a); condiciones de luminosidad como son las sombras en algunas horas del día (Figura 4b); imágenes realizadas fuera de la temporada de nieve ya que no dan ninguna información relevante; imágenes con problemas técnicos que dificulten la correcta visualización de las áreas con nieve. Para la correcta automatización del proceso de rectificación, las imágenes han de estar perfectamente alineadas. Por tanto, las imágenes seleccionadas se someten a un proceso de

alineación automática con técnicas de “computer vision”, tras el cual se consigue una perfecta correspondencia entre ellas. De este modo los posibles movimientos de la cámara que hacen que las imágenes no coincidan, debidos principalmente al viento, son eliminados.

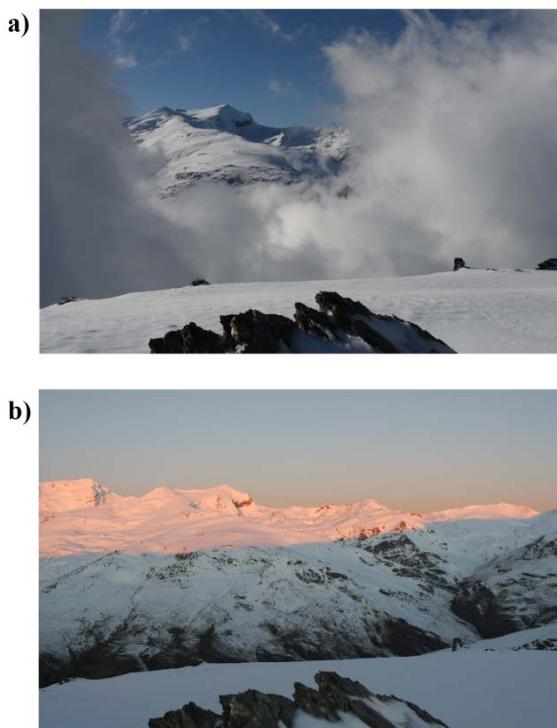


Figura 4. Distintos casos de imágenes a eliminar.

3.1.2. Visibilidad del Modelo Digital de Elevaciones (MDE).

Como se citó anteriormente, el proceso de rectificación se apoya en un MDE. No todos los puntos del MDE son visibles desde la posición de la cámara. Estos puntos no visibles han de ser eliminados, evitando así puntos duplicados durante la transformación. Entre los posibles algoritmos que permiten obtener el área visible de la zona de estudio desde la posición de la cámara, se ha utilizado la herramienta de ArcGIS correspondiente en un Sistema de Información Geográfica (SIG). La visibilidad queda delimitada por el punto central de la imagen y el punto correspondiente al observador, en este caso la cámara (Figura 5).

3.1.3. Rectificación y detección de la nieve.

El proceso de rectificación se basa en principios básicos de diseño gráfico apoyándose en un MDE (Fiume *et al.*, 1989; Foley *et al.*, 1990). El procedimiento consiste en encontrar la función capaz de relacionar los píxeles en 3D del MDE

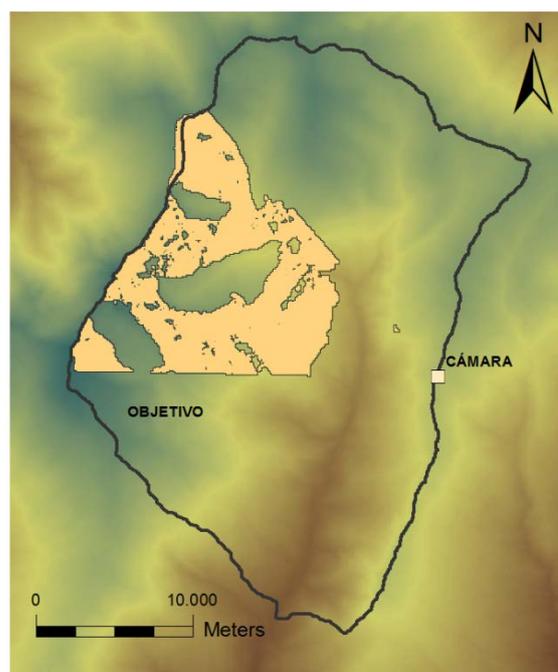


Figura 5. Visibilidad del MDE.

con los píxeles en 2D de la imagen (Corripio, 2004). El éxito del proceso depende de la precisión del MDE y de la exactitud de las características de la cámara. En este estudio, se ha utilizado un MDE cedido por la Junta de Andalucía con una precisión de 10x10 metros. En primer lugar, las coordenadas del MDE se trasladan a un sistema de referencia cuyo origen corresponde al emplazamiento de la cámara. La transformación es completada con una rotación y un escalado definidos gracias a la dirección de visualización, cámara-punto central de la imagen, y la distancia focal de la cámara. Una vez realizado el proceso, las coordenadas tridimensionales del MDE transformadas son proyectadas a un sistema 2D (Watt y Watt, 1992). De esta manera se obtiene una imagen virtual del MDE tomada desde el punto de vista de la cámara. Finalmente, la imagen original y la obtenida mediante la rectificación del MDE se superponen, estableciendo así una relación entre píxel de la imagen y celda del MDE. De esta manera, los píxeles de la imagen quedan definidos en su posición en el MDE.

A continuación, se han identificado los píxeles con nieve en las imágenes mediante un algoritmo *declustering*, *K-means*, para discriminar píxeles con y sin nieve. Los algoritmos de *clustering* se basan en la agrupación de elementos de una serie en diferentes grupos con características homogéneas. En este caso, los grupos se corresponden con píxeles cubiertos y píxeles no-

cubiertos (Pimentel *et al.*, 2012). Tras el tratamiento de cada imagen se obtienen mapas de la zona fotografiada con los píxeles cubiertos de nieve.

3.2. MODELADO HIDROLÓGICO

Se ha utilizado el modelo WiMMed (Polo *et al.*, 2009) para realizar la simulación de la evolución de la nieve y del caudal en la cuenca seleccionada. WiMMed es un modelo hidrológico completo, de base física y distribuido, desarrollado para su aplicación en ambientes mediterráneos. Para realizar la simulación, el modelo necesita la recopilación de datos meteorológicos, topográficos y de las propiedades físicas e hidráulicas del suelo y la vegetación. Además, se necesita disponer de un periodo con información suficiente para su calibración y validación. Para el presente trabajo se ha aprovechado la recopilación de datos y calibración ya elaborada dentro del proyecto “Servicio para el diseño de un sistema de cobertura de nieve en Sierra Nevada” por el Grupo de Dinámica Fluvial e Hidrología para EGMASA (actual AMAYA). En dicho proyecto, se realizó la calibración de WiMMed para toda Sierra Nevada, a partir de los datos de caudales medidos disponibles en los distintos cauces y de los datos de nieve ofrecidos por las imágenes de satélite en distintos periodos.

Para la simulación de la nieve, el modelo utiliza el módulo de acumulación y fusión descrito en Herrero *et al.* (2009). Este módulo realiza un balance de energía y masa para el estudio de la evolución de la nieve en cada celda en cada hora. Se trabaja con celdas de 30x30 m, que se considera dimensión suficiente para representar los principales procesos que definen la nieve (Lapen y Martz, 1996). El modelo calcula las variables de estado implicadas en el proceso asumiendo que la capa horizontal es homogénea y, por lo tanto, trabaja en 1D. El balance de masa en un punto dado viene definido por la siguiente expresión:

$$\frac{dm_n}{dt} = P - E + V - F \quad (\text{Eq. 1})$$

Donde m_n es la masa de nieve expresado en forma de equivalente de agua y por unidad de superficie en planta; P la precipitación; E la evaporación; V el transporte de material debido al viento; y F la fusión infiltrada por el fondo (Figura 6).

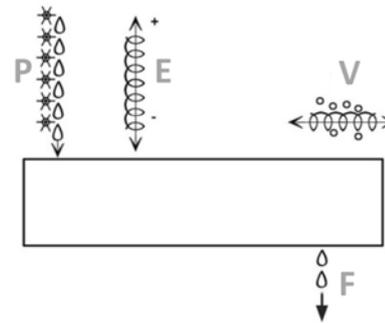


Figura 6. Flujos de masa sobre la columna de nieve

El balance de energía se expresa como:

$$\frac{dU_n}{dt} = K + L + H + G + U_p - U_E + U_V - U_F \quad (\text{Eq. 2})$$

Siendo U_n la energía interna de la masa de nieve; K la radiación solar o de onda corta; L la radiación de onda larga; H el intercambio turbulento de calor sensible con la atmosfera; G el intercambio de calor sensible con el suelo; y U_p , U_E , U_V y U_F las componentes advectivas del transporte de energía asociado a los transporte de masa de la Eq.1 (Figura 7).

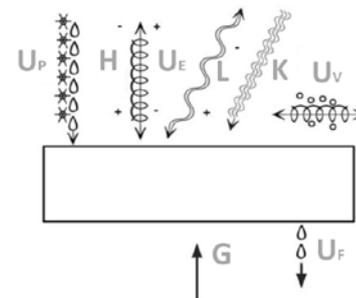


Figura 7. Flujos de energía sobre la columna de nieve.

Para pasar de la escala puntual de las ecuaciones anteriores a la escala distribuida dentro de una celda, se utilizan las llamadas curvas de agotamiento. Esto es así porque la hipótesis de que la capa de nieve dentro de la celda del orden de cientos de metros cuadrados tiene una distribución homogénea en horizontal, es sólo cierta en los momentos iniciales de acumulación, si no hay viento. Pero la aparición del viento puede causar la redistribución o la fusión heterogénea de la nieve e invalidar la hipótesis. Las curvas de agotamiento son la representación de la relación existente entre el equivalente de agua máximo en cada ciclo de fusión y el porcentaje de la superficie cubierta (Luce *et al.*, 2004). El modelo utiliza una curva normalizada para zonas mediterráneas (Herrero *et al.*, 2011), según la Figura 8. Estas nuevas curvas representan la relación entre el valor de la fracción de cobertura de la nieve (FCN) y el espesor de la

misma y fueron calibradas por medio de los mapas de fracción de cobertura obtenidos en Refugio Poqueira (Herrero *et al.*, 2011) .

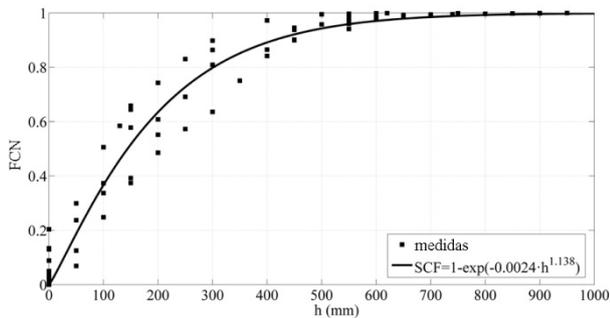


Figura 8. Curva de agotamiento.

3.3 ASIMILACIÓN DE LOS MAPAS DE NIEVE EN EL MODELADO HIDROLÓGICO

Para representar la heterogeneidad de cada celda se han utilizado las imágenes tomadas en el Valle del Río Trevélez. El proceso de asimilación persigue obtener el valor del área cubierta de nieve usando los mapas de nieve obtenidos de la fotografía y sustituirlos directamente a lo largo del cálculo realizado por el modelo. El uso de estos mapas afecta al resto de variables obtenidas por el modelo. Tras cada iteración, las variables implicadas en el cálculo se modifican con respecto a los datos obtenidos mediante la fotografía terrestre. Se ha implementado un algoritmo que proporciona al modelo las pautas necesarias para el correcto análisis de las variables. El algoritmo (Figura 9) utiliza en cada iteración el valor de fracción de cubierta de nieve (FCN) de los mapas siempre que los haya para dicho momento. En el caso de que el equivalente de agua (EA) sea cero se asume directamente un valor de FCN igual a cero. Si no se dispone de mapa, el valor de FCN se obtiene mediante las curvas de agotamiento en su lugar. Aunque la curva es la misma que en el caso de simulación sin asimilación, al asimilar los mapas no se sigue exactamente la misma relación ya que el valor asimilado puede no estar cercano al mismo punto de partida según la relación establecida. En este caso, los valores comparados son el FCN de la iteración anterior y el FCN* calculado de la curva de agotamiento. La Figura 10 representa los distintos casos que se pueden dar: CASO 0, en el que el valor de FCN en la iteración anterior y el calculado por la curva son similares (los datos observados son similares a los de la curva teórica); CASO 1, en el que FCN* es menor que el simulado y se disminuye el espesor de la nieve hasta encontrarse con la curva; por último el CASO 2, en el

que el valor de FCN* es mayor que el anterior, y se disminuye el FCN sin afectar al espesor hasta que se encuentra con la curva.

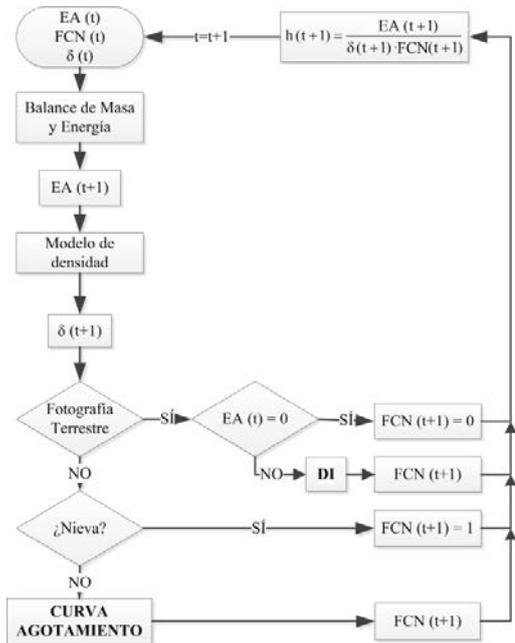


Figura 9. Esquema del algoritmo DI usado para la asimilación de imágenes terrestres en el modelo de la nieve.

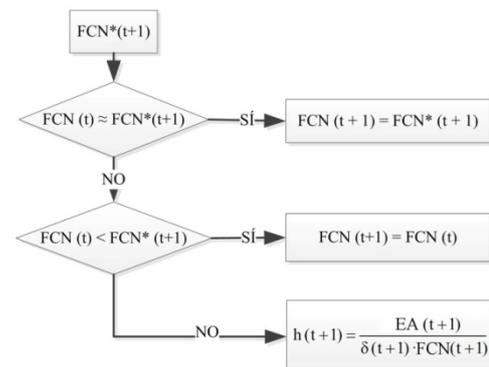
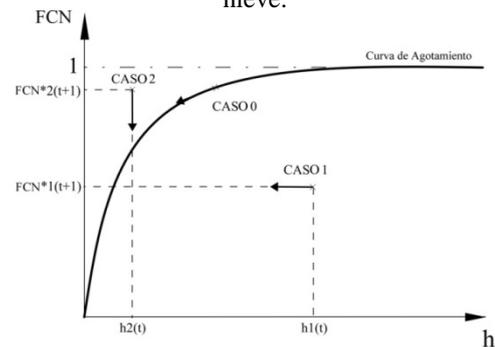


Figura 10.a) Curva de agotamiento. b) Situaciones posibles que pueden encontrarse al combinar el algoritmo DI.

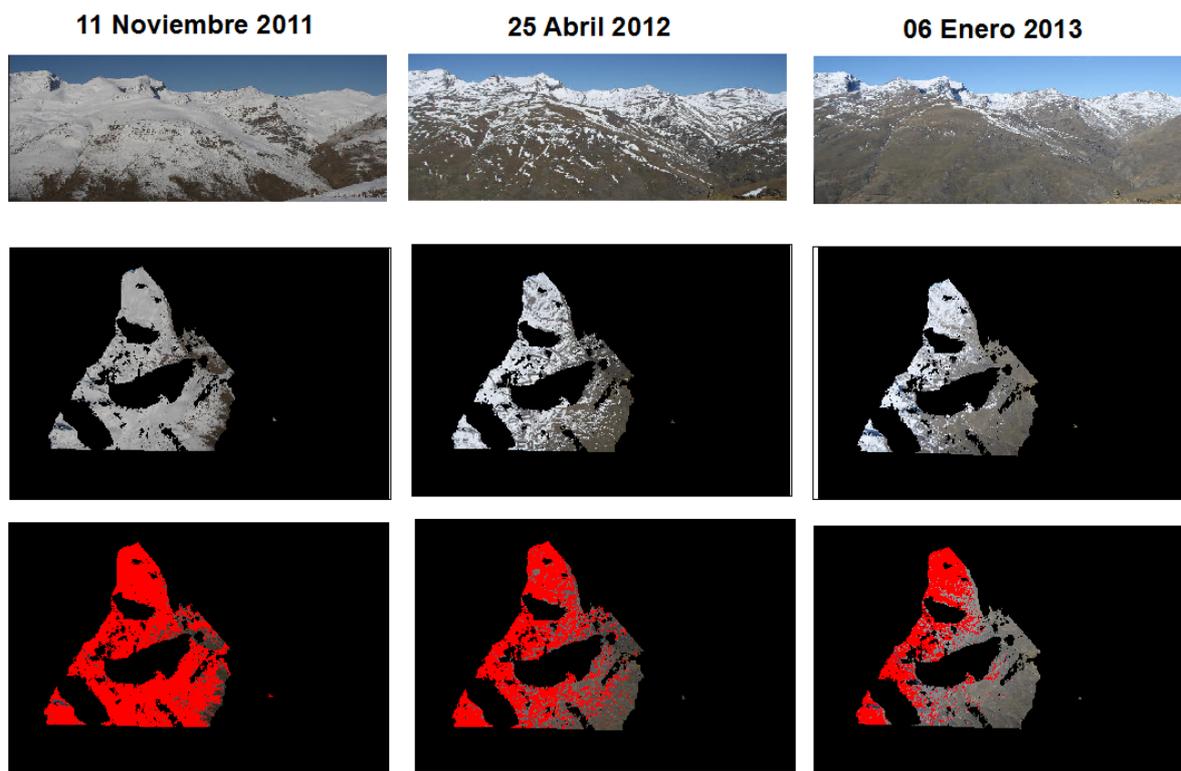


Figura 11. Foto original, rectificación y detección de la nieve.

4. RESULTADOS

4.1. Imágenes.

El estudio se ha realizado con 77 imágenes correspondientes a los años hidrológicos 2011-2012 y 2012-2013. En la Figura 11 se muestra un ejemplo del proceso de rectificación y detección de nieve para tres fechas seleccionadas, representativas de las diferentes etapas de la nieve, donde se aprecia la gran variabilidad espacial de la capa de nieve a lo largo del año. La primera imagen corresponde al primer periodo de acumulación del año hidrológico 2011-2012. Tras las primeras precipitaciones, coincidiendo con el descenso de la temperatura, se observa una fracción de cubierta elevada. La segunda de las imágenes pertenece al periodo de fusión primaveral del mismo año hidrológico. Se observa el proceso de fusión sin alteraciones debidas a nevadas esporádicas dado que no hubo precipitaciones significativas desde la temporada de invierno. Por último, una imagen correspondiente al periodo central del invierno con menos nieve que la anterior, ya que se corresponde

con uno de los pequeños ciclos de fusión invernal típicos de la zona, originados por la influencia del clima mediterráneo, con periodos de buen tiempo habituales en torno a enero y principios de febrero.

4.2. Simulación

Se realizaron simulaciones con WiMMed para los dos años correspondiente a la toma de imágenes. Dado que las imágenes tienen el mismo tamaño que el modelo usa en sus simulaciones los datos obtenidos se pueden asimilar directamente mediante la metodología explicada anteriormente. En una primera simulación sólo de la capa de nieve, se comparan los resultados de las variables estado que definen la nieve sin asimilación con los obtenidos mediante el tratamiento de las imágenes. En segundo lugar se realizan simulaciones hidrológicas completas para obtener el caudal en el punto de aforo de la cuenca. Se estudia también la diferencia existente entre la simulación sin asimilación y la obtenida con asimilación. En la Figura 12 se presentan los resultados de las variables obtenidas en ambas simulaciones.

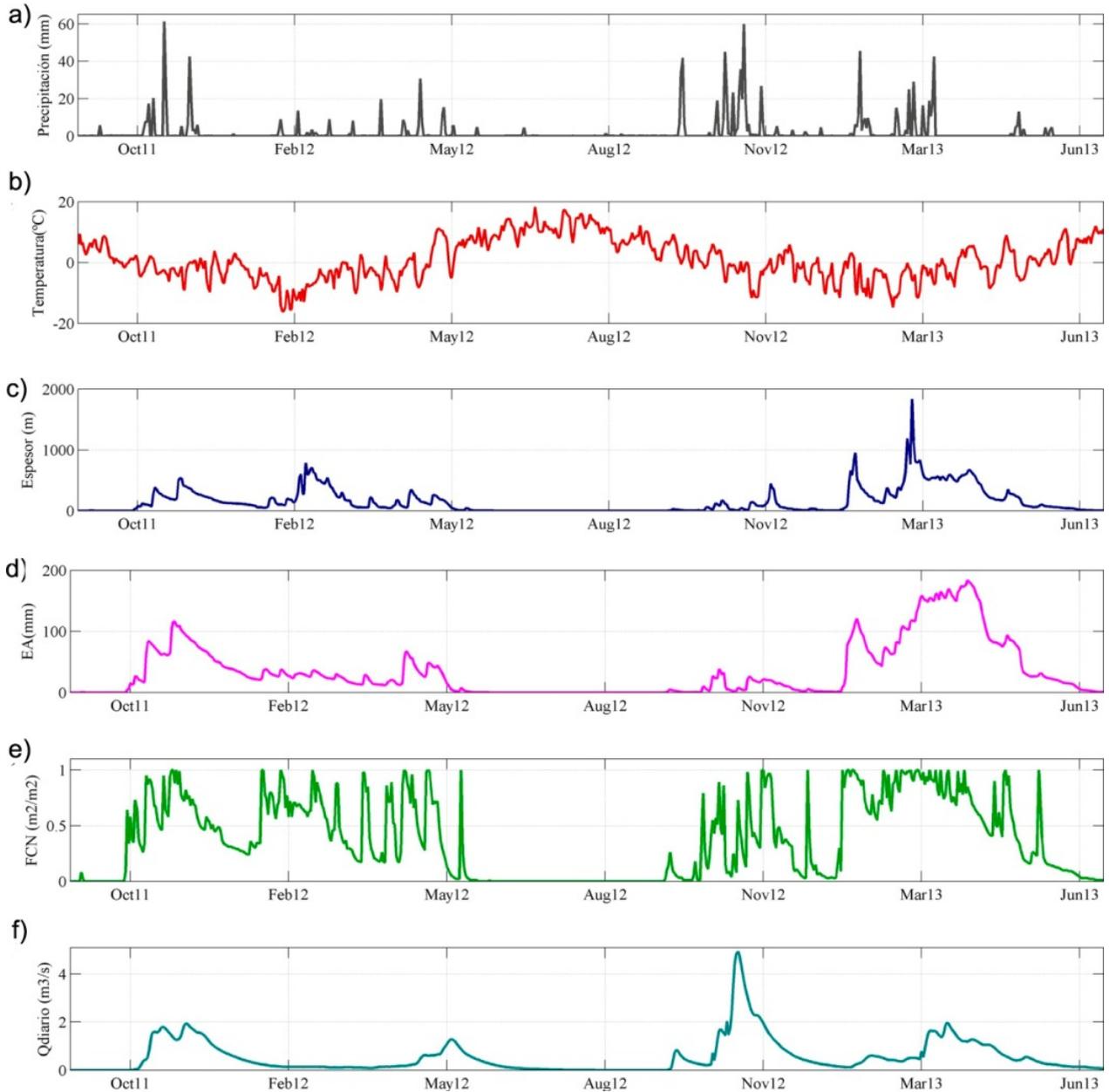


Figura 12. Resultados obtenidos de las simulaciones. a) Precipitación (mm). b) Temperatura (°C) c) Espesor (mm) d) Equivalente de agua (mm) e) Fracción de cubierta de nieve. f) Caudal diario (m³/s).

Por otra parte, para abundar más en los resultados obtenidos, la Figura 14 muestra la diferencia existente entre los datos obtenidos del simulado directo y los obtenidos por la asimilación. A su vez, los datos del caudal son comparados con los datos medidos en la estación de aforo en Trevélez (Figura 13).

Por último, la Figura 15 presenta la comparación de los mapas de equivalente de agua obtenidos de la simulación y los de la máscara de nieve obtenida en los mismos días mediante el proceso de rectificación.

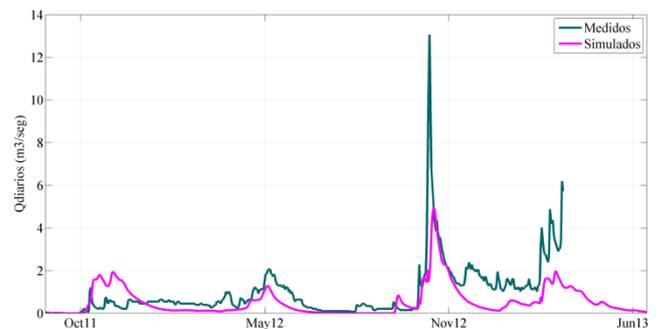


Figura 13. Caudales en el punto de aforo. Medidos y Simulados.

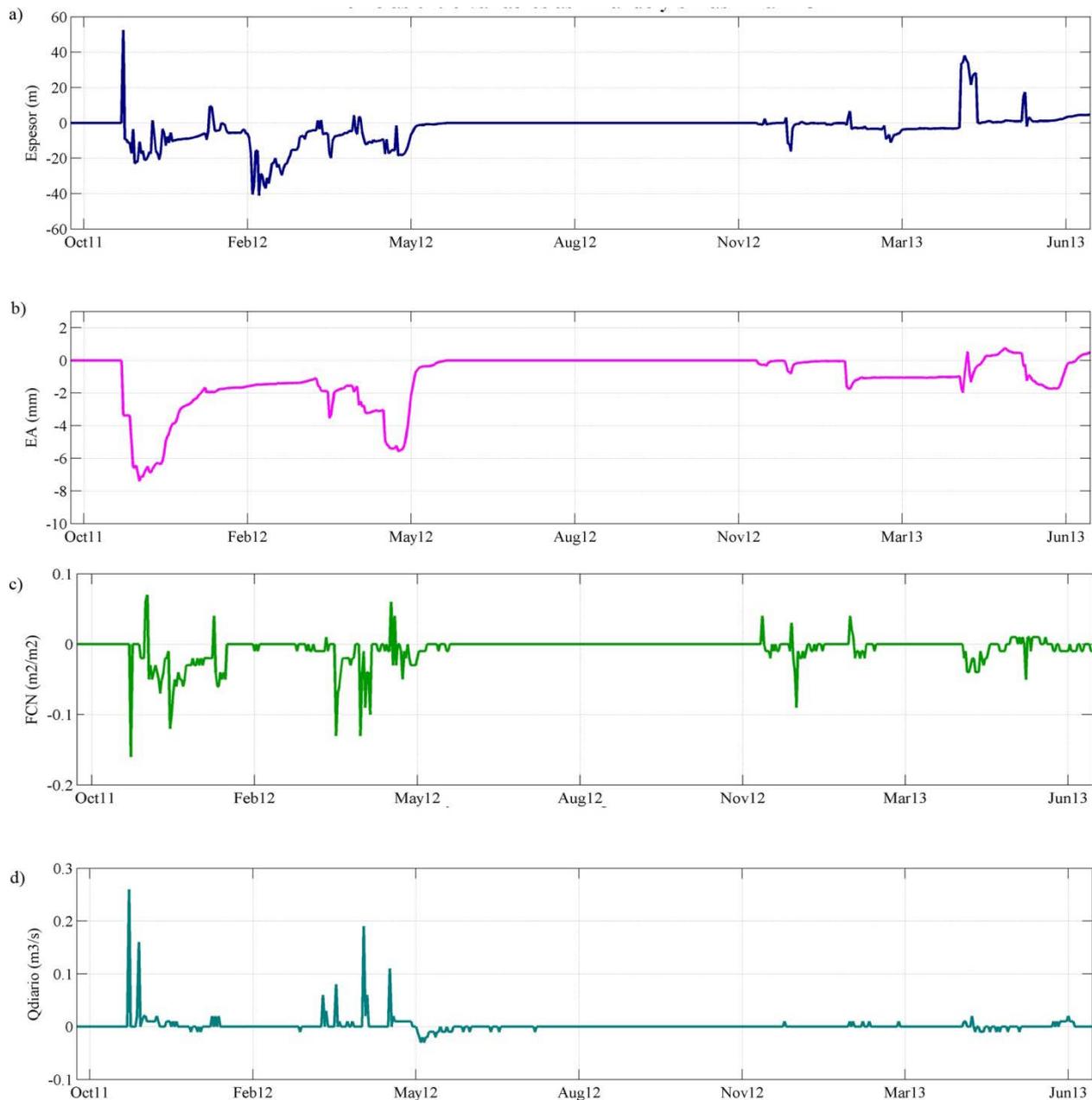


Figura 14. Diferencias entre las variables con y sin asimilación de mapas de nieve.

5. DISCUSIÓN.

A partir de la Figura 12, que muestra la tendencia que siguen las distintas variables representativas de la dinámica de la nieve en la zona de estudio, se puede apreciar la relación directa existente entre las variables de estado de la nieve simuladas y el caudal simulado en el punto de aforo. Esta apreciación confirma cómo el caudal de la zona está en gran parte influenciado a los ciclos de fusión de la nieve. Se puede observar también cómo los periodos de fusión en ambos años se

relacionan con el aumento de temperatura, como cabía esperar. Por otro lado, quedan expresados los característicos ciclos de fusión en la temporada de nieve.

En la Figura 12 se observa que la diferencia entre los resultados del modelo obtenidos sin asimilación y los obtenidos con asimilación es casi inapreciable. La Figura 14 representa de manera más precisa los errores cometidos entre las distintas simulaciones. Teniendo en cuenta que cada valor extremo en la gráfica corresponde a la fecha en la que el modelo asimila, se comprueba en primer

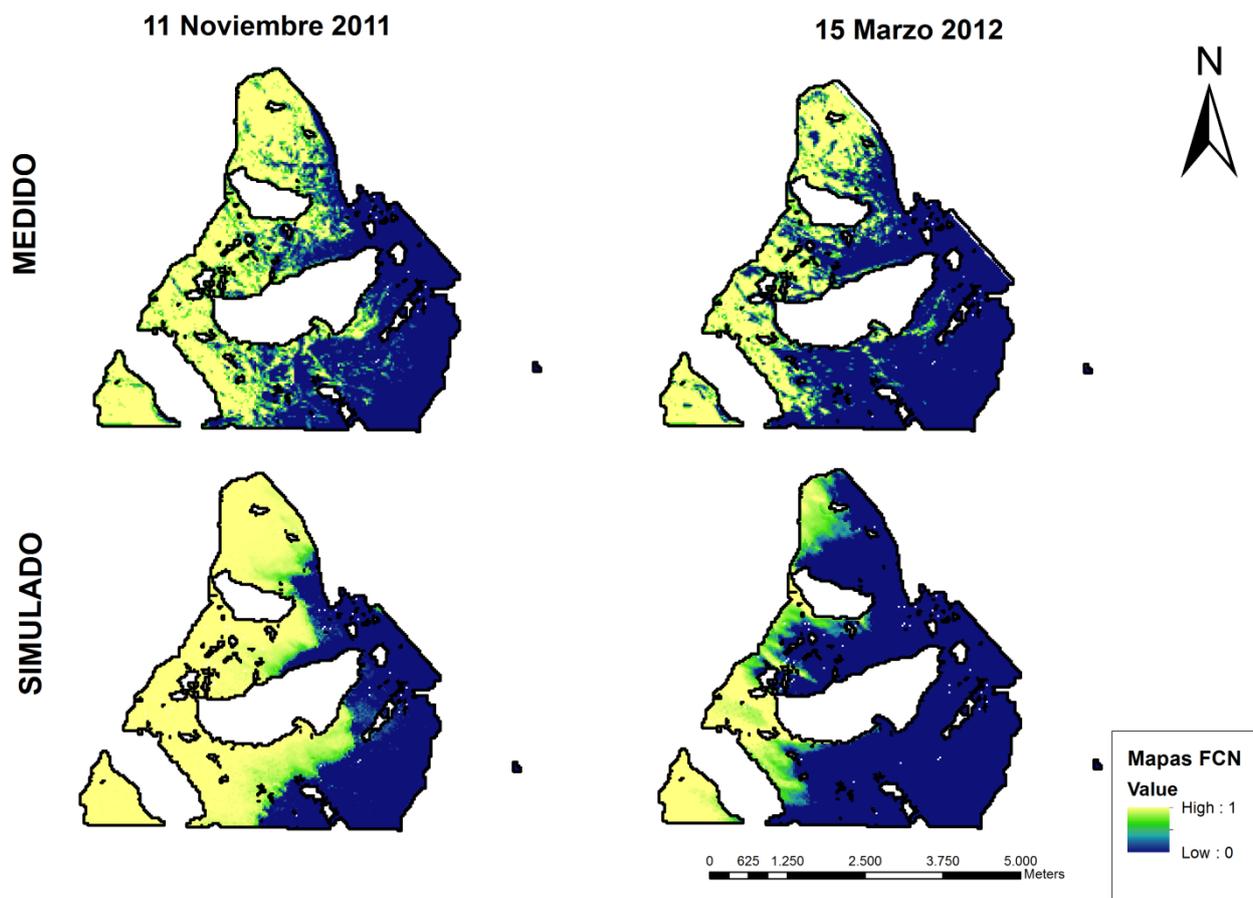


Figura 15. Máscaras de nieve medidas y simulada.

lugar cómo ambas simulaciones son idénticas en las que no hay nieve. Seguidamente se observa mayor diferencia en el primer año hidrológico que en el segundo; esto puede deberse a una mayor representatividad de la interpolación de variables meteorológicas que realiza WiMMed, de las medidas de las estaciones con respecto al resto del área, o a los efectos de escala asociados a la distribución temporal de los ciclos de nieve. Centrándose en las variables de estado de la nieve, queda reflejado como el modelo habitualmente sobrestima los resultados, es decir, suele predecir más nieve de la que hay en realidad, aunque en cantidades muy pequeñas. En el periodo de máxima acumulación, con 100 mm, el equivalente de agua (EA) (Figura 12 d) tiene una diferencia de 4 mm, un 4% del total. En espesor (H) los errores máximos son del 18% aproximadamente haciendo una subestimación de 42 mm (Figura 14 a). La fracción de cobertura es la variable que más se modifica, aunque el error máximo cometido es del 13%; en periodos de máxima acumulación el

modelo ha simulado un 5% menos de lo que el mapa de nieve considera (Figura 14 c). Referente al espesor se observan unos valores máximos subestimados en noviembre del 2011 y abril del 2013 cuando el resto de las variables de la nieve son sobrestimadas. Estos valores poco coherentes aparecen cuando el valor de fracción de cubierta de nieve asimilado es menor que el modelado. Dada la metodología de asimilación del modelo que prima el mantenimiento de los balances de masa, esta asimilación supone un aumento del espesor, tal y como muestra la Figura 12, que se va corrigiendo automáticamente según se consolida la nieve. En general, a pesar del error que se detecta en las fechas de asimilación, el modelo tiende a la autocorrección, ya que todos los errores van disminuyendo según avanza la temporada de nieve. Esto quiere decir que el modelo de simulación de nieve tiende a la estabilidad, independientemente de errores que

pueda haber en los datos de entrada meteorológicos, lo cual es una característica muy positiva del mismo. Por otro lado, en la Figura 14 d queda representado cómo el modelo subestima los caudales. Aunque el caudal esté relacionado directamente con la nieve, debe de tenerse en cuenta que no toda la nieve acumulada debe fundirse y llegar al río. En relación a que el modelo subestime en caudales y sobrestime en las variables de la nieve, se ha concluido que el modelo necesita una calibración posterior en la parte del flujo no saturado en suelo, para que se reduzca la evaporación, de manera que llegue más caudal al río del que actualmente el modelo estima. Para concluir, hay que resaltar cómo el modelo después de una asimilación tiende a corregirse también en caudales, y cómo el efecto de la asimilación sigue influyendo en los días no asimilados. En el caso del estudio de los caudales simulados y los caudales medidos, Figura 13, aunque siguen la misma tendencia, sí se observa una diferencia más acentuada.

En lo referente a los mapas de equivalente de agua, Figura 15, se observa que el modelo realiza una estimación bastante exacta en el día 15 de marzo y por el contrario, se observa alguna diferencia en el día 11 de noviembre. En este último caso, se producen varias nevadas días anteriores a la simulación, y se observa que el modelo no ajusta la nieve en el día de la simulación a la perfección. Sin embargo, estudios anteriores realizados en una zona más expuesta al viento también en Sierra Nevada (Pimentel et al., 2012) reflejan una mayor diferencia entre la simulación y los datos medidos. Es difícil disponer de una red de monitorización lo suficientemente amplia como para conocer la distribución del viento en la zona; por esta razón el modelado no considera el transporte de masa debido a este fenómeno, y la simulación sin asimilación está muy lastrada por las variaciones de viento a pequeña escala, del orden de metros, debidas a la topografía. En consecuencia, dada la poca diferencia entre la simulación de la distribución de nieve y su medida con la fotografía, se podría concluir de forma indirecta que la zona cubierta por la fotografía está poco influida por los efectos del viento. Esto se produce por la orientación sur del valle y la mayor protección de la ladera observada por la cámara al viento dominante del Oeste.

6. CONCLUSIONES.

Como resultado del análisis de la variabilidad espacio temporal de la nieve se puede concluir que la metodología utilizada para la rectificación y detección de la nieve es una herramienta económica adaptada a la frecuencia temporal del problema. A su vez, se puede considerar como un método bastante exacto para conocer la posición exacta de la cubierta de la nieve, gracias al cual se obtiene una visión de la evolución temporal de los procesos de nieve en el clima de alta montaña. El éxito del proceso depende de la precisión del MDE y de la nitidez de la imagen a tratar.

Los mapas de nieve obtenidos han sido utilizados para realizar comparaciones con los resultados del modelo hidrológico distribuido WiMMed. Por un lado cabe destacar la precisión con la que el modelo reproduce los procesos de fusión y acumulación de la nieve en la zona. Las pequeñas diferencias apreciables se deben a su mayoría a la metodología de funcionamiento del modelo y en el caso de la comparación con datos reales a una calibración no suficiente de los procesos de pérdida de agua en la zona no saturada del suelo.

El viento es un factor influyente en la evolución de la nieve. Tras la comparación de este estudio con los resultados de estudios anteriores cabe destacar que se puede concluir que la zona cubierta por la cámara no está muy influida por la acción del viento.

7. AGRADECIMIENTOS.

A la Agencia de medio Ambiente y Agua por la cesión de sus imágenes y a la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas por sus datos. Este trabajo se desarrolla dentro del proyecto CeiBIOTIC de la Universidad de Granada titulado "Sistema de seguimiento del estado en tiempo real de la capa de nieve en Sierra Nevada Sur basado en monitorización y modelado" (CEI2013-MP-23)", y el Proyecto "Dinámica de la nieve en regiones mediterráneas y su modelado a diversas escalas. Implicaciones para la gestión de recursos hídricos." Ministerio de Ciencia e Innovación (CGL2011-25632).

8. REFERENCIAS.

Aschenwald, J., Leichter, K., Tasser, E., Tappeiner, U., 2001: Spatio-temporal landscape analysis in mountain terrain by means of small

format photography: a methodological approach. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 39: 885-893.

Barnett, T. P., Adam, J. C. and Lettenmaier, D. P., 2005: Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 21, 303-309.

Bicknell, B. R., Imhoff, J. C., Kittle, J. L., Donigan, A. S. and Johanson R. C., 1997: *Hydrological Simulation Program Fortran. User's Manual Release 11*. EPA-600/R-97-080, USEPA.

Castillo, A., 1999: Aguas y acequias en la alpujarra (Sierra Nevada), "*II Conferencia de la Alpujarra*", 151-164. Granada.

Corripio, J. G., 2001: Snow surface albedo estimation using 35 mm terrestrial photography. *Geophysical Research Abstracts of the European Geophysical Society 26th General Assembly*. 25-30 March 2001. Nice France.

Corripio, J. G., 2004: Snow surface albedo estimation using terrestrial photography. *Int. J. Remote Sens.*, 25, 5705-5729.

Fiume, L., 1989: *The mathematical structure of raster graphics*, Academic Press Profesional, 221 pp.

Foley, J. D., van Dam, A., Feimer, S. K., and Hughes, J. F., 1990: *Computer graphics, principles and practice*, Addison-Wesley, 1175 pp.

Gareth, W., 2006: *Remote sensing of snow and ice*. Taylor and Francis, 324 pp.

Herrero, J., Polo, M. J., Moñino, A. and Losada M. A., 2009: An energy balance snowmelt model in a Mediterranean site. *J. Hydrol.*, 371, 98-107.

Herrero, J., Aguilar, C., Millares, A., Moñino, A., Polo, M. J. and Losada M. A., 2011: Mediterranean high mountain meteorology from continuous data obtained by a permanent meteorological station at Sierra Nevada, Spain. *Geophys. Res. Abstr. EGU 2011*, 13, 12893.

Hock, R., Ress, G., Williams, M. W. and Ramirez E., 2006: Preface- contribution from glaciers and snow cover to runoff from mountains in different climates. *Hydrol. Processes*, 20, 2089-2090.

Jordan, R., 1991: *A one-dimensional temperature model for a snow cover: Technical documentation for SNTERRM.89, Special Report 91-16*. US Army Corps of Engineers, Cold Region Research & Engineers Laboratory. Hanover, N.H., USA.

Koivusalo, H., 2002: *Process-oriented investigation of Snow Accumulation, snowmelt and runoff generation in forest sites in Finland*. Helsinki University of Technology, Laboratory of Water Resources, Finland.

Lapen, D., and Martz, L., 1996: An investigation of the spatial association between snow depth, and topography in a Prairie agricultural landscape using digital terrain analysis. *J. Hydrol.*, 184, 227-298.

Luce, C. H., Tarboton, D. G., and Cooley, K. R., 1999: Sub-grid parameterization of snow distribution for an energy and mass balance snow cover model. *Hydrol. Process.*, 13, 1921-1933.

Luce, C. H., and Tarboton D. G., 2004: The application of depletion curves for parameterization of subgrid variability of snow. *Hydrol. Process.* 18, 1409-1422.

Malik, M. J., van der Velde, R., Vekerdy, Z., Su, Z. and Salman, M. F., 2011: Semi-empirical approach for estimating broadband albedo of snow. *Remote Sensing of Environment*. 115, 2086-2095.

Malik, M. J., van der Velde, R., Vekerdy, Z. and Su, Z., 2012: Assimilation of Satellite-Observed Snow Albedo in a Land Surface Model. *J. Hydrometeorol.*, 13, 1119-1130.

Marks, D. and Dozier, J., 1992: Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of Sierra Nevada. 2 Snow cover energy balance. *Water Resour. Res.*, 28, 3043-3054.

Pimentel, R., Herrero, J. and Polo, M. J., 2012: Assimilation of multiscale terrestrial photography data into a physical model of snow processes. *Geophys. Res. Abstr. EGU 2012*, 14, 8820.

Pimentel, R., Herrero, J. and M. J. Polo, 2012: Terrestrial photography as an alternative to satellite images to study snow cover evolution at hillslope scale. Proceeding, *Remote Sensing for*

Agriculture, Ecosystems, and Hydrology XIV. SPIE. Remote Sensing 2012, Edimburgh.

Polo, M. J., Herrero, J., Aguilar, C., Millares, A., Moñino, A., Nieto, S., Losada, M. A., 2009. "WiMMed, a distributed physically-based watershed model (I): Description and validation". *Environmental Hydraulics: Theoretical, Experimental & Computational Solutions*. 225-228.

Schmidt, R., 1982.: Properties of blowing snow. *Review of Geophysics*. 20: 39-44

Sirguey, P., Mathieu, R., Arnaud, Y., 2009. Subpixel monitoring of the seasonal snow cover with MODIS at 250 m spatial resolution in the Southern Alps of New Zeland: Methodology and accuracy assessment. *Remote Sensing of Environment*. 113: 160-181.

Tarboton, D. G. and Luce, C. H., 1996: *Utah Energy Balance Snow Accumulation Melt Model (UEB), Computer Model Technical Description and User Guide*. Utah Water Research Laboratory and USDA Forest Service Intermountain Research Station.

Watt A, Watt M. 1992. *Advanced Animation and Rendering Techniques: Theory and practice*. Addison Wesley. New York