

1. OBJETIVOS DEL TRABAJO.....	2
2. INTRODUCCIÓN.....	2
3. PROCESOS FÍSICOS EN EL INTERIOR DE LA NIEVE Y SU PARAMETRIZACIÓN.....	4
3.1. DEPOSICIÓN DE LA NIEVE.....	5
3.2. CONCEPTOS GENERALES DE UN MEDIO POROSO.....	5
3.3. TERMODINÁMICA DEL EQUILIBRIO DE FASES EN LA NIEVE.....	7
3.4. COMPORTAMIENTO TÉRMICO DE LA NIEVE.....	9
3.5. FLUJO DE FLUIDOS EN LA NIEVE.....	10
3.6. PROPIEDADES RADIATIVAS DE LA NIEVE.....	12
3.7. BALANCE DE ENERGÍA Y DE MASA ENTRE LA NIEVE Y LA ATMÓSFERA.....	16
4. MODELO INM DE EVOLUCIÓN DE LA NIEVE ESTACIONAL.....	20
4.1. DESARROLLO Y APORTACIONES DEL MODELO.....	21
4.2. ESTRUCTURA DE LA CAPA DE NIEVE.....	22
4.3. PERCOLACIÓN.....	24
4.4. BALANCE DE MASA.....	24
4.5. PARAMETRIZACIÓN DEL ALBEDO.....	25
4.6. FLUJOS DE CALOR.....	25
4.7. BALANCE DE ENTALPÍA.....	27
4.8. ADAPTACIÓN DE LA ECUACIÓN DE CONDUCCIÓN DEL CALOR.....	30
4.9. EVOLUCIÓN DE LA NIEVE: RESOLUCIÓN PRÁCTICA.....	30
5. DESCRIPCIÓN DEL CONJUNTO DE DATOS EXPERIMENTALES.....	33
6. RESULTADOS: CALIBRACIÓN Y EVALUACIÓN DEL MODELO.....	34
6.1. CALIBRACIÓN.....	34
6.2. RESULTADOS.....	35
7. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS.....	43
7.1. PERSPECTIVAS.....	44
AGRADECIMIENTOS.....	45
REFERENCIAS.....	46
ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS.....	47
APÉNDICE: DESCRIPCIÓN DE MODELOS DE NIEVE ACTUALES.....	49
APÉNDICE:.....	58
A COMPARISON OF FOUR SNOW MODELS USING OBSERVATIONS FROM AN ALPINE SITE.....	58

1. Objetivos del trabajo

El objetivo principal de este trabajo de investigación es desarrollar un modelo de evolución de la nieve estacional que recoja los procesos físicos más relevantes que la caracterizan mediante un tratamiento numérico sencillo.

La validación del modelo es un objetivo asociado al anterior. El contraste y verificación de ciertas parametrizaciones y algoritmos, así como los estudios de sensibilidad de los parámetros de calibración están directamente vinculados al desarrollo del modelo.

Una vez inicializado el estado de una capa de nieve, el modelo permite calcular su evolución en un momento dado a partir de datos meteorológicos únicamente, sin necesidad de tener medidas posteriores de la propia nieve. Algunas de las salidas que produce el modelo, como el espesor equivalente en agua, la tasa de percolación y la temperatura superficial, pueden ser de utilidad directa en algunas aplicaciones, por ello “la posibilidad de que el modelo pueda ser aplicado en un futuro al mundo real” es otro objetivo implícito.

En una aplicación real y si no se dispusiera directamente de datos observados de alguna variable meteorológica, ésta podría suplirse con los valores de salida de los modelos numéricos de predicción, adaptando, si fuera preciso, algunas de las parametrizaciones en el modelo de nieve. El modelo, en su actual versión puntual, tendría que transformarse previamente en un modelo distribuido para poder ser aplicado a una región extensa.

El modelo no requiere un excesivo coste computacional por lo que puede ser incorporado en un modelo numérico climático o de predicción. Su integración en un modelo de predicción numérica se plantea como un objetivo futuro.

2. Introducción

La nieve es un componente con características propias y de gran importancia en el sistema climático que influye en él mediante los cambios que genera en las propiedades de la superficie. En cuanto a sus propiedades radiativas tiene un gran albedo en comparación a otros materiales. Sus propiedades térmicas, la baja conductividad térmica y el importante intercambio de calor asociado al cambio de fase hielo-agua, logran aislar el suelo de las influencias atmosféricas exteriores. Su baja rugosidad hace disminuir la de la superficie en su conjunto. El agua procedente de la fusión de la nieve tiene una gran importancia hidrológica que incluye el suministro de agua, la erosión y el control de inundaciones. La

fusión de la nieve esta regulada básicamente por los intercambios energéticos entre la nieve y la atmósfera.

El trabajo se desarrolla en cuatro partes principales. En la primera, *Procesos físicos en el interior de la nieve y su parametrización*, se expone, de forma resumida, el “estado del arte” de los conocimientos relativos a la nieve que sean o puedan ser de interés en el futuro para el modelo que posteriormente se desarrolla. En esta parte no se exponen, por lo tanto, algunos aspectos que no van a ser utilizados posteriormente en el modelo (por ejemplo el metamorfismo de la nieve).

La segunda parte, *Modelo INM de evolución de la nieve estacional*, trata del propio modelo y en ella se detallan su desarrollo, sus características y las parametrizaciones usadas.

En la tercera parte, *Descripción del conjunto de datos experimentales*, se describen las observaciones tomadas en el laboratorio Col de Porte (Alpes, Meteo-France) durante tres inviernos.

La cuarta parte, *Resultados: calibración y evaluación del modelo*, muestra la calibración y los resultados gráficos y estadísticos de la versión del modelo que se ejecuta.

El estado actual de la modelización de la nieve y su evolución histórica se recoge en el apéndice *Descripción de modelos de nieve actuales*.

El apéndice final *A comparison of four snow models using observations from an alpine site* es un artículo ya publicado que muestra la comparación entre cuatro modelos de nieve, uno de ellos es una versión previa del modelo INM, objeto de este trabajo de investigación, aplicados a las observaciones de dos de las campañas (88/89, 94/95) recogidas en este trabajo.

3. Procesos físicos en el interior de la nieve y su parametrización

El contenido de este apartado es, en su mayor parte, una adaptación del borrador que del capítulo “Physical processes within the snow cover and their parameterization” han preparado Rachel E. Jordan, Mary Remley Albert (U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory) y Eric Brun (Centre d’Études de la Neige, Météo-France), para ser incluido en el libro “Snow and Climate Book” de próxima publicación. Además de por su actualidad, la razón principal para el empleo de esta referencia está en que se trata, seguramente, de la introducción más completa a este tema.

Aunque la visión poética de la nieve es la de un suave manto blanco que cubre uniformemente la tierra, de hecho los factores atmosféricos que determinan sus características al llegar al suelo y su respuesta a la topografía de pequeña escala originan una amplia variedad en la estratificación y en las propiedades físicas de la capa de nieve. Las propiedades de la nieve también están condicionadas por los cambios de temperatura y de las condiciones atmosféricas. Además hay una complicada retroalimentación entre la evolución de las propiedades de la nieve y los procesos dinámicos que ocurren en el interior del manto. Los cambios exteriores de temperatura y radiación originan gradientes internos de temperatura que causan crecimiento granular y metamorfismo en la estructura cristalina. Un mayor tamaño granular disminuye el albedo de la nieve con lo que el suelo recibe más calor y produce cambios en el espacio de aire intersticial, alterando la permeabilidad y cambiando la naturaleza del flujo del aire y del agua en la nieve. Un aumento en la ventilación de la nieve durante extensos períodos puede conducir a un aumento de la sublimación y a transformaciones en la estructura cristalina. Un mayor flujo de agua puede aumentar el tamaño granular, lo que a su vez puede aumentar la permeabilidad. Menores temperaturas y el enfriamiento radiativo pueden conducir a la recongelación del agua contenida en la nieve, pudiendo producir lentes de hielo que actúan como barreras para los flujos de aire y agua en el interior. La nieve es, por consiguiente, un medio dinámico y complejo, cuya microestructura puede jugar un papel clave en su comportamiento a muchas escalas. A menudo las características y la apariencia de la nieve a gran escala son consecuencia de sus propiedades a pequeña escala; como ejemplos, el hecho de que los aludes se desencadenan debido a placas débiles de nieve compacta, y el de que los datos que registran los satélites y que tienen su origen en la nieve son sensibles al tipo de los cristales y a su tamaño.

3.1. Deposición de la nieve

La cantidad de nieve precipitada (Figura 1) se puede medir ya sea por su espesor o por el equivalente en agua de este espesor SWE (Snow Water Equivalent),

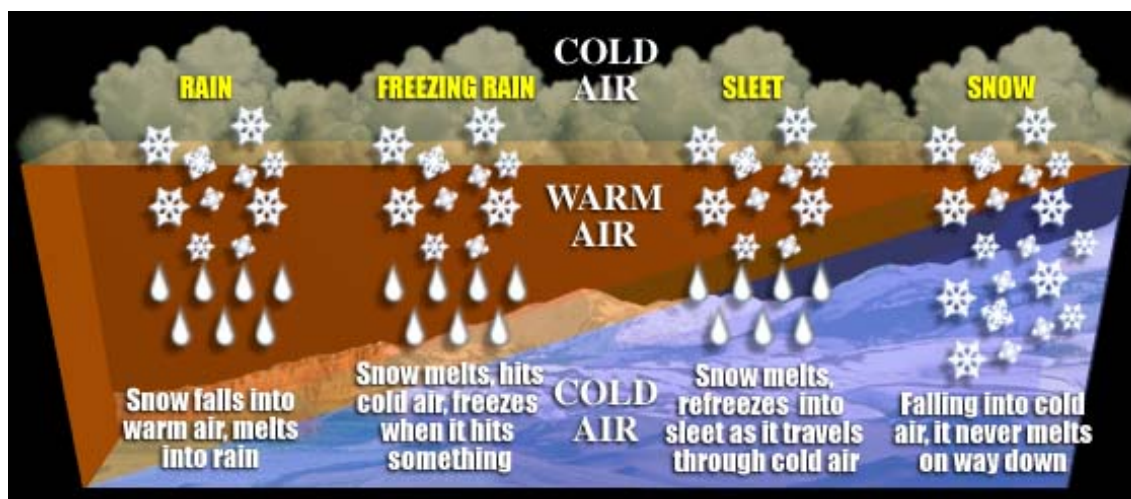


Figura 1: Posibilidades de evolución de la precipitación en forma de nieve en la atmósfera

que es la altura del agua que se obtendría al fundir esta nieve precipitada. La densidad de la nieve recién caída está entre los 20 y los 250 kg m⁻³, pero típicamente se encuentra entre los 60 y 120 kg m⁻³ para la nieve seca que precipita con viento entre débil y moderado. La nieve húmeda, el aguanieve y la nieve compactada por el viento tienen densidades mayores. Cuando la precipitación es mezcla de agua y nieve la densidad puede ser significativamente mayor de 250 kg m⁻³. Debido a que la nieve que cae bajo fuertes vientos está típicamente fragmentada y es de grano pequeño, la densidad aumenta aproximadamente 20 kg m⁻³ por cada m s⁻¹ de velocidad del viento. La acción del viento y la topografía pueden provocar una amplia variación espacial en el espesor de la nieve. Los cambios de presión inducidos por el viento conducen generalmente a la socavación de la nieve a barlovento de una colina, o cualquier otro obstáculo natural convexo, y su deposición a sotavento.

3.2. Conceptos generales de un medio poroso

Tras ser depositados en el suelo o sobre otra capa de nieve previa, los cristales de nieve se apilan dando lugar a una nueva capa. La estructura inicial de esta capa depende de la forma y tamaño de los cristales y de la tensión aplicada a los enlaces que unen los cristales. El hielo forma una matriz sólida que delimita los poros llenos de aire húmedo y, posiblemente, agua. En la nieve, la mayor parte de los poros están interconectados. Debido a la forma y tamaño de sus cristales y a los enlaces que los vinculan, la nieve es un medio granular poroso.

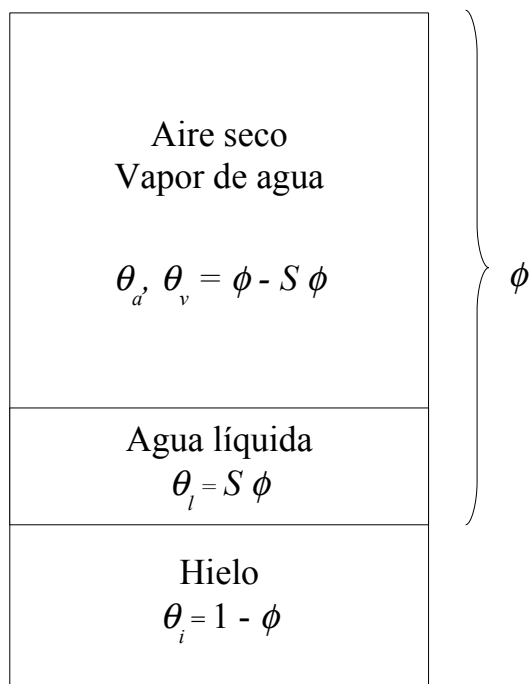


Figura 2: Diagrama de las fracciones volumétricas de los cuatro componentes de la nieve (a: aire; v: vapor de agua; l: agua líquida; i: hielo) en función de la porosidad ϕ (Jordan, 1991)

3.2.1 Constitución

Una característica general de los medios porosos es que su matriz sólida presenta propiedades físicas y mecánicas que difieren significativamente del fluido que llena sus poros. En el caso de la nieve, el fluido puede consistir de una sola fase (aire húmedo) o de dos fases inmiscibles (aire húmedo y agua líquida). En adelante, θ_k denota la fracción volumétrica de la componente k de la nieve. k es i, a, v o l , para el hielo, aire, vapor de agua y agua líquida, respectivamente (Figura 2). La proporción de mezcla entre la matriz sólida y los fluidos juega un papel determinante en las propiedades físicas y mecánicas del medio. Por esta razón, la porosidad $\phi = 1 - \theta_i$ es un parámetro básico en la descripción

de la nieve. La densidad de la nieve seca ρ_s es prácticamente igual a $\rho_i \theta_i$ siendo ρ_i la densidad del hielo (917 kg m^{-3}). El agua que se encuentra en estado líquido en el interior de la nieve (en adelante, agua contenida) es también primordial para describir la constitución de una muestra de nieve. El agua contenida se puede expresar mediante la saturación S , definida como la razón entre la fracción volumétrica líquida y la porosidad. En la nieve estacional, la porosidad se encuentra normalmente entre 0.98 y 0.40. Consecuentemente, la densidad de la nieve oscila en aproximadamente un orden de magnitud lo que provoca cambios de mayor orden en sus propiedades físicas o mecánicas.

3.2.2. Textura

Independientemente de la porosidad, la textura (distribución en forma y tamaño de los granos, poros y meniscos de agua presentes en el medio) condiciona la mayor parte de las propiedades físicas y mecánicas de la nieve (Arons y Colbeck, 1995; Golubev y Frolov, 1998). Debido al metamorfismo, la textura de la nieve evoluciona rápidamente y muestra una amplia variabilidad. Las propiedades radiativas están particularmente influenciadas por la forma y tamaño del grano, mientras que las propiedades térmicas dependen sobre todo de la estructura de los enlaces y las propiedades del fluido que llena los poros. La razón entre el tamaño de los enlaces y el tamaño del grano, y el número de coordinación (número promedio de enlaces por grano) son parámetros críticos en las propiedades mecánicas y térmicas.

3.3. Termodinámica del equilibrio de fases en la nieve.

Comparada con otros medios porosos, la complejidad de la nieve es mayor debido a la coexistencia de agua en sus tres fases sólida, líquida y gaseosa (Figura 3).

Debido a la alta actividad termodinámica del agua alrededor del punto triple, la nieve evoluciona continuamente y a veces de forma rápida, lo que la hace un componente único y complejo de la superficie terrestre.

El diagrama de la Figura 4 divide el espacio presión-Temperatura en tres zonas que corresponden al hielo, al agua líquida y al vapor de agua, y donde las curvas frontera son la curva de evaporación para el agua y la de sublimación y fusión para el hielo. Las curvas de sublimación y evaporación corresponden a las curvas de la presión de saturación del vapor de agua en función de la temperatura dadas por la ecuación de Clausius-Clapeyron.

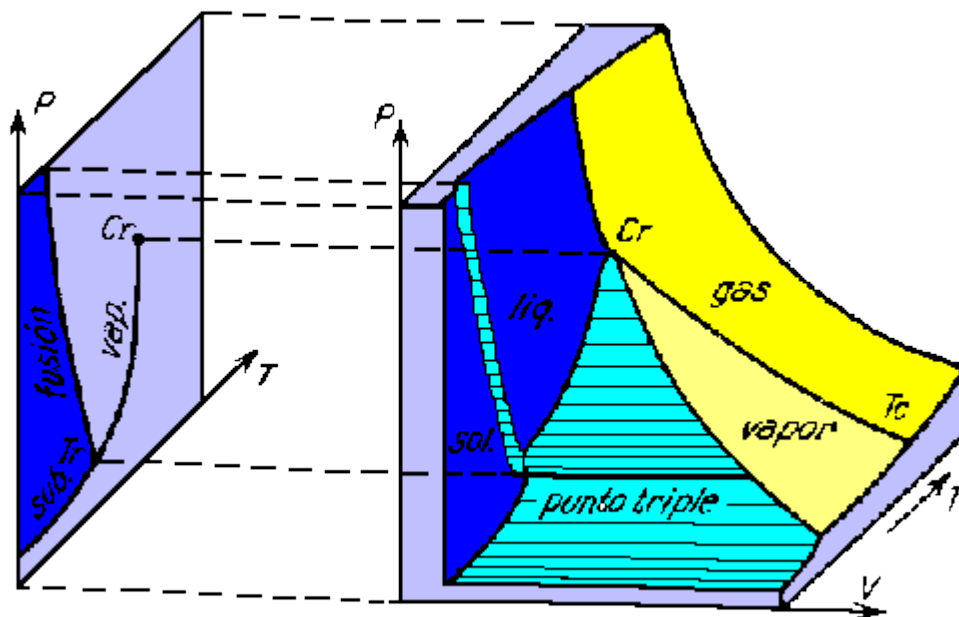


Figura 3: Diagrama de estado Presión-Volumen-Temperatura del agua

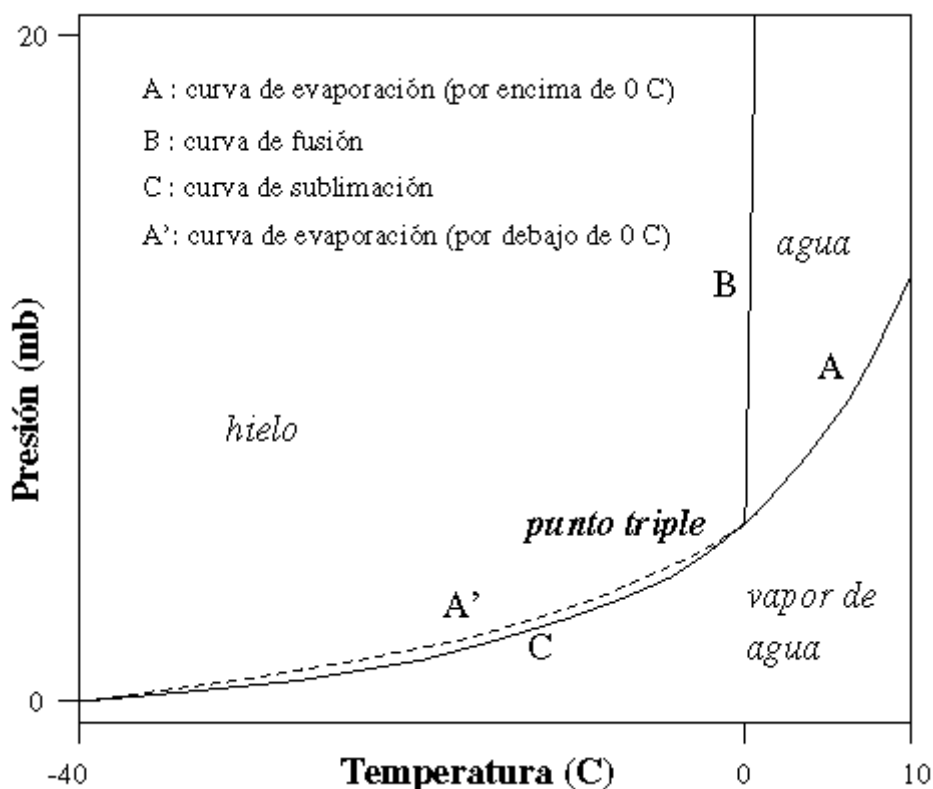


Figura 4: Diagrama de fases presión-Temperatura para el agua basado en las ecuaciones de Clausius-Clapeyron.

Las tres curvas se encuentran en el punto triple ($T = 0.01 \text{ }^\circ\text{C}$, $p = 6.1112 \text{ hPa}$), en el que las tres fases están simultáneamente en equilibrio. El punto triple no coincide con el punto normal de fusión del hielo, que ocurre a $T_0 = 0 \text{ }^\circ\text{C}$ y a una presión atmosférica de 1000 hPa .

Se puede demostrar que la curvatura de la superficie de separación entre las fases hielo-agua o hielo-vapor en el interior de la nieve no tiene prácticamente efecto sobre la temperatura de fusión, aunque juega un papel esencial en el metamorfismo.

3.4. Comportamiento térmico de la nieve

En áreas templadas con nieve estacional, la cubierta nivosa actúa como una manta térmica debido a su baja conductividad relativa y a que el ciclo de fusión-recongelación interna absorbe una parte importante de los intercambios energéticos. De esta forma, la nieve protege al suelo de los rápidos cambios de temperatura atmosféricos. La nieve también interacciona con la atmósfera; así, por ejemplo, el tamaño y tipo del grano, que dependen del proceso de acumulación y de la temperatura local, tienen un gran impacto en el albedo de la nieve y, por lo tanto, en los intercambios de calor y masa con la atmósfera. El cambio del albedo de la nieve sobre un área amplia puede modificar la circulación atmosférica. Debido a que la temperatura de la nieve suele estar próxima al punto de fusión, los procesos de metamorfismo tienen profundos efectos en sus propiedades, lo que a su vez condiciona su respuesta térmica.

Como en toda materia de agregación, las propiedades térmicas de la nieve dependen de la microestructura; en la nieve, esto se refleja en el tipo de cristal y en su organización y conectividad. Debido a que la nieve experimenta metamorfismo por envejecimiento y por cambios en las condiciones ambientales, sus propiedades térmicas también cambian. Mientras que las medidas de Izumi y Huzioka (1975) confirman que el metamorfismo induce anisotropía en las propiedades físicas, no hay un análisis cuantitativo que pueda predecir las propiedades térmicas en función de la microestructura. Arons y Colbeck (1995) exponen una perspectiva histórica y un útil resumen de los intentos para predecir cuantitativamente las propiedades materiales de la nieve basándose en la microestructura, y concluyen que hasta que no haya mejoras en la caracterización de la geometría de la nieve, se puede esperar poco progreso. Actualmente, las estimaciones más útiles de las propiedades térmicas de la nieve se basan en medidas macroscópicas que se correlacionan posteriormente con el tipo de nieve y sus características físicas como la densidad y el tamaño del grano.

3.4.1. Conductividad Térmica

La conductividad térmica de un medio controla la velocidad a la que el calor se transfiere al medio. En una dimensión el flujo de calor en un punto viene dado por

$$F = -k_{eff} \frac{\Delta T}{\Delta y} \quad (3.1)$$

donde F es el flujo, k_{eff} la conductividad térmica y $T(y)$ la temperatura de la nieve a la profundidad y . La medida de la conductividad térmica en la nieve incluye la conducción del calor a través de los granos conectados, así como del calor latente transferido por la sublimación del vapor de agua, la difusión a través del aire y la condensación. Si se tiene todo esto en cuenta, la k_{eff} anteriormente definida es en realidad una conductividad térmica "efectiva" que tiene en cuenta simultáneamente la difusión del calor y los procesos de transporte del vapor.

3.4.2. Calor específico

El calor específico de la nieve refleja la cantidad de energía calorífica que se debe suministrar a una cantidad de nieve para cambiar su temperatura. Como la nieve es un conglomerado de hielo, aire y agua líquida, el calor específico a presión constante se calcula mediante una media ponderada

$$c_{p,s} = \frac{\sum_{j=i,l,a} \rho_j \theta_j c_{p,j}}{\sum_{j=i,l,a} \rho_j \theta_j} \quad (3.2)$$

donde $c_{p,s}$ es el calor específico de la nieve, $c_{p,a}$ es el calor específico del aire ($=1005.0 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), $c_{p,i}$ es el calor específico del hielo ($= 2117.3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), $c_{p,l}$ es el calor específico del agua ($= 4217.7 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) y ρ_j y θ_j son sus densidades y fracciones volumétricas respectivamente. Los anteriores calores específicos son a $0 \text{ }^\circ\text{C}$ y a 1 atmósfera de presión. Al ser los calores específicos dependientes de la temperatura, el calor específico de la nieve tiene también una suave dependencia con la temperatura.

3.5. Flujo de fluidos en la nieve

La nieve es un medio rugoso, con poros de un tamaño comparable a los de la arena o la grava fina. La mecánica del flujo de un fluido a través de la nieve es similar a la del flujo a través de otros materiales granulares y medios rugosos, pero se complica debido a los cambios de fase del agua y a la compactación de la matriz de hielo. La nieve es

altamente permeable para los fluidos y, al contrario de los suelos con grano muy fino, está lo suficientemente "abierto" como para permitir la convección de aire. El agua pasa rápidamente a través de la cubierta de nieve con velocidades comprendidas entre 1 y 50 cm hr^{-1} , a no ser que lo impidan costras de hielo o barreras capilares. Debido a la estructura de poros abiertos, las fuerzas capilares en la nieve húmeda son generalmente mucho menores que las gravitatorias. Los fluidos de baja viscosidad que mojan (como el agua) desarrollan inestabilidades de flujo en la nieve por lo que la infiltración tiene lugar típicamente en canales de flujo preferentes (digitación o flujo en forma de dedos). Actualmente, no hay descripciones matemáticas de estos complejos esquemas de flujo y, por lo tanto, se suele modelizar la infiltración con la teoría del frente de flujo uniforme.

3.5.1. Frente de flujo de agua uniforme

En una capa de nieve homogénea con temperatura uniforme y un flujo constante de agua en la superficie, se puede asumir que el movimiento de infiltración del agua sigue una onda viajera de forma fija. Si se desprecian las fuerzas capilares en la nieve, cuyo orden de magnitud es de 2 o 3 veces inferior a las de gravedad, se obtiene, en el equilibrio, un flujo de masa interno que iguala el flujo fuente U_o (debido a la lluvia o a la fusión), y la saturación efectiva $s^* = S - S_{max}$ (S_{max} es la saturación máxima para la que no hay percolación) alcanza el valor estacionario de

$$s^* = \left(\frac{U_o \mu_l}{\rho_l^2 g K} \right)^{\frac{1}{\chi}} \quad (3.3)$$

donde μ_l es la viscosidad del agua, g la gravedad, K la permeabilidad intrínseca o de saturación y χ un parámetro de ajuste. Para $\chi = 3$, la ecuación anterior predice una saturación efectiva en la capa de nieve proporcional a la potencia 1/3 de la fusión o de la intensidad de lluvia e inversamente proporcional a la permeabilidad intrínseca a la misma potencia. Así, las mayores saturaciones tendrán lugar con fuerte fusión o lluvias y en capas de nieve con la menor permeabilidad.

En una cubierta de nieve heterogénea, estratificada en capas, el flujo es proporcionalmente más lento con textura fina y nieve densa y la saturación de agua es mayor para mantener la continuidad del flujo, como muestra la anterior ecuación. En las transiciones entre capas finas y rugosas surgen barreras capilares debido a la mayor tensión y a la succión en la capa fina. Entonces, el flujo diverge horizontalmente a lo largo de la

discontinuidad hasta que la saturación construye poros del mismo tamaño o se iguala la presión de la capa subyacente.

3.5.2. Flujo inestable

Además del efecto de la estratificación, el campo de flujo se complica por la presencia de canales verticales o dedos (digitación), que concentran el flujo y mueven agua en la capa de nieve por delante del frente uniforme. Aunque no se considere la digitación, la teoría del frente de flujo uniforme permite predecir la percolación durante la época de fusión de forma razonable. La predicción es menos segura para episodios de lluvia sobre la nieve a principios de temporada, cuando la nieve es menos homogénea.

3.6. Propiedades radiativas de la nieve

La radiación incidente sobre la superficie de la Tierra se concentra principalmente en dos anchas bandas: onda corta o solar [0.3 - 2.8 μm] y térmica o de onda larga [5 - 40 μm]. En los estudios climáticos, el albedo de la nieve es un factor esencial.

3.6.1. Reflectancia y reflectancia bidireccional

La principal respuesta de la nieve respecto a las ondas cortas es su altísima reflectancia, especialmente en el espectro visible, lo que explica su color blanco. Esta alta reflectancia proviene de la combinación de su microestructura con las propiedades ópticas del hielo. Sobre el espectro visible, el hielo puro es cuasitransparente (la absorción está entre 0.02 y 0.05 cm^{-1}), mientras que en el espectro infrarrojo cercano la absorción aumenta hasta que el hielo se vuelve cuasiopaco por encima de 1.5 μm (Hobbs, 1974). El índice de refracción del hielo está próximo a 1.30. Un fotón incidente en la superficie de la nieve es o bien refractado o reflejado en cada encuentro con la interfaz hielo-aire hasta que finalmente es absorbido o expulsado de la capa. En el espectro visible y si la nieve contiene pocas impurezas, el fotón puede viajar grandes distancias en el hielo sin ser absorbido, y por lo tanto puede ser refractado y reflejado muchas veces en el interior de la nieve. La nieve se comporta, por lo tanto, como un difusor. Esta refracción y reflexión múltiple cambian drásticamente la dirección de propagación de un fotón individual, por lo que la probabilidad de escaparse de la capa de nieve es muy alta. Esto explica la alta reflectividad de la nieve limpia en las longitudes de onda del visible (Wiscombe y Warren, 1980). Si la nieve

contiene muchas impurezas, la probabilidad de los fotones de ser absorbidos antes de abandonar la capa de nieve es mucho mayor y la reflectancia es, por consiguiente, menor. En el visible, la reflectancia de la nieve depende ligeramente del tamaño del grano y de su forma pero está afectada principalmente por la presencia de partículas de hollín presentes en la capa y por la deposición de polvo en la superficie (Wiscombe y Warren, 1980). Naturalmente la alta reflectancia requiere una capa con la profundidad suficiente para asegurar que los fotones se difundan profundamente antes de salir al exterior. Muchos modelos radiativos consideran la nieve como un medio semiinfinito. En la práctica, este supuesto es válido para capas de nieve de espesor superior a los 10 cm. La absorción del hielo aumenta para longitudes de onda mayores, con lo que disminuye la probabilidad de eyección del fotón y por lo tanto la reflectancia.

Debido a la isotropía relativa de las orientaciones de las interfaces hielo-aire en la nieve, la radiación reflejada es difusa y relativamente isotrópica. Sin embargo la reflectancia bidireccional debe ser considerada. Los efectos bidireccionales se aprecian solo para ángulos de incidencia grandes y son más pronunciados en el infrarrojo cercano que en el visible.

3.6.2. Albedo de la nieve

Los científicos del clima no están interesados en la reflectancia espectral sino en la reflexión de la radiación solar incidente global. La reflectancia integrada espectralmente es el albedo, que se puede definir como la razón entre la radiación de onda corta global reflejada y la incidente. El albedo depende no solo del tipo de nieve sino también de la distribución espectral de la radiación incidente. Sobre áreas amplias cubiertas de nieve, el albedo depende también de la vegetación y de la rugosidad del terreno.

3.6.2.1. Efectos del tipo de nieve sobre el albedo

Para una distribución espectral dada de la radiación solar incidente, el albedo de una capa de nieve suficientemente profunda y homogénea, depende principalmente de la calidad de la nieve, es decir, de su tipo y del contenido de impurezas. Como el tamaño del grano y el contenido de impureza aumentan generalmente con la edad (a través de los mecanismos de metamorfismo y deposición seca), el albedo de una capa de nieve normalmente disminuye con el tiempo hasta que es refrescado al caer una nueva nevada. Este es el caso en particular del período de fusión en el que el rápido crecimiento y redondeamiento de los granos, y la progresiva emergencia de capas antiguas, pueden provocar descensos en el albedo desde 0.90 hasta 0.50 y el consiguiente aumento, de hasta 5 veces en la intensidad de

la fusión. Este proceso es un factor de la mayor importancia en la rápida fusión de las capas de nieve polares en el Hemisferio Norte en la primavera tardía. Sin embargo, el albedo no siempre decrece con el tiempo. Cuando una capa de nieve esta sometida a altos gradientes de temperatura durante varias semanas, su albedo puede permanecer constante y a veces, aumentar incluso por la transformación de la superficie de la nieve en cristales facetados o por la formación de escarcha.

La mayor parte de las parametrizaciones en los modelos de nieve consideran el tipo de nieve para el calculo del albedo. A menudo, solo se considera el envejecimiento de la superficie de la nieve y solo algunos modelos tienen en cuenta el tamaño del grano y su tipo.

3.6.2.2. Efecto de la distribución espectral sobre el albedo

Como la reflectancia de la nieve cae casi desde 1 a 0 entre $0.3 \mu\text{m}$ y $2.8 \mu\text{m}$, el albedo de la nieve para una capa dada está fuertemente afectado por la distribución espectral de la radiación solar incidente. Esta distribución varía mucho en función de la nubosidad y de la contribución relativa entre las radiaciones directa y difusa. El espectro de la radiación difusa está centrado en la parte visible y en ella la nieve limpia tiene una alta reflectancia.

3.6.2.3. Efectos de amplia escala sobre el albedo de la nieve

La cubierta nivosa es a menudo heterogénea y el albedo de una superficie cubierta de nieve difiere del de un valor puntual. Excepto sobre amplias zonas con hielo (Groenlandia y la Antártida), el albedo de las superficies amplias es generalmente mucho menor que el albedo de la nieve que las cubre.

Las principales causas de esta disminución son:

- la dispersión de la superficie nevada: debido al arrastre por el viento y variaciones locales en la fusión, la cubierta nivosa está frecuentemente parcheada, especialmente durante el período de fusión. La parametrización del albedo en los modelos climáticos tiene en cuenta este efecto al considerar que sólo una parte de la superficie está cubierta realmente por la nieve. El porcentaje de la superficie cubierta se deduce a partir del espesor de la nieve;
- la vegetación: La interceptación de la radiación por la vegetación altera fuertemente el albedo de las regiones cubiertas de nieve como el bosque boreal. Esta alteración depende del tipo y de la densidad de la vegetación, de la deposición de la nieve sobre el dosel vegetal

y de la radiación incidente. Muchas parametrizaciones del albedo de la nieve tienen en cuenta este efecto;

- la rugosidad de la superficie tiene efectos similares a los de la vegetación pero a escalas diferentes.

3.6.3. Emisividad de la nieve

En el espectro térmico [5-40 μm], la nieve se comporta prácticamente como un cuerpo negro (Warren, 1982). Esto significa que absorbe toda la radiación de onda larga emitida por la atmósfera o por los obstáculos que la rodean y emite el máximo de radiación térmica que le permite su propia temperatura superficial. La radiación de onda larga es completamente absorbida por los primeros milímetros de la nieve. Esta propiedad proviene de la alta emisividad del hielo (aproximadamente 0.97). La emisividad de la nieve varía ligeramente con la incidencia.

La alta emisividad de la nieve, en combinación con su alta reflectancia en las ondas cortas, juega un papel de primer orden en el clima de la Tierra y es responsable en gran medida del rápido enfriamiento de las regiones continentales en invierno.

3.6.4. Calentamiento subsuperficial

La transparencia parcial de la nieve en las ondas cortas y su alta emisividad en las ondas largas induce el inusual fenómeno del calentamiento subsuperficial (Koh y Jordan, 1995). Este fenómeno ocurre típicamente con cielo despejado y temperaturas relativamente bajas, cuando una capa de nieve fresca superficial se encuentra sometida a la radiación solar. En tales condiciones, las pérdidas debidas a la radiación de onda larga en la superficie son solo compensadas parcialmente por la absorción superficial de radiación de onda corta (Figura 5).

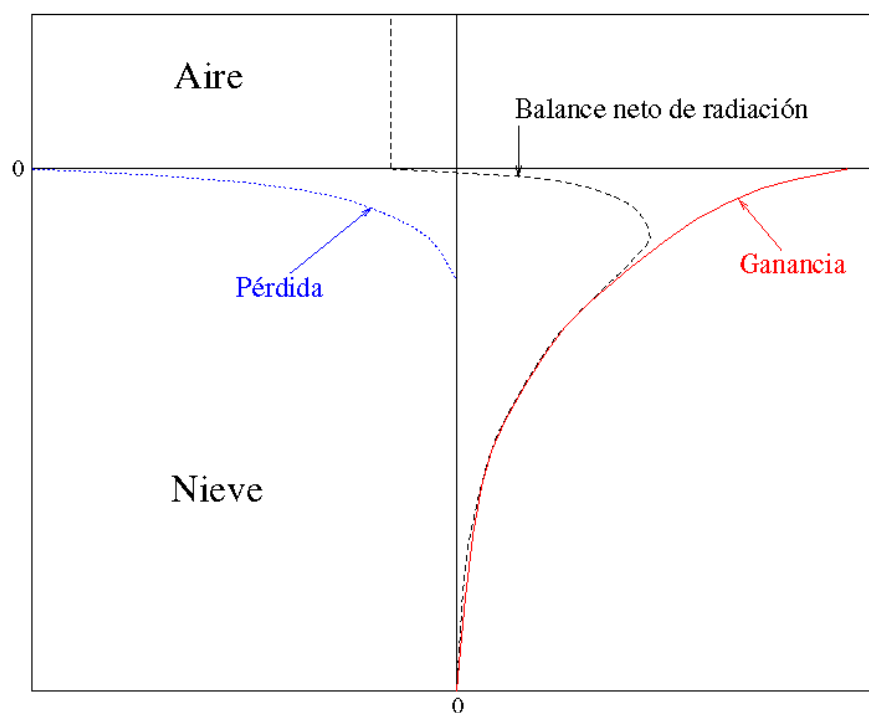


Figura 5: Variación vertical de la ganancia y pérdida de radiación, y del perfil resultante del balance neto en la parte superior de una capa de nieve

Unos pocos cm debajo de la superficie, la nieve continua absorbiendo la radiación solar transmitida por las capas superiores. Esta absorción calienta la capa subsuperficial hasta que queda compensada por las pérdidas por conducción a las capas superior e inferior. Este fenómeno es similar al efecto invernadero. En algunos casos, la absorción es lo suficientemente grande o la conducción lo suficientemente débil para que se alcance el punto de fusión unos pocos cm por debajo de la superficie, a pesar de que la propia superficie tenga una temperatura inferior a 0 °C. Si este fenómeno es seguido de enfriamiento nocturno, se puede formar una costra de agua helada por debajo de la superficie mientras que la superficie permanece como nieve polvo.

3.7. Balance de Energía y de masa entre la nieve y la atmósfera

Por una parte el balance de energía y de masa en la interfaz nieve-atmósfera afecta predominantemente a la evolución de la estructura de la cubierta nivosa. Por otro lado, hay

una fuerte retroalimentación entre las propiedades físicas de la superficie de la nieve, e.g. el albedo, y los procesos atmosféricos.

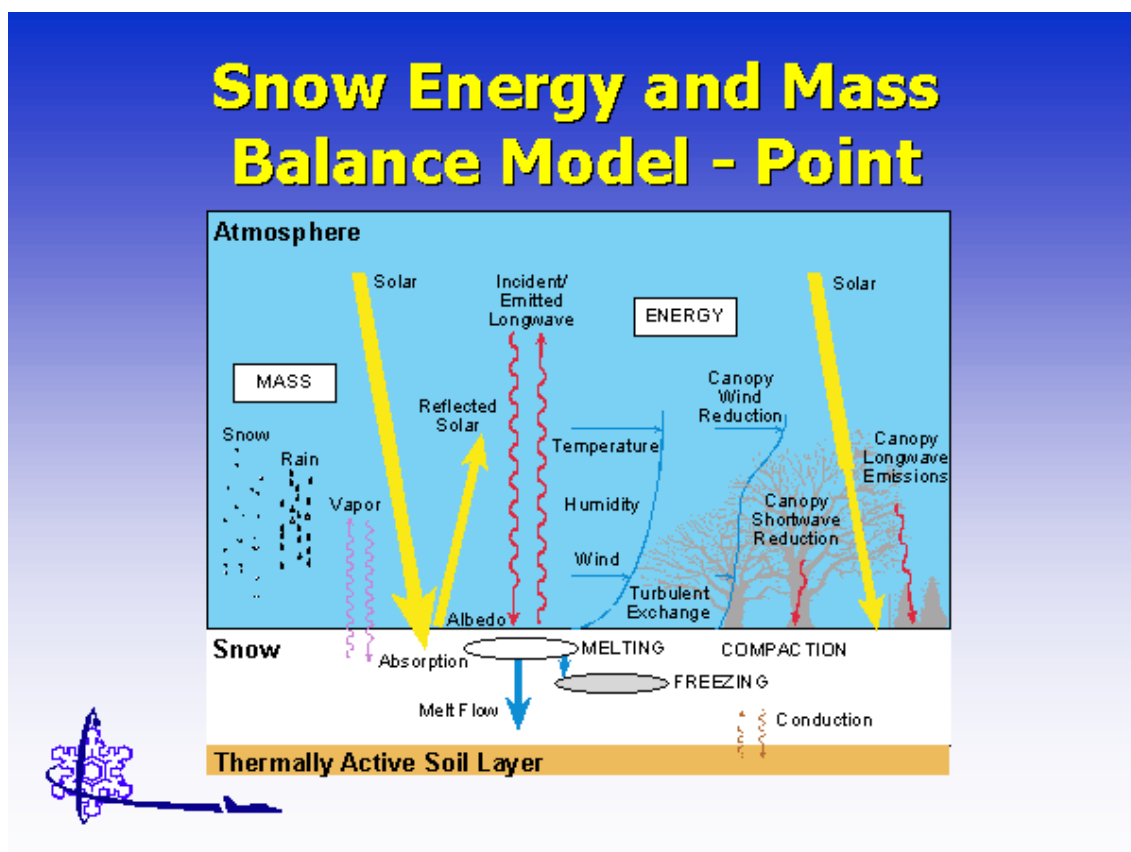


Figura ilustrativa de los balances de masa y energía en la nieve del modelo SNTHERM

Se presenta a continuación, a modo de ejemplo y adoptando la misma notación que se usa posteriormente en el modelo, una formulación de las ecuaciones de balance (King *et al.*, 2000), que tiene la particularidad de incluir términos asociados directamente a los efectos producidos por el arrastre de la nieve debido al viento.

Ecuaciones de balance de energía y balance de masa

El balance neto de energía en una capa de nieve viene dado por

$$F = SW_N + LW_N + H_S + H_L + H_P - G \quad (3.4)$$

donde F es el flujo neto de energía disponible para el calentamiento o enfriamiento de la capa de nieve, SW_N la radiación solar neta, LW_N la radiación de onda larga neta, H_S y H_L son los flujos turbulentos de calor sensible y latente desde la atmósfera hacia la superficie, H_P es

el flujo de energía llevado a la superficie como calor sensible o latente ya sea por la precipitación o por la nieve arrastrada por el viento y G es el flujo geotérmico.

El balance de masa está dado por:

$$\frac{dM}{dt} = \rho_w (P - W) + E - E_{bs} + \frac{d}{dt} (U_I - I - \nabla D_{bs}) \quad (3.5)$$

donde M es la masa por unidad de superficie, ρ_w la densidad del agua, P y W son las intensidades (m s^{-1}) de precipitación y percolación, respectivamente, E el flujo superficial de vapor de agua, E_{bs} es la tasa de sublimación de la nieve arrastrada por el viento, U_I es la descarga de nieve interceptada, I es la interceptación de nieve por la vegetación y D_{bs} es el transporte horizontal de nieve arrastrada por el viento (con dimensiones de masa por unidad de área superficial). La falta de homogeneidad horizontal en las características del viento o de la superficie puede generar a su vez la correspondiente falta de homogeneidad en el transporte de la nieve lo que conduce a la divergencia de D_{bs} y a una redistribución de la superficie de la nieve. De forma adicional, la sublimación de la nieve arrastrada por el viento puede contribuir a la ablación de la capa de nieve.

Las dos ecuaciones de balance anteriores esta acopladas por:

$$F = L_i R_M + \int_y \rho_s c_{p,i} \frac{dT}{dt} dy - G \quad (3.6)$$

donde L_i y $c_{p,i}$ son el calor latente de fusión y el calor específico del hielo ($3.35 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$ y $2.1 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) respectivamente, R_M es el almacenamiento de agua líquida en el interior de la capa de nieve, ρ_s es la densidad de la nieve y T es la temperatura de la nieve a la profundidad y . La integral se extiende desde la superficie hasta el suelo y representa la tasa de cambio de la energía térmica de la capa de nieve.

Hay otro acoplamiento simple entre el flujo de calor latente y la tasa de sublimación mediante la ecuación:

$$H_L = L_s E \quad (3.7)$$

donde L_s es el calor latente de sublimación del hielo ($2.84 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ a 0°C).

Los flujos, que aparecen en las anteriores ecuaciones de balance, no se desarrollan en este apartado, ya que, o se describe su parametrización en el modelo que sigue, y que es el objetivo principal de este trabajo, o no son usados en la versión actual.

4. Modelo INM de evolución de la nieve estacional

El modelo que se presenta en este trabajo pretende describir la evolución de la capa de nieve estacional mediante un conjunto reducido de variables de estado que permitan parametrizar los procesos físicos esenciales que la afectan del modo más sencillo y completo posible. Se trata de un modelo de balance energético que adapta y amplía los modelos de Kondo y Yamazaki (1990), que predice simultáneamente la temperatura superficial de la nieve y la profundidad de congelación, y de Tarboton y Luce (1996), que calcula el agua que en estado líquido se encuentra en el interior de la capa de nieve. La novedad principal que aporta el modelo que se presenta en este trabajo de investigación respecto a estos dos modelos es la de considerar de forma completa los balances de masa y energía del agua líquida contenida, incluyendo, entre otros procesos que la afectan, el de la recongelación interna.

Actualmente, el modelo es válido únicamente para su aplicación a la nieve estacional, aunque en un futuro podría considerarse su posible adaptación al estudio de la nieve permanente. El modelo, al considerar el manto de nieve como una sola capa, es de dimensión cero, aunque, implícitamente y de forma muy simplificada, tiene en cuenta la estructura vertical al modelizar dos subcapas, seca y húmeda, separadas por la profundidad de congelación. El hecho de considerar una sola capa simplifica el tratamiento, ya que, por ejemplo, no hace falta considerar las transformaciones internas de los cristales de nieve.

Entre las “carencias actuales” del modelo se encuentran las siguientes:

- la versión actual no es distribuida; no tiene en cuenta, por ejemplo, ni la vegetación, ni la topografía ni los intercambios horizontales de masa y energía;
- no tiene en cuenta los efectos del transporte de la nieve debido al viento, lo que puede ser, en ciertos casos, un factor muy importante;
- no se considera el transporte de vapor de agua por el flujo del aire en el interior de la nieve;
- no considera el perfil de temperaturas del suelo ni su interacción con la nieve, salvo de una forma muy simplificada.

Observación: en adelante, para referirse al contenido de agua que en estado líquido se encuentra en el interior de la capa de nieve, se hablara del agua contenida y también en lo sucesivo la palabra agua hará referencia únicamente al agua en estado líquido

4.1. Desarrollo y aportaciones del modelo

Dentro de la categoría de los modelos monocapa (modelos que tratan la capa de nieve como una única capa) el modelo INM presenta las siguientes aportaciones originales (en el sentido de que el autor no las ha visto reflejadas en la literatura especializada):

- el introducir el agua contenida WC como variable de estado, lo que permite considerar de forma íntegra los balances de energía y de masa de esta variable en los procesos de precipitación, fusión, recongelación interna y percolación (así, por ejemplo, ni Kondo y Yamazaki (1990) ni Tarboton y Luce (1996) consideran el agua contenida como variable de estado para describir la evolución de la nieve).

- el hecho de trabajar con la ‘profundidad equivalente z ’ en lugar de la profundidad real y (ecuación 4.1), lo que permite, en un modelo monocapa, formular los balances de masa y entalpía independientemente de la densidad ρ , por lo tanto, resolver de forma más precisa la evolución de la capa de nieve (la densidad de la nieve es una variable de difícil parametrización).

El modelo se ha desarrollado con el método de ensayo y error, basándose en la verificación gráfica y estadística de los resultados de las distintas simulaciones efectuadas a partir de los datos experimentales de Col de Porte. De esta forma se han probado distintas parametrizaciones de todos los procesos (v.g. los flujos turbulentos y la percolación), se han fijado los valores de distintos parámetros (v.g. la emisividad de la nieve, la densidad y la capacidad de retención) y se han adoptado (tras examinar numerosas variantes) los algoritmos de evolución que se describen en el apartado 4.9

El conjunto del modelo ‘queda afectado’ por las consideraciones anteriores, por lo que algunos de sus desarrollos son propios de él; ejemplos de éstos son:

- la definición de contenido líquido LC (ecuación 4.17) asociado al agua contenida WC
- el plantear, en un modelo monocapa, el balance de energía global explícitamente en términos de entalpía (ecuación 4.21)
- el uso de la profundidad de congelación z_o en la adaptación de la ecuación de conducción del calor (ecuación 4.24) de Kondo y Yamazaki (1990)
- la parametrización simple y efectiva de la percolación (ecuación 4.5)
- la linealización de los flujos de calor dependientes de la temperatura superficial de la nieve en el punto de fusión
- la adopción de un algoritmo de resolución no iterativo y válido para pasos de tiempo cualesquiera (minutos, horas, días,...).

La descripción del modelo es la siguiente: se estudia en primer lugar (4.2) la estructura que adopta el modelo para la capa de nieve, a continuación se desarrolla la parametrización de la percolación (4.3) y el balance de masa (4.4). Se parametriza el albedo (4.5), se definen los distintos flujos de calor (4.6), los contenidos térmico y líquido y se establece el balance de entalpía (apartado 4.7). En el apartado 4.8 se presenta la adaptación de la ecuación de conducción del calor (Ec. 4.24) que permite, conjuntamente con la ecuación del balance de entalpía (Ec.4.22), resolver de forma práctica la evolución de las variables de estado que definen a la capa de nieve (4.9)

4.2. Estructura de la capa de nieve

A semejanza del espesor equivalente en agua de la nieve *SWE* (espesor del agua que se obtiene al fundir la nieve. El acrónimo proviene de Snow Water Equivalent), se define la profundidad equivalente z (en adelante profundidad z) a partir de la profundidad real y mediante la ecuación

$$\rho_w \delta z = \rho_s \delta y \quad (4.1)$$

donde ρ_w y ρ_s son las densidades del agua y la nieve respectivamente.

El modelo (**Figura 6**) considera el manto de nieve dividido en dos capas dinámicas separadas por la profundidad de congelación z_o , que se define como la profundidad a la que la temperatura de la nieve T alcanza el punto de fusión ($T_o = 0$ °C). Se considera que la capa superior (en adelante capa seca) no contiene agua y su temperatura crece con la profundidad desde la temperatura superficial T_s hasta T_o a la profundidad de congelación. La capa inferior (en adelante capa húmeda) tiene la temperatura uniforme de T_o y puede contener agua. El suelo se supone siempre a T_o .

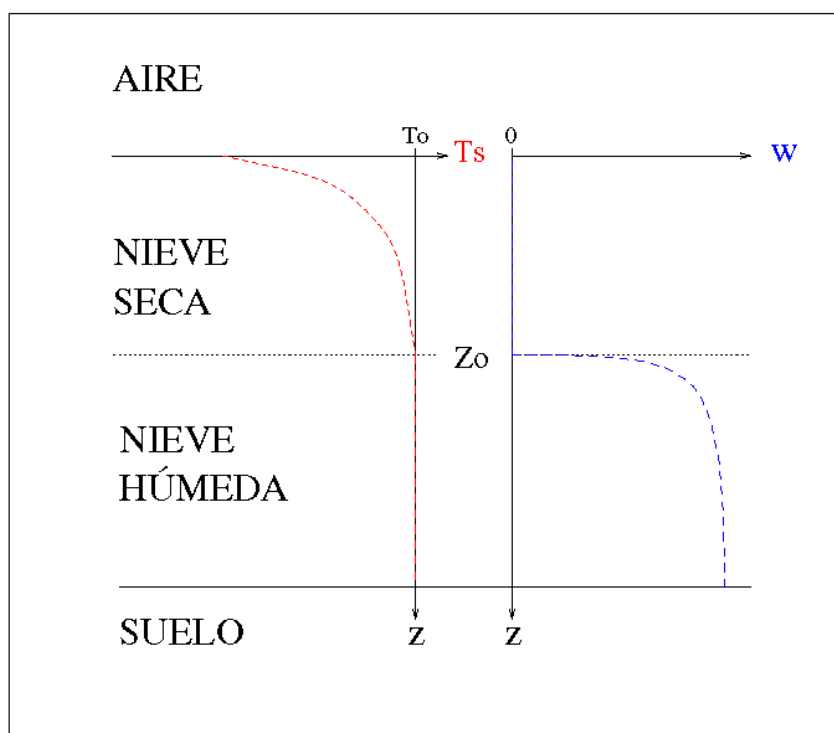


Figura 6: Estructura vertical de la capa de nieve; perfiles esquemáticos de la temperatura $T(z)$ y de la fracción de masa líquida $w(z)$.

El hecho de usar la variable z_o , en lugar de la profundidad real asociada, para la subsiguiente formulación del modelo, permite que éste pueda independizarse de la densidad, facilitando la parametrización de algunos procesos.

La densidad de la nieve sólo interviene en el cálculo del espesor real y no aparece en el resto de fórmulas y parametrizaciones. El modelo la considera constante y le asigna el valor de 300 kg m^{-3} .

La fracción de masa líquida $w(z)$ se define como la fracción de la masa del agua contenida respecto de la masa total a la profundidad z . $w(z)$ y se modeliza como:

$$w(z) = \begin{cases} 0 & , \text{ si } z \leq z_o \\ w_u & , \text{ si } z_o < z \leq SWE \end{cases} \quad (4.2)$$

donde w_u se define como la fracción uniforme de masa líquida en la capa húmeda (en adelante, fracción líquida).

A partir de esta parametrización el espesor del agua contenida WC (Water Content) es

$$WC = w_u (SWE - z_o) \quad (4.3)$$

Si w_u y SWE se consideran constantes en un intervalo de tiempo, los cambios de WC se pueden asociar a los de z_o a través de la ecuación

$$\Delta WC = w_u \Delta z_o \quad (4.4)$$

El conjunto de variables SWE (equivalente en agua) , WC (agua contenida) , T_s (temperatura superficial), z_o (profundidad de congelación) y α_s (albedo efectivo) basta para especificar el estado de la capa de nieve conforme a las necesidades del modelo en su versión actual.

4.3. Percolación

La infiltración de agua en el suelo se considera un proceso independiente. Habrá percolación siempre que la fracción líquida w_u sea mayor que un valor umbral constante w_o llamado capacidad de retención. En este caso, para determinar la intensidad de la percolación se usa la siguiente adaptación de la ley de Darcy para el flujo a través de un medio poroso

$$W = k_{sat} (w_u - w_o)^3 \quad (4.5)$$

donde W es la intensidad de la percolación y k_{sat} la conductividad hidráulica de saturación; el modelo considera k_{sat} como su primer parámetro de calibración.

Esta ecuación es una adaptación simplificada de la (3.3) que da la saturación efectiva s^* en función del flujo fuente U_o . En la Ec. (4.5) $w_u - w_o$ desempeña el papel de s^* y W el papel de U_o . La adopción de esta parametrización (obtenida por el método de ensayo y error) se justifica en que el uso de otras parametrizaciones mas complejas (incluyendo, por ejemplo, la densidad) no mejoran los resultados

4.4. Balance de masa

Se propone, de forma simplificada, que el balance de masa se resuelva mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{\delta SWE}{\delta t} = P - W + \frac{E}{\rho_w} \quad (4.6)$$

donde P es la intensidad de la precipitación, W la de percolación, E el flujo de vapor de agua en la superficie y ρ_w la densidad del agua

Ni en esta ecuación ni en el modelo se han considerado los efectos de arrastre y evaporación de la nieve debidos al viento, que pueden llegar a ser de gran importancia (Liston y Sturm, 1998).

4.5. Parametrización del albedo

Se considera la evolución del albedo efectivo α_s a través de la siguiente parametrización (Douville, 1995):

$$\alpha_s(t + \Delta t) = \begin{cases} \alpha_s(t) - \Delta t / \tau_1 & , \text{ si } T_s \leq T_o \\ [\alpha_s(t) - \alpha_{min}] \exp(-\Delta t / \tau_2) + \alpha_{min} & , \text{ si } T_s > T_o \end{cases} \quad (4.7)$$

donde $\tau_1 = 3000$ h, $\tau_2 = 100$ h, y $\alpha_{min} = 0.5$. son parámetros de calibración experimentales, T_s es la temperatura superficial y $T_o = 0^\circ\text{C}$. Si nieva mas de 10mm de espesor se reinicializa el valor del albedo a $\alpha_{max} = 0.85$.

4.6. Flujos de calor

4.6.1. Flujos radiativos

La radiación neta de onda corta SW_N viene dada por:

$$SW_N = SW_{\downarrow} (1 - \alpha_s) \quad (4.8)$$

donde SW_{\downarrow} es la radiación de onda corta incidente y α_s es el albedo efectivo de la nieve, para el que se pueden usar los valores medidos o parametrizados.

La radiación de onda larga LW_N es por definición:

$$LW_N = LW_{\downarrow} - LW_{\uparrow} \quad (4.9)$$

La radiación de onda larga incidente LW_{\downarrow} es un dato de medida por lo que no esta parametrizada en esta versión del modelo. La radiación de onda larga emitida LW_{\uparrow} es

$$LW_{\uparrow} = \varepsilon_s \sigma T_s^4 + (1 - \varepsilon_s) LW_{\downarrow} \quad (4.10)$$

donde ε_s es la emisividad de la nieve, T_s la temperatura superficial absoluta. y σ la constante de Stephan-Boltzman ($5.67 \cdot 10^{-2} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) La emisividad de la nieve esta comprendida entre 0.97 y 1. Se adopta , tras probar otros, el valor de $\varepsilon_s = 1$ con lo que la nieve es considerada como un cuerpo negro perfecto.

4.6.2. Flujos turbulentos

Los flujos de calor sensible y latente entre la superficie de la nieve y el aire se consideran proporcionales a los gradientes de temperatura y presión de vapor, respectivamente, con los coeficientes de transferencia turbulenta como factores.

El flujo de calor sensible H_s viene dado por:

$$H_s = c_H v \rho_a c_{p,a} (T_a - T_s) \quad (4.11)$$

donde c_H es un coeficiente adimensional (0.03), v la velocidad del viento (m s^{-1}), ρ_a la densidad del aire (determinada a partir de la presión atmosférica y la temperatura del aire T_a), $c_{p,a}$ el calor específico del aire a presión constante ($1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ a 0°C) y T_s la temperatura superficial de la nieve.

El flujo de calor latente H_L es:

$$H_L = L_{s/v} E \quad (4.12)$$

donde $L_{s/v}$ es el calor latente de sublimación L_s ($2.834 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$) o de evaporación L_v ($2.5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$) según sea nieve seca o humedad, y el flujo de vapor E viene dado por:

$$E = c_E v \rho_a (Q_a - Q_{sat}(T_s, p_s)) \quad (4.13)$$

donde c_E es un coeficiente adimensional cuyo valor se toma igual al de c_H (0.03), Q_a es la humedad específica y $Q_{sat}(T_s, p_s)$ la humedad específica de saturación a la temperatura superficial de la nieve y a la presión atmosférica superficial.

Observación: la parametrización adoptada para los flujos turbulentos equivale a considerar que la capa límite se encuentra en condiciones neutras. Tarboton y Luce (1996) aconsejan su uso en los modelos de nieve. Personalmente he comprobado esta afirmación con el modelo INM, ya que aunque en algunos periodos de la evolución estacional se pueden obtener mejores resultados con una parametrización de los flujos turbulentos más rigurosa, los resultados globales son peores.

4.6.3. Flujo geotérmico

Debido a la variación interanual de la temperatura del suelo, hay un intercambio de energía entre éste y la nieve estacional llamado flujo geotérmico G . Este flujo es generalmente positivo y depende de las condiciones climáticas y edafológicas específicas del lugar. Generalmente, G decrece lentamente durante el período de acumulación invernal y decrece significativamente durante el período de fusión cuando el agua fría se infiltra al suelo. Debido a su difícil parametrización y su poca influencia relativa (los estudios de sensibilidad que se realizaron con el modelo INM aplicado a los datos de Col de Porte permiten justificar esta elección), el modelo no considera el flujo geotérmico entre la nieve y el suelo.

4.6.4. Flujo superficial

El flujo energético en la superficie F_s viene dado por la expresión

$$F_s = SW_N + LW_N + H_S + H_L \quad (4.14)$$

donde SW_N es la radiación neta de onda corta; LW_N la radiación neta de onda larga incidente, H_S el flujo de calor sensible y H_L el flujo de calor latente.

No se incluye la advección de calor debida a la precipitación debido a su poca importancia relativa.

4.7. Balance de entalpía

4.7.1. Entalpía y contenidos térmico y líquido

Por comodidad en la formulación e interpretación de las ecuaciones y porque tienen un significado físico directo, se introducen en este apartado los contenidos térmico y líquido

y los flujos de entalpía asociados a la lluvia y a la percolación. A excepción del contenido térmico (coincidente, salvo el signo, con el contenido frío) el resto de los términos no aparecen explícitamente en la literatura especializada y su uso es propio de este modelo.

Si se considera que una capa de nieve se encuentra en su estado de referencia cuando está en fase de hielo y a temperatura uniforme T_o , entonces se puede definir su entalpía H como la energía necesaria para obtener la capa de nieve en su estado actual a partir de dicho estado de referencia.

El modelo introduce el concepto de contenido térmico TC (Thermic Content) que se define como el calor necesario para obtener el perfil de temperaturas actual a partir del estado de referencia, por lo que esta asociado al cambio de temperatura;

$$TC = \int_0^Y c_s(y) \rho_s(y) (T_s(y) - T_o) \delta y = \rho_w \int_0^{SWE} c_s(z) (T_s(z) - T_o) \delta z \quad (4.15)$$

donde Y es la altura de la capa de nieve y c_s es el calor específico. El contenido térmico se aproxima en el modelo como

$$TC = k_{TC} \rho_w c_s z_o (T_s - T_o) \quad (4.16)$$

donde k_{TC} , denominado factor del contenido térmico, es el segundo parámetro adimensional de calibración, y c_s se considera constante ($2105 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

El contenido líquido LC (Liquid Content) se define como el calor necesario para obtener el agua contenida a partir del estado de referencia e incluye por lo tanto el calor asociado al cambio de fase hielo-agua.

$$LC = WC \rho_w L_f \quad (4.17)$$

donde WC es el agua contenida y L_f es el calor de fusión del hielo (334400 J kg^{-1}).

Según lo anteriormente expuesto, el contenido térmico será siempre negativo y asociado a la capa seca, y el contenido líquido siempre positivo y asociado a la capa húmeda.

Los cambios en la entalpía H son debidos a los cambios de temperatura y de fase de la nieve por lo que H se expresa finalmente como

$$H = LC + TC \quad (4.18)$$

Observación: A semejanza del contenido líquido LC , se podía haber definido un contenido de vapor VC , pero no se considera porque su efecto comparativo en la evolución de la capa de nieve es despreciable. Se puede demostrar que definiendo el estado de referencia como aquél en el que el vapor se encuentra saturado a la temperatura T_o , su variación es de menor orden de magnitud que la del contenido líquido ($\delta VC \ll \delta TC$). Otro factor que apoya la no inclusión del contenido de vapor VC en el modelo se encuentra en VC y TC son aproximadamente proporcionales entre sí, por lo que de alguna forma, y debido a la parametrización adoptada para TC (factor k_{TC}), se puede entender que VC está incluida de forma implícita en TC .

4.7.2. Flujos de entalpía asociados a la lluvia y a la percolación

De la anterior discusión se ve la necesidad de asociar flujos de entalpía a los flujos de masa que afectan al agua contenida: flujo de entrada M_R , por la lluvia, y flujo de salida M_W , por percolación, . En analogía con la definición del contenido líquido, estos flujos se definen como:

$$M_R = R \rho_w L_f \quad (4.19)$$

$$M_W = W \rho_w L_f \quad (4.20)$$

donde R y W son las intensidades de la lluvia y percolación respectivamente.

4.7.3. Ecuación del balance de Entalpía

Al no considerar el flujo geotérmico, el flujo de energía total en la capa de nieve es igual al flujo superficial F_s (Ec. 4.14). Los flujos de entalpía asociados a la entrada y salida de agua en la capa de nieve son M_R y M_W respectivamente. La ecuación del balance de entalpía es finalmente:

$$\frac{\delta H}{\delta t} = F_s + M_R - M_W \quad (4.21)$$

Si los cambios de entalpía asociados a los flujos de entrada de agua (lluvia) y de salida (percolación) se resuelven previa e independientemente, y SWE se considera constante, la ecuación del balance de entalpía establece una relación entre la temperatura superficial de la nieve T_s y la profundidad de congelación z_o :

$$\frac{\delta H(T_s, z_o)}{\delta t} = F_s(T_s) \quad (4.22)$$

4.8. Adaptación de la ecuación de conducción del calor

La ecuación anterior establece una relación entre la temperatura superficial de la nieve T_s y la profundidad de congelación z_o . Bastaría una segunda relación entre ellas para, en principio, poder resolver ambas variables con el sistema así formado. Para ello y estableciendo un paralelismo con la ecuación de conducción del calor en la superficie:

$$F_s = -k_s \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_{y=0} \quad (4.23)$$

donde k_s es la conductividad térmica de la nieve en la superficie, se introduce de forma similar al artículo de Kondo y Yamazaki (1990), la siguiente ecuación:

$$F^*(T_s) = k_{\lambda e} \frac{T_s - T_o}{z_o} \quad (4.24)$$

donde:

F^* se puede interpretar como un flujo medio entre la superficie y la profundidad de congelación z_o y se parametriza en el modelo como en dicho artículo:

$$F^* = F_s - SW_N = LW_N + H_s + H_L \quad (4.25)$$

y

$k_{\lambda e}$ se define como el factor de conductividad térmica, y es el tercer y último parámetro de calibración del modelo.

4.9. Evolución de la nieve: resolución práctica

El estado de la nieve queda definido, en el modelo, mediante el conjunto de variables SWE (equivalente en agua), WC (agua contenida), T_s (temperatura superficial), z_o (profundidad de congelación) y α_s (albedo efectivo). Su evolución en un intervalo de tiempo Δt se obtiene al resolver sucesivamente la siguiente serie de procesos que se presuponen independientes entre sí:

- Se tiene en cuenta la precipitación mediante las ecuaciones:

$$\Delta SWE = P \Delta t \quad (4.26)$$

$$\Delta WC = R \Delta t \quad (4.27)$$

donde P es la intensidad de precipitación total (lluvia y nieve) y R es la intensidad de la lluvia

- Se actualiza el albedo efectivo α_s
- Se resuelve la evolución de T_s y z_o en $\Delta t = t_2 - t_1$:

Para ello se introducen previamente las siguientes variables auxiliares

$$F_s^* = \frac{1}{2} [F_s(T_s) + F_s(T_o)] \quad (4.28)$$

$$TC^* = TC + F_s^* \Delta t \quad (4.29)$$

y se procede según el siguiente diagrama de flujo (Figura 7)

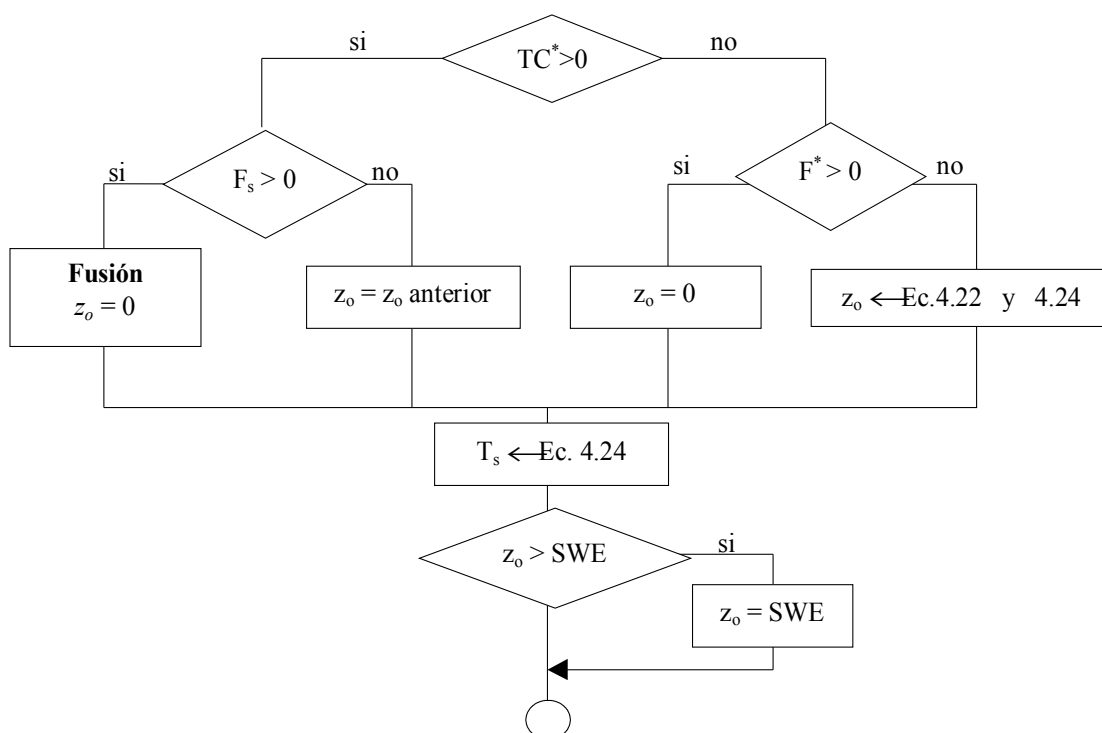


Figura 7. Evolución de la temperatura superficial T_s y la profundidad de congelación z_o

z_o se obtiene a partir del sistema formado por las Ecuaciones 4.22 y 4.24, en las que se ha linealizado previamente los flujos $F_s(T_s)$ y $F_s^*(T_s)$ en T_o , y resolviendo la ecuación de segundo grado a que da lugar (se escoge la única solución que tiene sentido físico de las dos posibles soluciones). En dicha resolución se considera también que cuando el flujo energético superficial inicial $F_s(T_s)$ es positivo la entalpía es igual al contenido térmico únicamente, lo que se puede interpretar diciendo que el modelo solo permite que se inicie la fusión de la nieve cuando el contenido térmico se haya anulado.

- Se actualiza el agua contenida WC :

ya sea debido a la fusión (ver el diagrama de flujo) mediante la ecuación

$$\Delta WC = \frac{TC^* F_s(T_o)}{F_s^* L_f \rho_w} \quad (4.30)$$

o, y siempre que $\Delta z > 0$ y $F_s(T_s) < 0$, a la recongelación interna

$$\Delta WC = w_u \Delta z \quad (4.31)$$

- Finalmente, se calcula la percolación (ver 4.3) y se actualizan los valores de SWE y WC afectados por ella

5. Descripción del conjunto de datos experimentales

El modelo ha sido calibrado y validado mediante las medidas de campo obtenidas durante tres ciclos estacionales en el laboratorio experimental de *Col de Porte* perteneciente al *Centre d'Études de la Neige de Météo-France*. Este centro se encuentra a una altitud de 1320 m en la parte Norte de los Alpes franceses (45°N, 6°E). La nieve cubre el suelo normalmente desde los últimos días de Noviembre hasta primeros de Mayo. Este ciclo estacional de la nieve coincide aproximadamente con los períodos de medida de las dos primeras campañas: 10/11/1993 - 10/05/1994 y 17/12/1994 - 20/05/1995. En la primera campaña (17/12/1988 - 08/05/1989) la capa de nieve tenía ya una altura de 21 cm al comenzar el registro de medidas. El suelo de la zona de experimentación está cubierto únicamente con hierba corta, por lo que la vegetación no influye apenas en la evolución de la nieve. La nieve profunda está húmeda la mayor parte del tiempo, pero la nieve superficial se encuentra en condiciones muy variadas en función del tiempo exterior. Estas condiciones hacen que el laboratorio sea muy apropiado para poder validar el modelo.

La versión del modelo que ha sido contrastada necesita los siguientes valores de entrada: precipitaciones en forma de lluvia y nieve, presión atmosférica, temperatura y humedad del aire junto al suelo, velocidad del viento próxima al suelo y radiaciones incidentes de onda corta y larga. Todos estos datos de entrada al modelo, salvo la presión, fueron medidos en el laboratorio y registrados cada hora.

El modelo parametriza la presión considerándola constante y de igual valor que la que corresponde en la Atmósfera Estándar a la altitud del laboratorio: 863 hPa. Los aparatos de medida de la precipitación permiten distinguir entre lluvia y nieve, por lo que no es preciso parametrizar esta distinción. La temperatura y la humedad se miden a una altura de 2 m y la velocidad del viento a 2.5 m.

Además de los datos meteorológicos, el laboratorio mide otras variables que pueden ser comparadas con las salidas del modelo. La altura de la nieve se mide cada hora con un sensor ultrasónico, y una vez a la semana a partir de un pozo manual. Hay algunas diferencias cuando se comparan los datos provenientes de estas dos fuentes. El sensor ultrasónico está probablemente más expuesto a la radiación solar (Douville, 1995), por lo que la altura de la nieve es menor que en los pozos manuales. La temperatura superficial de la nieve se registra cada hora, directamente mediante un termómetro en 1998/1999 e indirectamente mediante un piranómetro los otros dos

inviernos. El ‘albedo efectivo’ de la nieve, que se define como el cociente entre los flujos diarios de radiación solar de salida y de entrada, se registró diariamente durante las campañas 1988/1989 y 1994/1995. Brun *et al.* (1992) sugieren que el albedo está ligeramente subestimado debido a la fusión de la nieve al pie del pilón instrumental. En la validación se trabaja directamente con los valores registrados del albedo efectivo observado y de la altura de la nieve medida mediante el sensor ultrasónico, asumiendo que las pequeñas inconsistencias que afectan ambas medidas se cancelan entre sí. La percolación diaria se mide mediante un lisímetro de 5 m².

El apéndice final *A comparison of four snow models using observations from an alpine site* recoge en su apartado 3 *Meteorological and validation data* un resumen mensual de las condiciones meteorológicas mensuales durante las campañas de 1988/1989 y 1994/1995

6. Resultados: calibración y evaluación del modelo

El modelo se ejecuta, adaptándose a las medidas, con paso de tiempo horario y sus principales salidas son: el equivalente en agua *SWE*, la temperatura de la superficie T_s , la profundidad de congelación z_o , el agua contenida *WC* y la percolación *W*.

La altura de la nieve se obtiene al dividir el equivalente en agua entre la densidad ρ_s y al considerar ésta constante, la representación gráfica de la evolución de la altura es la misma que la de *SWE* salvo un factor de escala dado por la propia densidad.

El modelo se puede ejecutar con el albedo parametrizado y calculado cada hora, que es la versión que se representa gráficamente y que se designa como INM, o tomando, como valor constante del albedo a lo largo del día, el correspondiente al ‘albedo efectivo’ calculado para dicho día, versión que se designa como ‘INM (albedo medido)’.

6.1. Calibración

Los valores de los tres parámetros de calibración: la conductividad hidráulica de saturación k_{sat} , el factor del contenido térmico k_{TC} y el factor de la conductividad térmica $k_{\lambda e}$, se obtienen mediante tanteo al comparar, gráfica y numéricamente, las simulaciones de la altura, la temperatura superficial y la percolación con sus valores medidos a lo largo del

invierno 88/89. Los valores seleccionados, $k_{sat} = 6 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$, $k_{TC} = 0.1$ y $k_{\lambda e} = 0.26 \text{ W m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, fueron aplicados en las simulaciones correspondientes a los otros dos inviernos.

Aunque el modelo no los define como parámetros de calibración, se aplicó, dentro de un rango de valores físicamente aceptable, el mismo procedimiento a la emisividad ϵ_s , a la densidad ρ_s y a la capacidad de retención w_o de la nieve, y se utilizaron los siguientes valores, $\epsilon_s = 1$, $\rho_s = 300 \text{ kg m}^{-3}$ y $w_o = 0.03$, en la ejecución final del modelo

6.2. Resultados

El albedo parametrizado (gráfica **a**) de las **Figuras 8, 9 y 10**) muestra en general una buena concordancia cualitativa con el albedo medido durante los inviernos 88/89 y 94/95. La mayor discrepancia está en una disminución más lenta con la edad del albedo simulado que la que se registra en los valores observados.

Las comparaciones gráficas de la altura de la nieve (gráfica **b**) de las **Figuras 8, 9 y 10**) muestran que cuando se parametriza el albedo (INM) el período de ablación simulado concuerda (93/94, 94/95) o excede ligeramente el período observado. Cuando se trabaja con el ‘albedo efectivo’ diario observado, el período de ablación simulado es ligera (98/99) o significativamente (94/95) mas corto que el medido. Una posible explicación, como se comento anteriormente, es la de la ligera subestimación que tiene el albedo medido en períodos de fusión. Teniendo en cuenta el hecho de que la densidad no se ha parametrizado y se considera constante, las alturas simuladas y observadas muestran una buena concordancia.

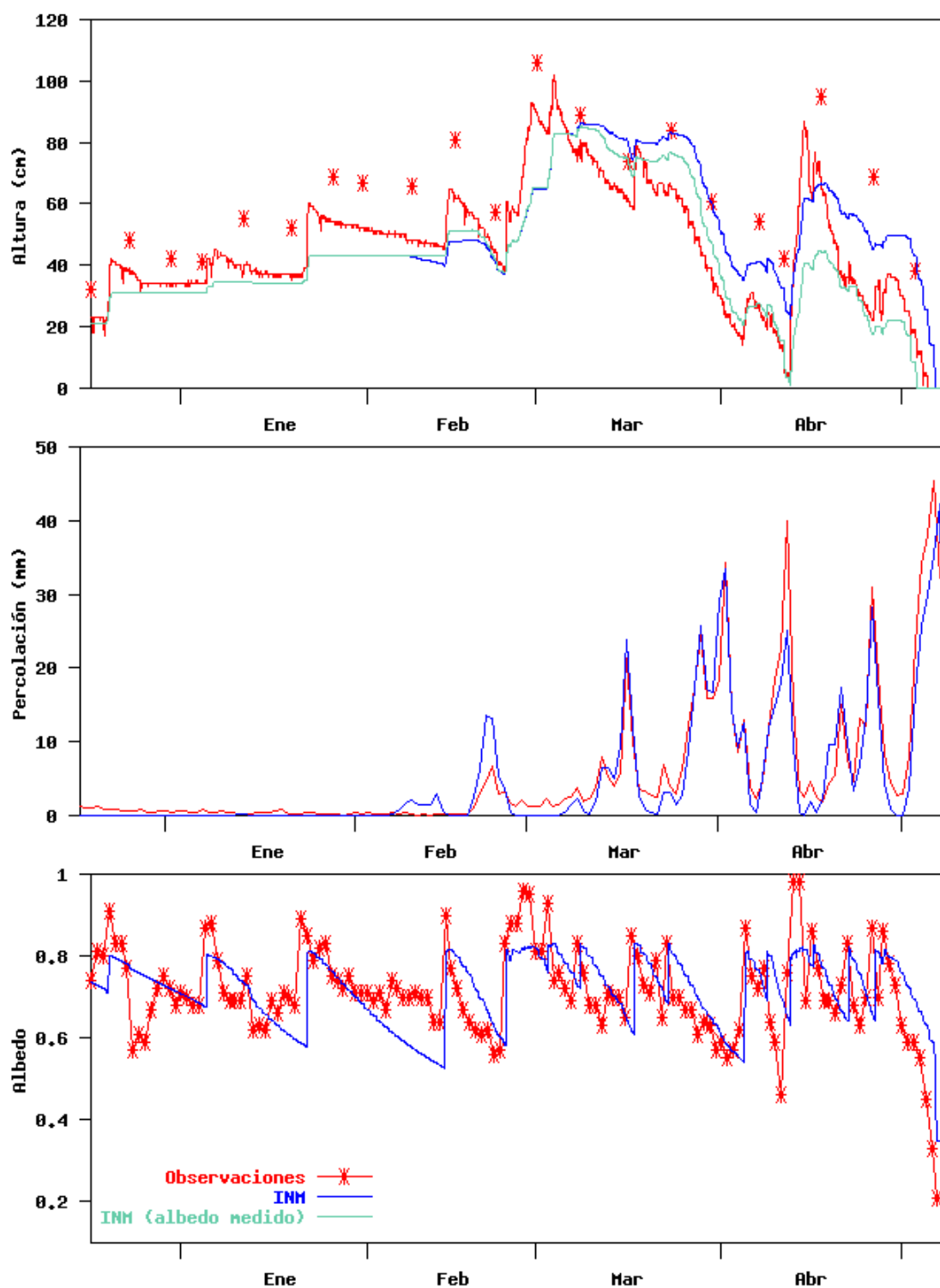


Figura 8: 1988/1989: Comparación entre los valores observados (*rojo*) y simulados (*azul*) de **a)** la altura (horaria) y **b)** la percolación (diaria). El albedo efectivo **c)** se registra una vez al día y se simula con paso horario. En la gráfica **a)**, los valores representados por estrellas rojas discontinuas corresponden a medidas manuales semanales en pozos de nieve de la altura; en esta gráfica se representa también la simulación INM con el albedo medido (*verde*).

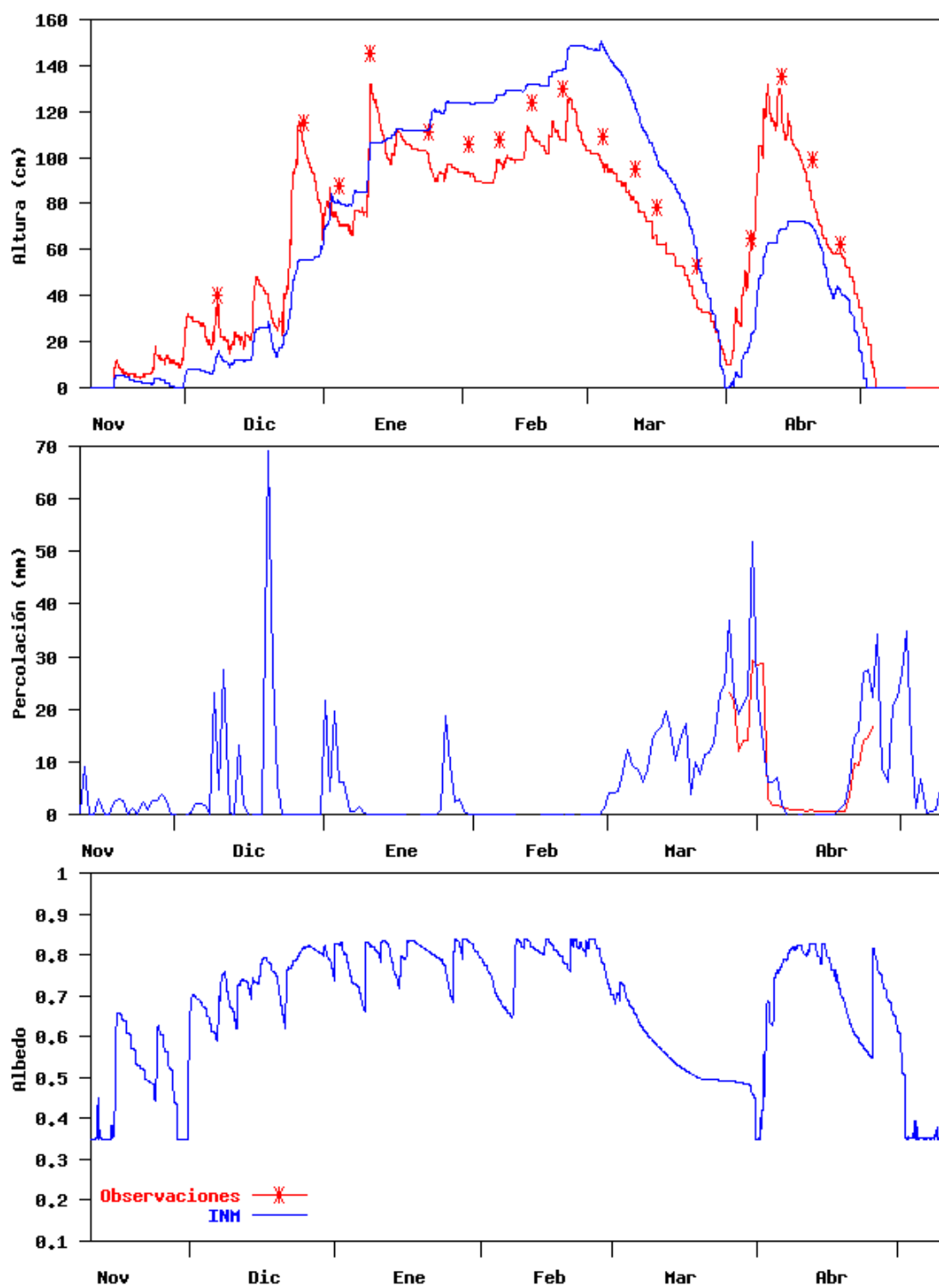


Figura 9: 1988/1989: Comparación entre los valores observados (*rojo*) y simulados (*azul*) de **a)** la altura (horaria) y **b)** la percolación (diaria). El albedo efectivo **c)** se simula con paso horario. En la gráfica **a)**, los valores representados por estrellas rojas discontinuas corresponden a medidas manuales semanales en pozos de nieve de la altura

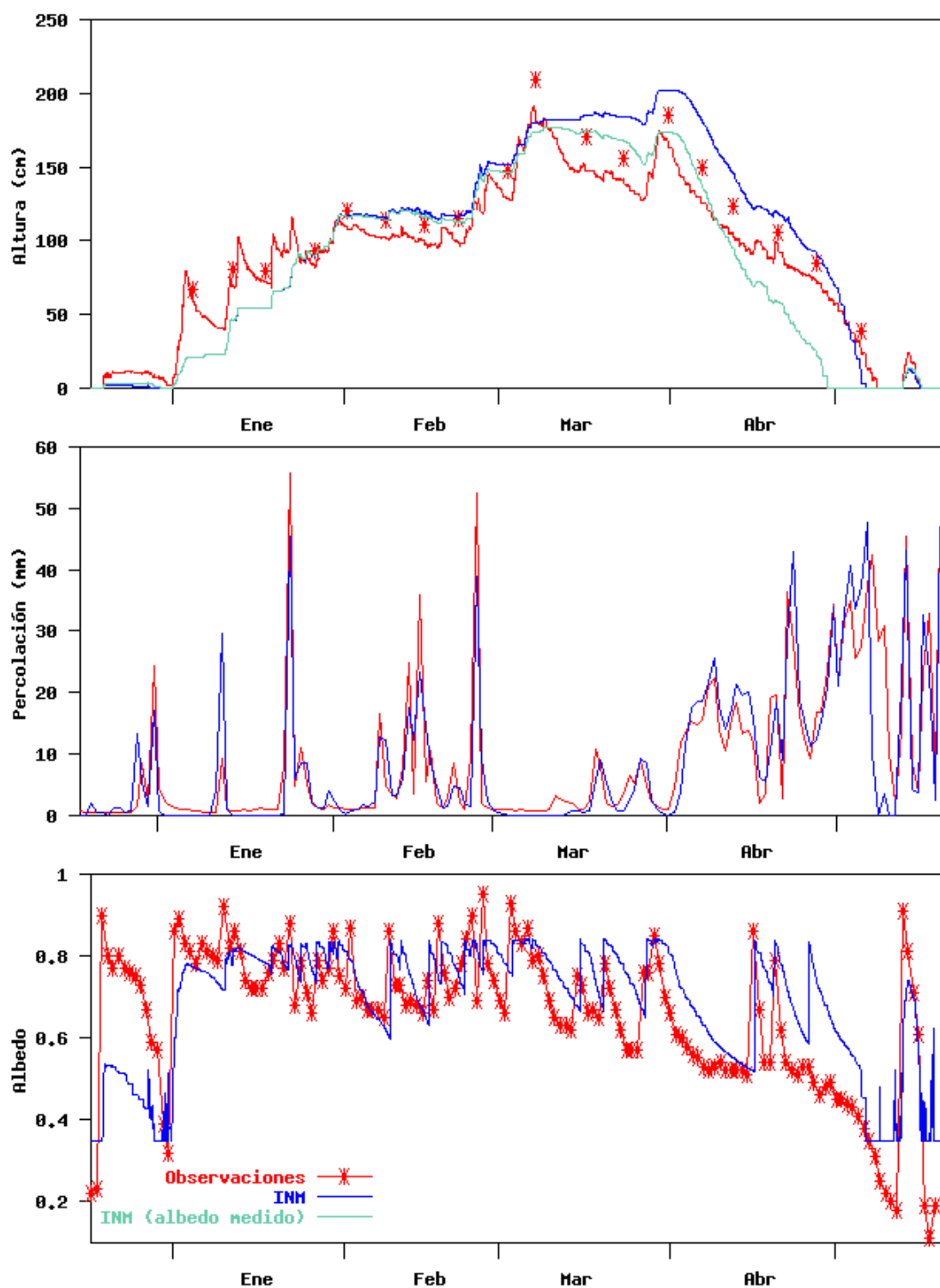


Figura 10: 1994/1995: Comparación entre los valores observados (*rojo*) y simulados (*azul*) de **a**) la altura (horaria) y **b**) la percolación (diaria). El albedo efectivo **c**) se registra una vez al día y se simula con paso horario. En la gráfica **a**), los valores representados por estrellas rojas discontinuas corresponden a medidas manuales semanales en pozos de nieve de la altura; en esta gráfica se representa también la simulación INM con el albedo medido (*verde*).

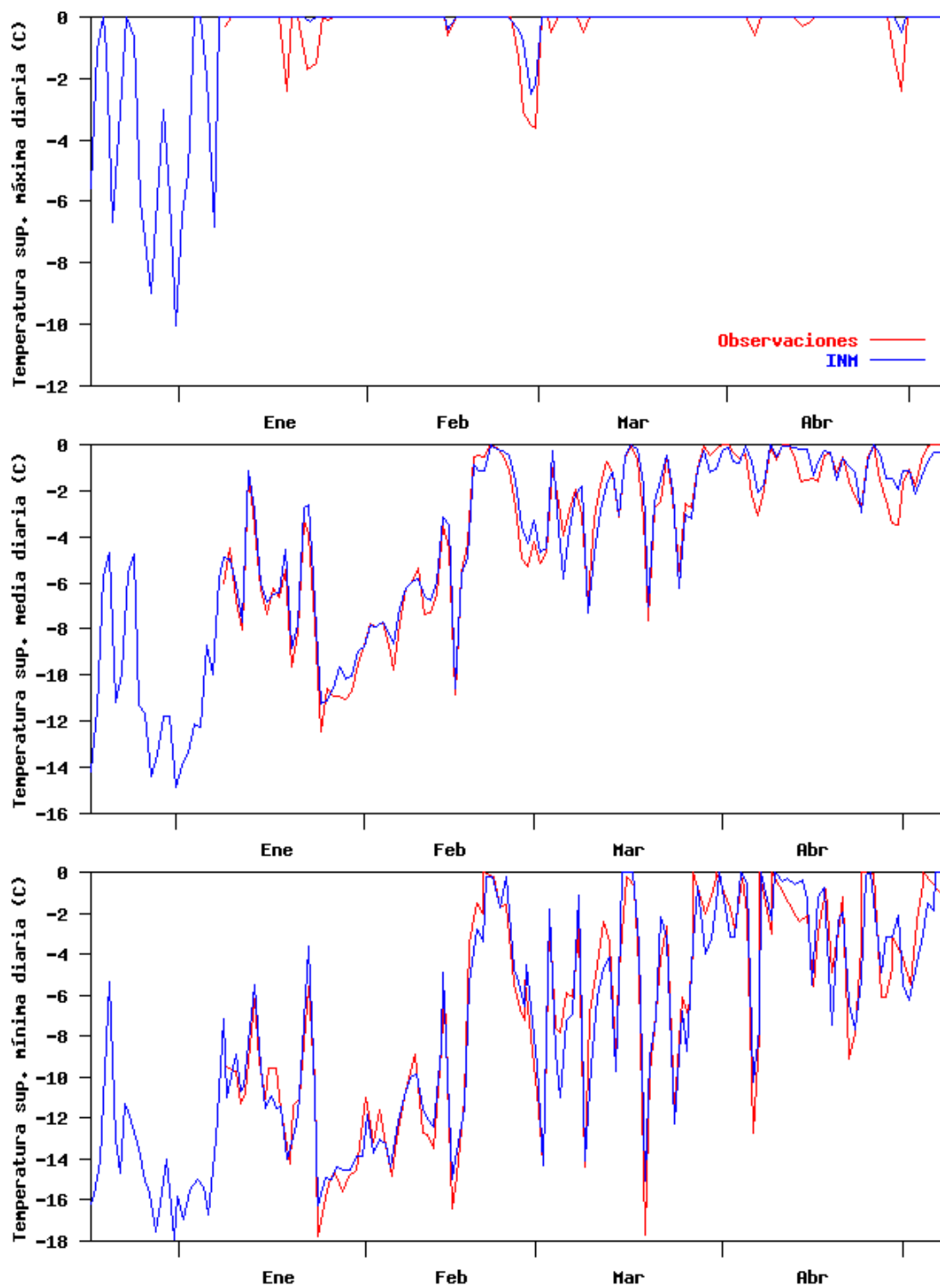


Figura 11: 1988/1989: Comparación entre los valores observados (*rojo*) y simulados (*azul*) de las temperaturas máxima, media y mínima diarias.

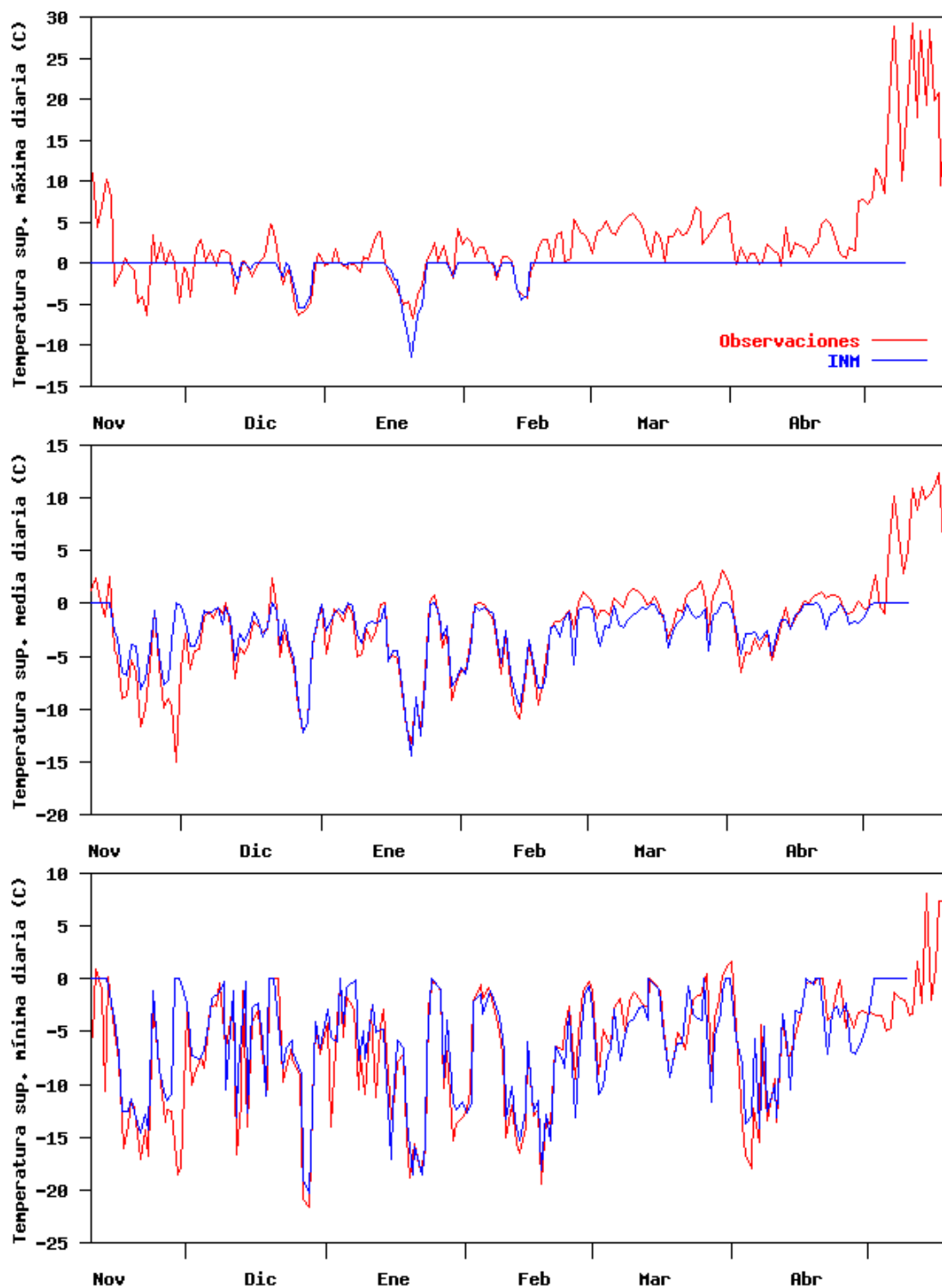


Figura 12: 1993/1994: Comparación entre los valores observados(rojo) y simulados (azul) de las temperaturas máxima, media y mínima diarias.

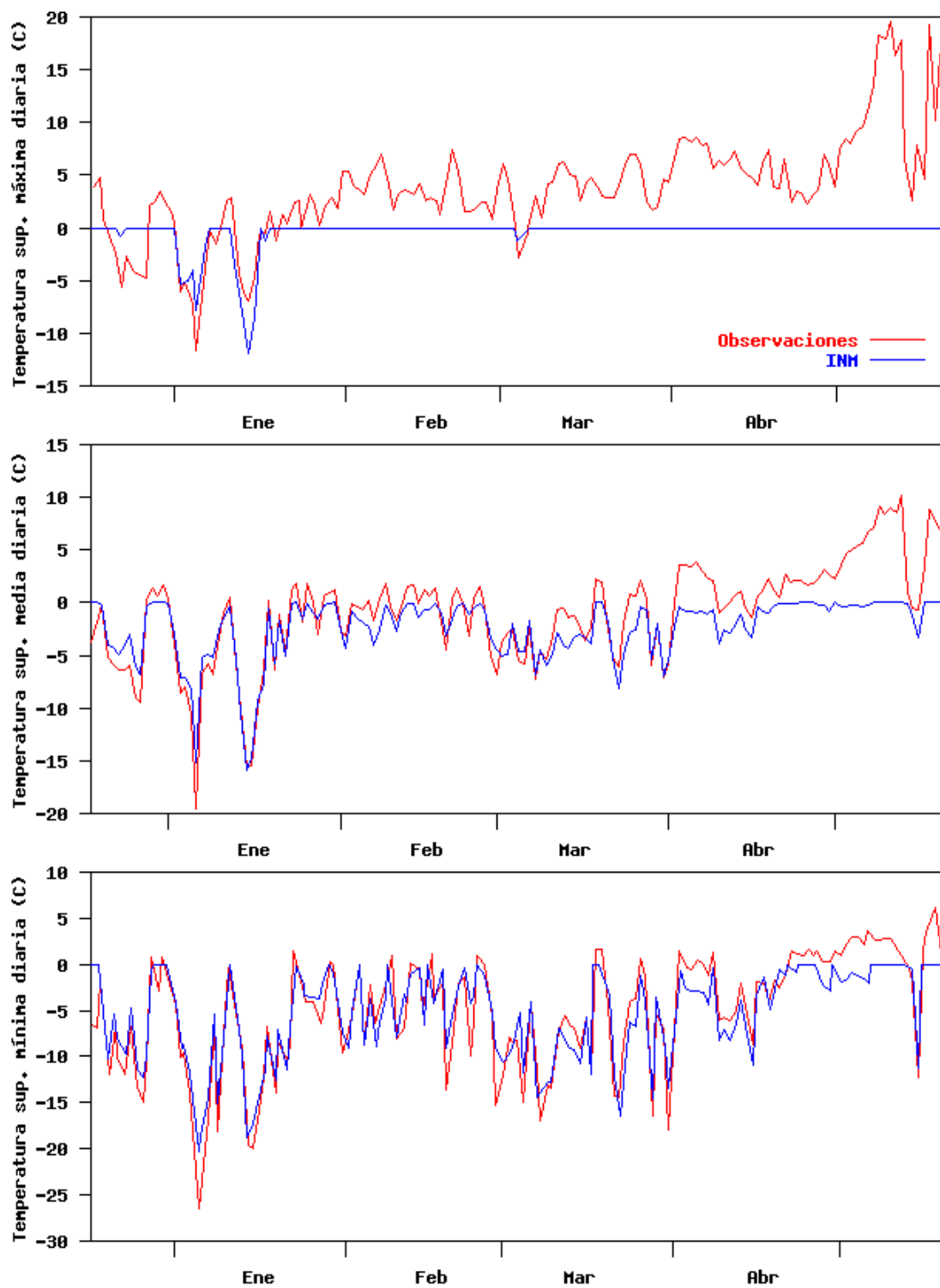


Figura 13: 1994/1995: Comparación entre los valores observados (*rojo*) y simulados (*azul*) de las temperaturas máxima, media y mínima diarias.

La gráfica **c)** de las **Figuras 8, 9 y 10** compara los valores observados y simulados de la percolación diaria, mostrando también una buena concordancia en general. El hecho de que el modelo simule la recongelación interna que se produce con la bajada de temperaturas, principalmente a comienzos de temporada y por las noches, consigue que el inicio de la percolación se retrase, y que la magnitud de la percolación acumulada disminuya, en acuerdo con lo observado (Essery *et al.*, 1999).

Las gráficas de las **Figuras 11, 12 y 13** comparan las temperaturas superficiales mínima, media y máxima diarias observadas y simuladas de la nieve, mostrando de nuevo en general una buena concordancia; así, por ejemplo, el error cuadrático medio de la temperatura superficial horaria en los 120 días en los que se midió esta variable en la campaña 88/89 es de 1.02 °C. Las gráficas de las temperaturas máximas muestran que las simulaciones recogen prácticamente la totalidad de los días en que se alcanza la temperatura de fusión, aunque añaden algunos días en los que ésta no se observa. Las temperaturas mínimas se simulan también bastante bien, aunque, en general, a principio de temporada las simuladas son inferiores a las observadas y en época de fusión sucede lo contrario.

Observación: en las gráficas de la percolación y las temperaturas, no se representa la versión ‘INM (albedo medido)’ por ser sus resultados muy próximos a la versión INM en la que sí está parametrizado el albedo.

El análisis estadístico de los resultados de las simulaciones correspondientes a las gráficas anteriores se presentan en las **Tablas 1-3**:

Tabla 1. Comparación estadística entre los valores simulados y observados de la **ALTURA** de la capa de nieve (**cm**)

<i>Campaña</i>	N	r	error medio	desv. est. error.
88/89*	3380	0.83	-2.9	12.0
88/89	3380	0.52	7.2	20.2
93/94	4369	0.93	11.4	21.5
94/95	3721	0.97	8.9	20.9
94/95*	3697	0.96	-5.6	19.9

Tabla 2. Comparación estadística entre los valores simulados y observados de la **TEMPERATURA** de la capa de nieve (°C)

<i>Campaña</i>	N	r	error medio	desv. est. error.
88/89*	2870	0.97	0.2	1.0
88/89	2881	0.97	0.2	1.1
93/94	4369	0.94	0.4	1.4
94/95	3698	0.93	0.2	1.6
94/95*	3696	0.94	0.3	1.5

Tabla 3. Comparación estadística entre los valores simulados y observados de la ESCORRENTÍA de la capa de nieve (mm /día)

<i>Campaña</i>	N	r	error medio	desv. est. error.
88/89*	141	0.75	-0.7	6.2
88/89	141	0.94	-1.1	3.1
93/94	31	0.96	2.8	5.3
94/95	154	0.90	-0.9	5.9
94/95*	153	0.71	-0.4	9.0

Tablas 1-3. Comparación estadística entre los valores simulados y observados de la altura, temperatura superficial y la escorrentía de la capa de nieve en Col de Porte durante las campañas 1988/89, 1993/94 y 1994/95. El asterisco (*) indica que en la simulación, el albedo no está parametrizado, sino que se ejecuta con el valor diario del albedo medido. Los estadísticos son: **N**, el número de observaciones, **r**, el coeficiente de correlación y **error** es la diferencia entre el valor simulado y el observado (**error medio**, es el valor medio del error y **desv. est. error**, la desviación estándar del error).

Aunque hay que señalar que se trata de una versión diferente del modelo en la que, por ejemplo, la densidad no se mantiene constante, el apéndice final *A comparison of four snow models using observations from an alpine site*, ofrece más resultados correspondientes a las campañas 88/89 y 94/95, entre ellos, las gráficas comparativas de los valores medios diarios de los flujos turbulentos y radiativos.

7. Conclusiones y perspectivas

Como se comenta en el apartado 4.1 *Desarrollo y aportaciones del modelo*, el modelo INM es el primero, que conozca el autor y dentro de la categoría de los modelo monocapa, que incluye el agua contenida en la nieve como variable de estado y formula sus balances de masa y energía de forma completa.

Se ejecutó de forma paralela a la versión actual del modelo, con la densidad constante, otra con una parametrización determinada de la densidad (apartado 2.4 del apéndice final), obteniéndose, salvo para la altura de la nieve, resultados muy similares. Se muestra así que la formulación del modelo es posible dando un valor constante a la densidad sin necesidad de incluirla como variable de estado. En concreto la introducción, original de este modelo, de la profundidad equivalente z , hace innecesario, en los modelos monocapa y como se muestra en el modelo INM, el uso de la densidad de la nieve para plantear de forma completa los balances de masa y energía. Si en un desarrollo futuro se mejorara la parametrización de la densidad, siempre es posible su reintroducción para mejorar, a su vez, la parametrización de la adaptación de la ecuación de conducción del calor (Ec. 4.24) y, acaso, la de la percolación.

A partir de la buena concordancia entre las gráficas de los valores observados y simulados de la altura, la percolación y la temperatura superficial, se puede afirmar que el modelo simula de forma adecuada los principales procesos físicos involucrados en la evolución de la nieve, incluyendo la recongelación interna del agua contenida. Esto se ha conseguido mediante un modelo monocapa de balance de energía y con parametrizaciones simples que no requieren observaciones directas de la nieve. El hecho de no parametrizar la transformación de los cristales en la nieve, reflejado también en la adopción de valores constantes y uniformes de los parámetros internos (e.g.: la densidad, el calor específico y la conductividad térmica), podría ser una de las causas que expliquen las discrepancias observadas. La falta de una parametrización directa de la interacción con el suelo puede ser considerado como otro posible factor.

En principio, el modelo es aplicable de forma puntual a lugares que reúnan las mismas características que Col de Porte, entre ellas la ausencia de vegetación significativa y el arrastre inapreciable de nieve por el viento.

7.1. Perspectivas

Queda por comprobar la exportabilidad del modelo y en concreto la validez de la traslación a otros lugares manteniendo los valores de los tres parámetros calibrados en Col de Porte (la conductividad hidráulica de saturación k_{sat} , el factor del contenido térmico k_{TC} y el factor de la conductividad térmica $k_{\lambda e}$). Para ello bastaría con ‘revalidarlo’ con nuevas bases de datos provenientes de otros laboratorios.

También podría emprenderse la tarea de transformar el modelo en un modelo distribuido, integrando nuevos procesos y adaptando las parametrizaciones.

Como se mencionó en la introducción, está prevista la futura integración del modelo de nieve en el modelo numérico de predicción atmosférica HIRLAM (el Instituto Nacional de Meteorología forma parte del proyecto HIRLAM).

Actualmente el modelo INM participa en el proyecto SNOWMIP de intercomparación de modelos de nieve (<http://www.cnrm.meteo.fr/snowmip/>). Se ha completado la primera fase, con el envío de los resultados de las simulaciones al comité científico, y se está a la espera de los informes que se publiquen.

Agradecimientos

A José del Hoyo, Encarna Serrano y Joan Cuxart por sus aportaciones y sugerencias en la revisión de este Trabajo de Investigación.

A Eric Brun y Eric Martin del 'Centre d'Études de la Neige' por facilitar la base de datos que ha hecho posible el desarrollo práctico del modelo.

Referencias

- Arons, E.M. y S.C. Colbeck. (1995) Geometry of heat and mass transfer in dry snow: a review of theory and experiment. *Reviews of Geophysics*, 33, 4, 463-493.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., and Coleou, C. 1989. 'An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting', *J. of Glaciol.*, 35, 121, 333-342.
- Colbeck, S.C. et al. (1990) The international classification for seasonal snow on the ground., International Commission on Snow and Ice for Glaciology, Boulder, CO.
- Essery, R. et al. (1999) A comparison of four snow models using observations from an alpine site. *Climate Dynamics.*, 15: 583-593
- Golubev, V.N. y A.D. Frolov. (1998) Modelling the change in structure and mechanical properties in dry-snow densification to ice. *Ann. Glaciol.*, 26, 45-50.
- Hobbs, P.V. (1974) Ice Physics. *Oxford, Clarendon Press.*
- Izumi, K., Huzioka, T. (1975) Studies of metamorphism and thermal conductivity of snow. Low temperature science, Series A Physical sciences, 1975, No. 33, p.91-102.
- King, J.C. et al. (1999) Snow-atmosphere Energy and Mass Balance. Submitted to Snow and Climate, E. Martin and R. Armstrong (editors) International Committee on Snow and Ice.
- Koh, G. and R. Jordan. (1995) Sub-surface heating in a seasonal snow cover. *J. Glaciol.*, 41(139), 474-482.
- Kondo, J. y Yamazaki, T. (1990) A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method, *J. Appl. Meteorol.*, 29, 375-384.
- Tarboton, D.G. y Luce, C.H., Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model. Utah Water Research Laboratory, Utah State University, 1996.
- Warren, S.G. (1982) Optical properties of snow. *Rev. Geophys. Space Phys*, 20(1),67-89.
- Wiscombe, W.J. and S.G. Warren. (1980) A model for the spectral albedo of snow. I. Pure snow. *J. Atmos. Sci.*, 37(12), 2712-2733.

Acrónimos y abreviaturas

ϕ	porosidad de la nieve
ρ_i	densidad del hielo (kg m^{-3})
θ_k	fracción volumétrica de la componente k de la nieve (k es i , a , v o l , para el hielo, aire, vapor de agua y agua líquida, respectivamente)
α_s	albedo efectivo
ρ_s	densidad de la nieve (kg m^{-3})
ρ_w	densidad del agua (kg m^{-3})
c_E	coeficiente adimensional de transferencia de flujo latente
c_H	coeficiente adimensional de transferencia de flujo sensible
$c_{p,a}$	calor específico del aire a presión constante ($1005.0 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ a 0°C)
$c_{p,i}$	calor específico del hielo ($2117.3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ a 0°C)
$c_{p,l}$	calor específico del agua ($4217.7 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ a 0°C)
$c_{p,s}$	calor específico de la nieve a presión constante
E	flujo de vapor de agua en la superficie ($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)
F	flujo de calor (W m^{-2})
F^*	'valor medio del flujo de calor entre la superficie y la profundidad de congelación z_0 ' (W m^{-2})
F_s	flujo de calor en la superficie (W m^{-2})
g	aceleración debida a la gravedad (m s^{-2})
G	flujo geotérmico (W m^{-2})
H	entalpía de la capa de nieve (J m^{-2})
H_L	flujo de calor latente (W m^{-2})
H_o	entalpía de referencia (capa de nieve a la temperatura uniforme T_o y en fase de hielo) (J m^{-2})
H_S	flujo turbulento de calor sensible (W m^{-2})
K	permeabilidad intrínseca o de saturación (m^2)
$k_{\lambda e}$	factor de conductividad térmica ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
k_{eff}	conductividad térmica efectiva ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
k_{sat}	conductividad hidráulica de saturación (m s^{-1})
k_{TC}	factor del contenido térmico
LC	calor necesario para obtener el agua contenida (WC) a partir del estado de referencia H_o (J m^{-2})
L_f	calor latente de fusión del hielo (334400 J kg^{-1})
L_s	calor latente de sublimación del hielo ($2.834 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$)
L_v	calor latente de evaporación del agua ($2.5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$)
LW_{\uparrow}	radiación de onda larga emitida (W m^{-2})
LW_{\downarrow}	radiación de onda larga incidente (W m^{-2})
LW_N	radiación de onda larga neta (W m^{-2})
M	masa por unidad de superficie (kg m^{-2})
M_R	flujo de entalpía asociado a la lluvia (W m^{-2})
M_W	flujo de entalpía asociado a la percolación (W m^{-2})
P	intensidad de precipitación (m s^{-1})
Q_a	humedad del aire
Q_{sat}	humedad de saturación de la superficie de la nieve
R	intensidad de la lluvia (m s^{-1})
S	razón entre la fracción volumétrica líquida y la porosidad, $S = \theta_l / \phi$. Saturación)
s^*	saturación efectiva de la capa de nieve
SW_{\downarrow}	radiación de onda corta incidente (W m^{-2})
SWE	equivalente en agua de la nieve (m)

SW_N	radiación solar neta (W m^{-2})
$T(y)$	temperatura de la nieve a la profundidad y ($^{\circ}\text{C}$ o Kelvin)
t	tiempo (s)
T_a	temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$ o Kelvin)
TC	contenido térmico (calor necesario para obtener el perfil de temperaturas actual a partir del estado de referencia H_0) (J m^{-2})
T_o	temperatura de fusión del hielo a una presión atmosférica de 1000 hPa (0°C)
T_s	temperatura de la superficie de la nieve ($^{\circ}\text{C}$ o Kelvin)
v	velocidad del viento (m s^{-1})
VC	contenido de vapor (J m^{-2})
W	intensidad de percolación (m s^{-1})
$w(z)$	fracción de masa líquida (fracción de la masa del agua contenida respecto de la masa total) a la profundidad z
WC	espesor del agua contenida (m)
w_o	capacidad de retención
w_u	fracción uniforme de masa líquida en la capa húmeda
Y	altura de la capa de nieve (m)
z	profundidad en el interior de la nieve desde la superficie (m)
z_o	profundidad de congelación (profundidad a la que la temperatura de la nieve T alcanza la temperatura T_o) (m)
ϵ_s	emisividad de la nieve
μ_l	viscosidad del agua ($\text{N m}^{-2} \text{s}$)
ρ_a	densidad del aire (kg m^{-3})
σ	constante de Stephan-Boltzman ($5.6704 \cdot 10^{-8} \text{ W K}^{-4}$)

Apéndice: Descripción de modelos de nieve actuales

En 1986 la Organización Meteorológica Mundial realizó un estudio comparativo sobre 11 modelos diseñados para el pronóstico de la escorrentía provocada por la fusión de la nieve en distintas cuencas. Desde entonces han aparecido un gran número de modelos en la literatura, algunos de ellos operativos. El creciente interés por el cambio climático y la evaluación de sus efectos ha estimulado también el desarrollo de nuevos modelos.

Recientemente, y promovido por el Dr. Zong-Lian Yang de la Universidad de Arizona, se difundió por Internet (www.atmo.arizona.edu/~liang/snow.html) un cuestionario exhaustivo sobre modelos de nieve que ha obtenido 45 respuestas hasta la fecha. Transcribo a continuación el análisis que de las mismas presenta el autor de la iniciativa:

La **Tabla 2** es un listado de los modelos de nieve y sus referencias. Casi la mitad de los modelos han sido desarrollados en los Estados Unidos, mientras que el resto de los modelos provienen de 13 países. Aproximadamente la mitad de los modelos fueron diseñados para su uso en modelos atmosféricos: modelos de circulación general (GCMs), modelos climáticos regionales (RCMs) y modelos numéricos de predicción del tiempo (NWPMS). La cuarta parte de los modelos son para el estudio de los procesos en el interior de la nieve (e.g., Jordan, 1991), y el resto de los modelos son para otros propósitos, como la predicción operativa de la escorrentía (e.g., Yerson, 1973), estudios de suelos con nieve helados (e.g., Flerchinger y Saxton, 1989), predicción de avalanchas (e.g., Brun *et al.*, 1989), estudios climáticos (Grody y Basist, 1996), control de la erosión (Tarboton y Luce, 1996), “downscaling” de salidas de GCM (Hewitt *et al.*, 1997), y la comprobación de la complejidad óptima de un modelo de nieve que vaya a ser integrado en un GCM (Loth *et al.*, 1993). Algunos modelos tienen en realidad múltiples propósitos. Por ejemplo, el modelo de Loth *et al.* (1993) es lo suficientemente sofisticado para el estudio de los procesos en el interior de la nieve. Este tipo de modelos puede ser una herramienta ideal para examinar la complejidad óptima de los modelos de nieve en los GCMs. La mayor parte de los modelos usan la precipitación, la temperatura del aire, la velocidad del viento, la humedad y las radiaciones solar y de onda larga incidentes para los cálculos de los balances de masa y energía. Tres modelos de nieve usan simplemente la precipitación y la temperatura del aire como entradas (Yerson, 1973; Schreider *et al.*, 1997; Bergstrom,

1997). Algunos modelos usan la dirección del viento para determinar la redistribución de la nieve debida al arrastre del viento (Liston y Sturm, 1998).

Los modelos despliegan un amplio rango en cuanto a la complejidad de su código, desde decenas de líneas (Grody y Basist, 1996) hasta decenas de miles (Jordan, 1991). En cuanto a la estructura de los modelos casi todos consideran únicamente los procesos en la dimensión vertical, y la mayor parte usan una sola capa para representar todo el manto nivoso. Hay poco consenso en lo relativo a la parametrización del albedo. Algunos modelos asumen el albedo como constante, o como una función de la edad o la profundidad únicamente, mientras que otros lo hacen depender de un conjunto de parámetros como el tamaño del grano y la impureza. Hay otras muchas aproximaciones que son básicamente de naturaleza empírica. La mayor parte de los modelos no tienen en cuenta ni el espectro ni la dirección en la radiación solar, mientras que otros lo consideran de forma parcial o total. La mitad de los modelos usan valores fijos para los parámetros térmicos (calor específico y conductividad), mientras que los otros modelos asumen que estos parámetros térmicos cambian con la densidad. Mas de la mitad de los modelos no consideran la retención del agua fundida ni su percolación. Únicamente el diez por ciento de los modelos tratan el proceso de transferencia del vapor en el interior de la nieve. Mas del 50% de los modelos también consideran los procesos de congelación del suelo bajo la nieve. La mitad de los modelos consideran distintos aspectos de la interacción nieve-vegetación, pero pocos incorporan los sofisticados procesos aerodinámicos y de transferencia radiativa de la cubierta vegetal necesarios para una simulación realista de la nieve en un suelo con vegetación. La cuarta parte incorporan efectos topográficos de subrejilla para la distribución de la precipitación, la temperatura del aire y el espesor de la nieve. Aproximadamente un diez por ciento usa datos de satélite como entrada para el modelo y para su validación.

Aunque existen modelos unidimensionales detallados (e.g., Yerson, 1976; Jordan, 1991), los modelos atmosféricos usan modelos de nieve relativamente simples por razones computacionales (Manabe, 1969; Dickinson *et al.*, 1993; Verseghy, 1991; Loth *et al.*, 1993; Lynch-Stieglitz, 1994; Marshall *et al.*, 1994). Los modelos de nieve usados en los GCM, con generalmente de una a cinco capas, están diseñados para resolver las variaciones diaria y estacional de los procesos superficiales en la nieve como la temperatura superficial y los flujos de calor, y en consecuencia simplificar el tratamiento de los procesos internos (e.g., la retención y el transporte del agua de fusión, la fusión y recongelación, y la extinción de la radiación solar). Al ser los GCMs muy sensibles a los procesos de la nieve (e.g., Yeh *et al.*,

1983; Cess *et al.*, 1991), es crítico el tener un modelo unidimensional de nieve con el adecuado realismo y también la suficiente eficiencia como para poder ser integrado a largo plazo.

Algunos procedimientos de los modelos de nieve podrían ser usados para capturar la variabilidad de escala en los procesos de subrejilla. Se ha establecido una activa línea de investigación para integrar los modelos de nieve basados en la física, los modelos de análisis de información geográfica (GIS), la información proporcionada por los satélites y los datos provenientes de los análisis de modelos meteorológicos de mesoescala para el estudio de pequeñas cuencas hidrográficas (e.g., Liston y Sturm, 1998; Davis *et al.*, 1998). Sin embargo, hablando de forma relativa, lo que hace falta es la investigación y las aplicaciones de los análisis de agua en forma de nieve y de su balance energético a escalas continentales o globales. Una cuestión que queda sin resolver es el nivel de complejidad requerido por dichos modelos a estas escalas. Otra cuestión, ligada fuertemente a la anterior, es la de cómo relacionar un modelo de capa de nieve (unidimensional en la dirección vertical) con las superficies heterogéneas de cada una de las celdillas de tierra de un GCM. En particular, ¿cual es la metodología óptima para resolver el cambio de escala cuando la nieve cubre el suelo a trozos? La distribución heterogénea de la vegetación y la topografía añade mayor complejidad a este problema. Sin embargo, las conclusiones extraídas en la escala de subrejilla (e.g. escalas locales y de cuenca hidrográfica) permitiría guiar el desarrollo y la mejora de los procesos de la nieve en las escalas propias de los GCM.

Sumario y Perspectivas

El análisis precedente, obtenido a partir de las respuestas al reciente cuestionario relativo a los modelos de nieve, indica que hay varios modelos de nieve, sofisticados y válidos para escalas puntuales o locales disponibles, y que hay un amplio espectro de modelos desarrollados para su aplicación a pequeñas cuencas hidrográficas. La forma de resolver los distintos procesos en estos modelos es de utilidad como guía para mejorar los modelos de nieve en los GCM. Las futuras líneas de investigación en la modelización climática de la nieve están en:

el desarrollo, a través de la validación con datos de campo y otros modelos de nieve detallados, de un modelo de capa de nieve que no simule únicamente los procesos

superficiales en la nieve sino que recoja también las variaciones en la temperatura del suelo bajo la nieve;

vincular el modelo con la distribución heterogénea de la topografía y la vegetación;

y utilizar los datos de los satélites para derivar la vegetación y los parámetros de la nieve, y para validar las simulaciones del modelo.

Tabla 2. Lista de modelos de nieve actuales (en orden alfabético)

Model Name	Application	Retention & percolation	Snow-vegetation interaction	Sub-grid topography	Reference
Australian	Downscaling GCM output	No	No	No	Hewitt et al. (1997, personal communication)
BAIM (Biosphere-Atmosphere Interaction Model)	GCM and RCM	Yes	Yes	No	Mabuchi <i>et al.</i> (1997)
BASE (Best Approximation of Surface Exchange)	GCM	No	Yes	No	Desborough and Pitman (1998)
BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme)	GCM and RCM	No	Yes	No	Dickinson <i>et al.</i> (1993); Yang <i>et al.</i> (1997)
CLASS	GCM, RCM and NWPM	Yes	Yes	No	Verseghy (1991)
CROCUS	Understanding snow processes, operational avalanche forecasting in France, and for use in GCM	Yes	No	No	Brun <i>et al.</i> (1989)
DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model)	GCM	Yes	Yes	Yes	Wigmosta <i>et al.</i> (1994)
DARSSM (Division of Atmospheric Research Snow and Soil Model)	Understanding snow processes, forecasting runoff	No	Yes	No	Kowalczyk (1999)
ECHAM Snow Energy and Mass Budget Model	GCM and RCM	No	Yes	No	Roeckner <i>et al.</i> (1996)
ECHAM Multi-Layer Snow Model	Testing the optimal complexity of a snow cover model for GCM and RCM	Yes	Yes	No	Loth <i>et al.</i> (1993)
GFDL Snow Model	GCM	No	No	No	Manabe (1969)
Hadley Centre/UKMO GCM Land Surface Model	GCM and NWPM	No	Yes	No	Essery (1997)
HBV	Forecasting runoff and hydropower operation	No	Yes	Yes	Bergstrom (1997)
IAP94	GCM	Yes	Yes	No	Dai and Zeng (1997)
IHACRES Snow Model	Forecasting runoff, flow (real time), and estimating possible climate change impacts	No	No	Yes	Schreider <i>et al.</i> (1997)
INM (Snow Model of the Instituto Nacional de Meteorología)	Forecasting runoff	Yes	No	No	Fernandez (1999)
ISBA (Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere)	GCM and NWPM	No	Yes	No	Douville <i>et al.</i> (1995)
Layered Snow Model for Climate Study	Understanding snow processes, forecasting runoff and for use in GCM	Yes	Yes	No	Sun <i>et al.</i> (1999)
MAPS/RUC Soil-Vegetation-Snow Model	NWPM	No	No	No	Smirnova <i>et al.</i> (1997)
Mosaic	GCM	No	Yes	No	Koster and Suarez (1996)
MRI-CGCM Ground Hydrology Model	GCM	No	No	No	Tokioka <i>et al.</i> (1995)
Melbourne University Snow Model (MU-SNW)	NWPM and GCM	No	Yes	Yes	Walland and Simmonds (1996)
NCEP/OH/OSU CAPS	NWPM	Yes	Yes	No	Koren <i>et al.</i> (1999)
NWSRFS SNOW-97	Forecasting runoff	No	No	No	Anderson (1973)
RAMS Snow Model	Forecasting runoff	No	No	No	Lofgren (1997, personal communication)

					communication)
RGM (Regional Geosystem Model)	Understanding snow processes, forecasting runoff, and risk assessment of snow hazards	Yes	No	Yes	Scherer (1997, personal communication)
SEMS (Snow Evolution Modeling System)	Understanding snow processes, NWPM and RCM	Yes	Yes	Yes	Liston and Sturm (1998)
SHAW (Simultaneous Heat and Water Model)	Understanding snow/frozen soil/surface energy balance processes	Retention: yes; Percolation: no	Yes	No	Flerchinger and Saxton (1989)
SLURP	Forecasting runoff	No	Yes	Yes	Kite (1995)
SNAP (Snowmelt Numerical-Analytical Package)	Understanding snow processes and forecasting runoff	Yes	No	No	Albert and Krajewski (1998)
SNOWPACK	Understanding snow processes, forecasting runoff and avalanche warning	Yes	No	No	Lehning et al. (1998)
SNTHERM	Understanding snow processes and forecasting runoff	Yes	No	No	Jordan (1991)
SNTHERM (spatially distributed)	Understanding snow processes and forecasting runoff	Yes	Yes	Yes	Davis <i>et al.</i> (1998)
SNTHERM.ver4	Understanding snow processes	Yes	No	No	Stamnes <i>et al.</i> (1988)
SOIL	Understanding snow and frozen soil processes	Retention: yes; Percolation: no	Yes	No	Johnsson and Lundin (1991)
Special Sensor Microwave Imager (satellite) Derived Snow Cover Model	Forecasting runoff, GCM, NWPM and climate monitoring	Yes	Yes	No	Grody and Basist (1996)
SPONSOR	GCM, RCM and NWPM	Yes	Yes	No	Shmakin (1997, personal communication)
SPS (Soil-Plant-Snow)	Understanding snow processes, RCM and NWPM	No	No	No	Kim and Ek (1995)
SSiB (simplified Simple Biosphere Model)	GCM and NWPM	No	Yes	No	Xue <i>et al.</i> (1991)
TSCMI (Tohoku Snow Cover Model with One-Layer)	Understanding snow processes and forecasting runoff	Yes	No	Yes	Yamazaki (1995)
TSCMM (Tohoku Snow Cover Model with Multi-Layer)	Understanding snow processes and forecasting runoff	Yes	No	No	Yamazaki (1997, personal communication)
UEB (Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model)	Understanding snow processes and for runoff, erosion and water balance forecasting and modeling	Yes	No	Yes	Tarboton and Luce (1996)

Referencias

- Albert, M.R. and Krajewski, G. 1998. 'A Fast, Physically-Based Point Snow Melt Model for Use in Distributed Applications', *Hydrological Processes*, **12 (11)**, 1809-1824.
- Anderson, E. A. 1973. 'National Weather Service River Forecast System -- Snow Accumulation and Ablation Model', *NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-17*, US Dept. of Commerce, Silver Spring, MD, 217 pp.
- Anderson, E.A. 1976. A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover. Office of Hydrology, National Weather Service.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., and Coleou, C. 1989. 'An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting', *J. of Glaciol.*, **35**, 121, 333-342.
- Cess, R.D. and 32 Co-authors. 1991. 'Intercomparison of snow-feedback as produced by general circulation models', *Science*, **253**, 888-892.
- Dai, Y.-J. and Zeng, Q.-C. 1997. 'A Land Surface Model (IAP94) for Climate Studies, Part I: Formulation and Validation in off-line Experiments', *Advances in Atmospheric Sciences*, **14**, 433-460.
- Desborough, C.E. and Pitman, A.J. 1998. 'The BASE land surface model', *Global and Planetary Change*, **19(1-4)**, 3-18..
- Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A., and Kennedy, P.J. 1993. Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR Tech. Note, NCAR/TN-387+STR.
- Douville, H., Royer, J.F., and Mahfouf, J.F. 1995. 'A new snow parameterization for the Meteo-France climate model, Part I: Validation in stand-alone experiments', *Climate Dyn*, **12**, 21-35.
- Essery. 1998. Snow modelling in the Hadley Centre GCM. *Physics and Chemistry of the Earth*, **23(5-6)**, 655-660.
- Fernandez, A. 1998. 'An energy balance model of seasonal snow evolution', *Physics and Chemistry of the Earth*, **23(5-6)**, 661-666.
- Flerchinger, G.N. and Saxton, K.E. 1989. 'Simultaneous heat and water model of a freezing snow-residue-soil system I. Theory and development', *Trans. of ASAE*, **32(2)**, 565-571.
- Gray, D.M. and Prowse, T.D. 1993. 'Snow and floating ice', in Maidment D.R. (ed.), *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, Inc., New York. pp. 7.1-7.58.
- Grody, and Basist, 1996. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**, 237-249.
- Johnsson, H. and Lundin, L.-C. 1991. 'Surface runoff and soil water percolation as affected by snow and soil frost', *Journal of Hydrology*, **122**, 141-159.
- Jordan, R. 1991. A one-dimensional temperature model for a snow cover. U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Special Report 91-16.
- Kim, J. and Ek, M. 1995. *J. Geophys. Res.*, **100 (D10)**, 20845-20854.
- Kite, G.W. 1995. 'The SLURP model', Chapter 15 in *Computer models of watershed hydrology*, by V.P. Singh (ed.), Water Resources Publications, Colorado, USA, 521-562.

- Koren, V., Duan, Q.-Y., Schaake, J., and Mitchell, K. 1999. 'Validation of a snow-frozen ground parameterization of the Eta model', AMS Conference, Dallas, paper J1.3.
- Koster, R. and Suarez, M. 1996. 'Energy and Water Balance Calculations in the Mosaic LSM', NASA Tech. Memo. 104606, Vol. 9.
- Lehning et al., 1998. 'A network of automatic weather and snow stations and supplementary model calculations providing SNOWPACK information for avalanche warning', *ISSW 98 International Snow Science Workshop*, Sunriver, Oregon.
- Liston, G. E., and Sturm, M. 1998. 'A snow transport model for complex terrain', *J. Glaciol.*, **44**, 498-516.
- Loth, B., Graf, H.-F., and Oberhuber, J.M. 1993. 'Snow cover model for global climate simulations', *J. Geophys. Res.*, **98**, 10451-10464.
- Lynch-Stieglitz, M. 1994. 'The development and validation of a simple snow model for the GISS GCM', *J. Clim.*, **7**, 1842-1855.
- Mabuchi, K., Sato, Y., Kida, H., Saigusa, N., and Oikawa, T. 1997. 'A Biosphere-Atmosphere Interaction Model (BAIM) and its primary verifications using grassland data', *Papers in Meteorology and Geophysics*, **47**, No. 3.
- Manabe, S. 1969. 'Climate and the ocean circulation I. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface', *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739-774.
- Marshall, S., Roads, J.O., and Glatzmaier, G. 1994. 'Snow hydrology in a general circulation model', *J. Clim.*, **7**, 1251-1269.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U., and Schulzweida, U. 1996. 'The atmospheric circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate', MPI-Rep. 218, MPI für Meteorologie, Hamburg, 90 pp.
- Schreider, S. Yu., Whetton, P.H., Jakeman, A.J., Pittock, A.B. and Li, J. Runoff Modelling for Snow-Affected Catchments in the Australian Alpine Region, Eastern Victoria, 1997, *Journal of Hydrology*, **2**, No. 1, 35-47.
- Smirnova, T. G., J. M. Brown, and S. G. Benjamin, 1997: Performance of different soil model configurations in simulating ground surface temperature and surface fluxes. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 216-261.
- Stamnes, K., Tsay, S.-C., Wiscombe, W., and Jayaweera, K. 1988. 'Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media', *Applied Optics*, **27(12)**, 2502-2509.
- Sun, S.F., Jin, J.M., and Xue, Y. 1999. 'A simple Snow-Atmosphere-Soil Transfer (SAST) Model', *J. Geophys. Res.*, (in press).
- Tarboton, D. G. and Luce, C.H. 1996. 'Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB)', Computer model technical description and users guide, Utah Water Research Laboratory and USDA Forest Service Intermountain Research Station.
- Tokioka, T., Noda, A., Kitoh, A., Nikaidou, Y., Nakagawa, S., Motoi, T., Yukimoto, S., and Takata, K. 1995. 'A transient CO2 experiment with the MRI CGCM --Quick Report--'. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **73**, 817-826.
- Xue, Y., P. J. Sellers, J.L. Kinter III, and J. Shukla, 1991: A Simplified Biosphere Model for Global Climate Studies. *J. Climate*, **4**, 345-364.

- Verseghy, D.L. 1991. 'CLASS - A Canadian Land Surface Scheme for GCMs. Part I: Soil Model', *Int. J. Climatol.*, **11**, 111-133.
- Walland, D.J. and Simmonds, I. 1996. 'Sub-grid-scale topography and the simulation of Northern Hemisphere snow cover', *International Journal of Climatology*, **16**, 961-982.
- Wigmosta, M. S., Lettenmaier, D.P., and Vail, L.W. 1994. 'A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain', *Water Resources Research*, **30(6)**, 1665-1679.
- WMO, 1982. 'Methods of Correction for Systematic Error in Point Precipitation Measurement for Operational Use', *Operational Hydrology Report No. 21*, Geneva, 91 pp.
- Yamazaki, T. 1995. 'The influence of forests on atmospheric heating during the snowmelt season', *J. Appl. Meteor.* **34**, 511-519.
- Yang, Z.-L., Dickinson, R.E., Robock, A., and Vinnikov, K.Ya. 1997. 'Validation of the snow sub-model of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme with Russian snow cover and meteorological observational data', *J. Clim.*, **10**, 353-373.
- Yeh, T.-C., Wetherald, R.T., and Manabe, S. 1983. 'A model study of the short-term climate and hydrologic effects of sudden snow-cover removal', *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1013-1024.

Apéndice:

A comparison of four snow models using observations from an alpine site