

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE VALENCIA
Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente



Evaluación del submodelo de fusión de nieve del Modelo
TETIS en las cuencas de alta montaña del río American y
Carson dentro del proyecto *DMIP2*

TESINA

Presentada por

Ismael Orozco Medina

Dirigida por

Dr. Félix Francés García

Valencia, España. 2010

Hay suficiente agua en el mundo para cubrir las necesidades de todos los hombres, pero no para satisfacer su codicia.

Mahatma Gandhi

Agradecimientos

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONAYT)** de México por proporcionarme el financiamiento para la realización del posgrado.

A mi director de tesina el Dr. Félix Francés

Resumen

En este trabajo se evalúa el modelo hidrológico distribuido TETIS y su submodelo de fusión de nieve en las cuencas de alta montaña de los ríos *American* y *Carson* en Sierra Nevada *EE. UU.*, como parte del proyecto *Comparación de Modelos Distribuidos en la fase 2 (DMIP2 por sus siglas en inglés)* propuesto por la *National Oceanic and Atmospheric Administration's National Weather Service (NOAA/NWS)*. EL interés por participar en este proyecto es contribuir a la solución de cuestiones que giran en torno a la modelación hidrológica distribuida en este tipo de cuencas. Otro interés es el de conocer los alcances del submodelo de fusión de nieve del modelo TETIS, para poder plantear mejoras considerando siempre el principio de parsimonia.

Con la finalidad de conocer los avances sobre el conocimiento en este tema y tomar las decisiones pertinentes se comenzó con una amplia búsqueda de las diferentes conceptualizaciones de modelos que se han desarrollado con diferentes fines y que permiten evaluar y cuantificar el proceso de fusión de nieve en diversas partes del mundo.

En el desarrollo de los modelos se utilizó como datos de entrada e *inputs*, la información proporcionada por la *NOAA/NWS*, teniendo especial relevancia el uso de precipitaciones y temperaturas en formato *NEXRAD* de radar, interpretadas dentro del modelo como estaciones virtuales que se ubican en el centroide de cada celda de la malla de precipitaciones. La escala espacial usada en la modelación corresponde a un tamaño de celda de 400 metros y la escala temporal es horaria, adecuada según los resultados obtenidos para este tamaño de cuencas.

La calibración se decidió realizarla en tres fases, con base en trabajos pasados debido a que se ha demostrado que calibrar este tipo de cuencas tomando en cuenta todas las variables,

puede enmascarar las soluciones de los factores correctores que usa el modelo y los parámetros del submodelo de fusión. Asimismo el tiempo de cómputo en el proceso de optimización automática es reducido de manera notable.

En relación a los resultados obtenidos, en general se tiene una muy buena representación de ambos sistemas (*American* y *Carson*), tanto en la producción de escorrentía, como a nivel interno de las cuencas, como se ha demostrado en el balance hidrológico realizado. En cuanto al índice de eficiencia de *Nash-Sutcliffe*, usado como función objetivo en las calibraciones, los resultados se pueden considerar de excelentes para este tipo de cuencas complejas. En el caso particular de la reproducción de los procesos de acumulación y fusión que realizó el submodelo de fusión *grado-día* que usa el modelo TETIS, los resultados obtenidos mostraron ser muy buenos tratándose de un modelo tan sencillo como este. Asimismo se obtuvo una mejor representación de la altura de agua equivalente en las estaciones *SNOTEL* ubicadas a mayor latitud, con un incremento de la incertidumbre en las estaciones ubicadas a menor elevación. Lo anterior se debe a que se consideran parámetros de fusión constantes, lo cual limita al submodelo de fusión, ya que trabajos realizados han demostrado que los factores de fusión varían espacial y temporalmente en función de: la época del año, la cobertura forestal, la topografía, el área de cubierta de nieve, la contaminación de la superficie de la nieve, las condiciones atmosféricas, la latitud, la pendiente, las propiedades de la nieve, el viento y la orientación de ladera. Con base en lo anterior, se decidió evaluar también la distribución espacial de la cubierta de nieve que realiza el modelo por medio del algoritmo *inverso de la distancia al cuadrado* comparándola con las imágenes de radar de cubierta de nieve proporcionadas por la *NOAA/NWS* para diferentes fechas. En la distribución espacial de la nieve realizada por el modelo se obtuvieron mejores resultados en la cuenca de río *Carson*, ubicada a mayor elevación. Esta verificación es muy importante para temas de evaluación de recursos hídricos en los países con presencia de nieve, donde la mayor parte de sus recursos provienen de la fusión.

En conclusión, este trabajo ha demostrado los alcances y limitaciones del submodelo de fusión de nieve y con ello, del modelo TETIS para la simulación en cuencas de alta montaña. Los resultados que se obtuvieron permiten suponer que el submodelo puede proporcionar resultados equiparables a los que se pueden obtener con un modelo más complejo de fusión de nieve que use el método de balance de energía, al considerar otras variables tales como la radiación.

Abstract

The thesis presents the assessment made TETIS distributed hydrological model and its submodel snowmelt in mountain basins of the *American* and *Carson* rivers in Sierra Nevada USA, as part the second phase of the Distributed Model Intercomparison Project (*DMIP2*), proposed by the *National Weather Service of the U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA/NWS)*. The interest in participating in this project is to contribute to the resolution of questions related to the use of distributed hydrologic modeling in this type of basins. Moreover, we want to know the scope of snowmelt submodel of TETIS, in order to make improvements, always considering the principle of parsimony.

In order to know the progress of knowledge on the subject of snowmelt and take relevant decisions, we started with an extensive search of different conceptualizations of models developed for different purposes and to assess and quantify the snowmelt process in various parts of the world.

In the development of the models, the information provided by the NOAA/NWS was used as input data, being especially relevant the use format precipitation and temperature *NEXRAD* radar, this information is interpreted within the model as virtual stations located at the centroid of each grid cell precipitation. The spatial scale used in the modeling corresponds to a cell size of 400 meters and the time scale is time, appropriate according to the results obtained for this size of basins.

Model calibration was carried out in three steps, because past work has shown that this type of watershed calibration taking into account all variables, can mask weightings solutions used by the model and the parameters of the snowmelt submodel. Also the computation time in the automatic optimization process is reduced significantly.

The results we obtained show a good representation of both systems (*American* and *Carson*), in the production of runoff and the internal behavior of the basins, as demonstrated in the water balance performed. We use the Nash-Sutcliffe index as objective function in the calibrations; the results can be considered excellent for this type of complex basins. In the particular case of the reproduction of the accumulation and melting processes that the submodel snowmelt degree-day model carried out using TETIS, the results obtained proved to be very good for a model as simple as this. Moreover, we obtained a better representation of the snow water equivalent in the SNOTEL stations located at higher latitudes, with increased uncertainty in the stations located at lower elevations. This is because melt factors are considered constant, which limits the snowmelt submodel. Studies have shown that fusion factors vary spatially and temporally in terms of: the time of year, forest cover, topography, the area of snow cover, pollution of the surface of the snow, weather conditions, the latitude, slope, the properties of snow, wind and slope orientation. We also evaluated the spatial distribution of snow cover made by the algorithm model by inverse of the squared distance comparing it to radar images of snow cover provided by NOAA / NWS for different dates. The spatial distribution of snow by the model performed better on the Carson River basin, located at higher elevations. This assessment is very important in water resources in countries with presence of snow, where most of its resources come from the melting snow.

In conclusion, this thesis has demonstrated the scope and limitations of submodel snowmelt and thus, the TETIS model for simulation in high mountain basins, The results obtained suggest that the snowmelt submodel can provide comparable results to be obtained with a more complex model of snowmelt using the method of energy balance, considering other variables such as radiation.

Resum

En aquest treball s'avalua el model hidrològic distribuït TETIS i el seu submodel de fusió de neu a les conques d'alta muntanya dels rius American i Carson a Sierra Nevada (EUA), com a part del projecte *Comparació de models distribuïts en la fase 2* (DMIP2 en les sigles en anglès) proposat per la National Oceanic and Atmospheric Administration's National Weather Service (NOAA/NWS). L'interès per participar en aquest projecte és contribuir a la solució de qüestions que giren entorn de la modelització hidrològica distribuïda en aquest tipus de conques. Un altre interès és el de conèixer la transcendència del submodel de fusió de neu del model TETIS, per a poder plantejar millores considerant sempre el principi de parsimònia.

Amb la finalitat de conèixer els avanços sobre el coneixement en aquest tema i prendre les decisions pertinents, es va començar amb una àmplia recerca de les diferents conceptualitzacions dels models que s'han desenvolupat amb diferents fins i que permeten avaluar i quantificar el procés de fusió de la neu en diverses parts del món.

En el desenvolupament dels models es van utilitzar com a dades d'entrada (*inputs*) la informació proporcionada per la NOAA/NWS, en què té especial rellevància l'ús de precipitacions i temperatures en format NEXRAD de radar, interpretades dins del model com a estacions virtuals que s'ubiquen en el centroide de cada cel·la de la malla de precipitacions. L'escala espacial usada en la modelització correspon a un grandària de cel·la de 400 metres i l'escala temporal és horària, adequada segons els resultats obtinguts per a aquesta grandària de conques.

Es va decidir realitzar el calibratge en tres fases, basant-se en treballs passats, pel fet que s'ha demostrat que calibrar aquest tipus de conques tenint en compte totes les variables pot

emascarar les solucions dels factors correctors que usa el model i els paràmetres del submodel de fusió. Així mateix, el temps de còmput en el procés d'optimització automàtica es redueix de manera notable.

En relació als resultats obtinguts, en general es té una molt bona representació d'ambdós sistemes (American i Carson), tant en la producció de vessaments, com a nivell intern de les conques, com s'ha demostrat en el balanç hidrològic realitzat. Quant a l'índex d'eficiència de Nash-Sutcliffe, usat com a funció objectiva en les calibratges, els resultats es poden considerar excel·lents per a aquest tipus de conques complexes. En el cas particular de la reproducció dels processos d'acumulació i fusió que va realitzar el submodel de fusió grau-dia que usa el model TETIS, els resultats obtinguts van mostrar ser molt bons tractant-se d'un model tan senzill com aquest. Així mateix, es va obtenir una millor representació de l'altura d'aigua equivalent a les estacions SNOTEL ubicades a major latitud, amb un increment de la incertesa a les estacions ubicades a menor elevació. L'anterior es deu al fet que es consideren paràmetres de fusió constants, la qual cosa limita el submodel de fusió, ja que treballs realitzats han demostrat que els factors de fusió varien espacialment i temporalment d'acord amb: l'època de l'any, la cobertura forestal, la topografia, l'àrea de la coberta de neu, la contaminació de la superfície de la neu, les condicions atmosfèriques, la latitud, el pendent, les propietats de la neu, el vent i l'orientació del vessant. Partint de l'anterior, es va decidir avaluar també la distribució espacial de la coberta de neu que realitza el model per mitjà de *l'algorisme invers de la distància al quadrat*, comparant-la amb les imatges de radar de la coberta de neu proporcionades per la NOAA/NWS per a diferents dates. En la distribució espacial de la neu realitzada pel model es van obtenir millors resultats a la conca del riu Carson, ubicada a major elevació. Aquesta verificació és molt important per a temes d'avaluació de recursos hídrics als països amb presència de neu, on la major part dels recursos provenen de la fusió.

En conclusió, aquest treball ha demostrat els èxits i les limitacions del submodel de fusió de neu i, amb això, del model TETIS per a la simulació en conques d'alta muntanya. Els resultats que es van obtenir permeten suposar que el submodel pot proporcionar resultats equiparables als que es poden obtenir amb un model més complex de fusió de neu que use el mètode del balanç d'energia, en considerar altres variables com ara la radiació.

Índice

1.	<u>INTRODUCCIÓN</u>	1
1.1.	<i>Objetivos de la tesina</i>	3
1.2.	<i>Estructura de la tesina</i>	3
2.	<u>MODELACIÓN HIDROLÓGICA DE LA FUSIÓN DE NIEVE</u>	6
2.1.	<i>Antecedentes</i>	8
2.2.	<i>La nieve</i>	10
2.2.1.	<i>Propiedades de la nieve</i>	13
2.2.2.	<i>Transferencia del calor en la capa de nieve</i>	20
2.3.	<i>Fusión de Nieve</i>	24
2.4.	<i>Balance de energía</i>	26
2.5.	<i>Método grado-día</i>	34
2.6.	<i>Cuantificación de la fusión de nieve</i>	38
2.6.1.	<i>Modelos determinísticos</i>	39
2.6.2.	<i>Modelos estocásticos</i>	72
2.6.3.	<i>Redes neuronales</i>	73
3.	<u>DESCRIPCIÓN CONCEPTUAL DEL MODELO HIDROLÓGICO DISTRIBUIDO TETIS</u>	74
3.1.	<i>Conceptualización de la producción de escorrentía</i>	75
3.1.1.	<i>Fusión de nieve (T_0)</i>	76
3.1.2.	<i>Almacenamiento estático (T_1)</i>	76
3.1.3.	<i>Almacenamiento superficial y escorrentía directa (T_2)</i>	77

3.1.4.	Almacenamiento gravitacional e interflujo (T_3)	78
3.1.5.	Almacenamiento subterráneo y flujo base (T_4)	79
3.2.	Conceptualización de la propagación del flujo	79
3.3.	Resultados del modelo TETIS	81
4.	<u>DESCRIPCIÓN DEL PROYECTO COMPARACIÓN DE MODELOS DISTRIBUIDOS PARA LA PREDICCIÓN DE AVENIDAS</u>	82
4.1.	Descripción del DMIP2	83
4.2.	Interés por participar en el DMIP2	85
4.3.	Información proporcionada por la NOAA/NWS	85
4.4.	Casos de estudio	86
5.	<u>INFORMACIÓN GEOGRÁFICA, DATOS Y PARÁMETROS PARA LA MODELACIÓN CON TETIS</u>	89
5.1.	Modelo Digital de Elevación	90
5.1.1.	Mapas derivados del DEM	92
5.2.	Mapas de parámetros hidráulicos del suelo	93
5.2.1.	Mapa capacidad de almacenamiento estático del suelo (H_u)	93
5.2.2.	Mapa conductividad hidráulica del suelo (k_s)	97
5.2.3.	Mapa de conductividad hidráulica del substrato rocoso (k_p)	99
5.3.	Índice de cobertura vegetal	100
5.4.	Datos de Hidrometeorología	102
5.4.1.	Lluvia y temperatura	102
5.4.2.	Nieve	109
5.4.3.	Evaporación	112
5.4.4.	Caudales	113
5.4.5.	Embalses	115

6.	<u>MODELACIÓN HIDROLÓGICA CON TETIS</u>	118
6.1.	<i>Calibración</i>	118
6.1.1.	<i>Calibración fase I</i>	121
6.1.2.	<i>Calibración fase II</i>	126
6.1.3.	<i>Calibración fase III</i>	134
6.2.	<i>Balance hidrológico</i>	145
6.3.	<i>Validación</i>	148
7.	<u>CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN</u>	154
7.1.	<i>Futuras líneas de investigación</i>	157
8.	<u>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	159

Índice de ilustraciones

CAPÍTULO 2

- Figura 2. 1.** Diagrama de flujo de la formación de los diferentes tipos de nieve (Male y Gray, 1981). El *Riming* es el proceso que implica la recogida de gotas de agua sobreenfriadas sobre la superficie de cristales de hielo 11
- Figura 2. 2.** Diagrama morfológico de los tipos de cristales de nieve que se forman a diferentes temperaturas y humedad. 11
- Figura 2. 3.** Ejemplo de distintas formas que pueden ser adoptadas por los copos de nieve (obtenido de Herrero, 2007) 12
- Figura 2. 4.** Conducción de calor de un grano de nieve a otro (Langlois, 2007) 21
- Figura 2. 5.** Esquema de flujos de energía, en la dirección vertical en una capa de nieve (obtenido de Armstrong y Brun, 2008) 27
- Figura 2. 6.** Esquema conceptual del modelo *ASTER* (obtenido de Ingeniería 75, S.A., 2005) 40
- Figura 2. 7.** Esquema conceptual del modelo *BAIM* (obtenido de Mabuchi et al., 1997). A la izquierda transferencia del flujo de calor latente. A la derecha transferencia de flujo de calor sensible 41
- Figura 2. 8.** Esquema conceptual de los flujos de energía tomados en cuenta por el modelo *BASE*, en el balance de energía (obtenido de Desborough y Pitman, 1998) 43
- Figura 2. 9.** Esquema conceptual del modelo *Canadian Land Surface Scheme (CLASS)* [obtenido de Verseghy, 2000] 47
- Figura 2. 10.** Esquema conceptual de los procesos que toma en cuenta el modelo *CROCUS* (obtenido de Braun et al., 1994) 49
- Figura 2. 11.** Esquema conceptual del modelo *HBV-96*, donde se muestran las principales características del modelo (obtenido de Lidström et al., 1997) 53
- Figura 2. 12.** Esquema conceptual del algoritmo utilizado por el modelo *IHACRES* (obtenido de Schreider et al., 1997) 54
- Figura 2. 13.** Esquema conceptual del modelo *ISBA* (obtenido de Douville et al., 1995) 55

Figura 2. 14. Esquema conceptual del modelo <i>MIKE SHE</i> (obtenido de Christiaens y Feyen, 2001)	56
Figura 2. 15. Esquema conceptual del modelo <i>SHAW</i> (obtenido de Flerchinger et al., 1996)	59
Figura 2. 16. Diagrama conceptual de los flujos tomados en cuenta en el balance de energía del modelo <i>SNOBAL</i> (obtenido de Marks y Winstral, 2001)	60
Figura 2. 17. Diagrama de flujo del modelo <i>SLURP</i> (obtenido de Kite, 1995)	61
Figura 2. 18. Importantes procesos físicos en la modelación de la capa de nieve en el modelo <i>SNOWPACK</i> (obtenido de Bartelt y Lehning, 2002)	65
Figura 2. 19. Porcentaje de precipitación líquida para $T_s=0$ del modelo <i>TOPKAPI</i>	69

CAPÍTULO 3

Figura 3. 1. Esquema conceptual del movimiento vertical a nivel de celda del modelo TETIS (tomada de Vélez et al., 2009)	75
Figura 3. 2. Tanque de Almacenamiento Estático (T_1) del modelo TETIS	77
Figura 3. 3. Tanque de almacenamiento superficial y escorrentía directa (T_2) del modelo TETIS	78
Figura 3. 4. Tanque de almacenamiento gravitacional e interflujo (T_3) del modelo TETIS	78
Figura 3. 5. Tanque de almacenamiento subterráneo y flujo base (T_4) del modelo TETIS	79
Figura 3. 6. Canal de propagación del flujo en cauces (T_5) del modelo TETIS	80

CAPÍTULO 4

Figura 4. 1. Localización de las cuencas del río <i>American</i> y río <i>Carson</i> en Sierra Nevada, así como los casos de estudio: afluente norte de la cuenca río <i>American</i> y afluente este de la cuenca del río <i>Carson</i> . Ubicadas entre los límites del estado de California y Nevada de EE. UU., (obtenido de Jeton et al., 1996)	87
---	----

CAPÍTULO 5

Figura 5. 1. Modelos Digitales de Elevación proporcionados por la <i>NOAA/NWS</i> (421 metros y 30 metros tamaño de celda). Para las subcuencas del río <i>American</i> (A) y <i>Carson</i> (B). Usados en el análisis de áreas mostrado en la Tabla 5.2	92
Figura 5. 2. Mapas derivados de los <i>DEMs</i> (421 metros): mapa de pendientes, direcciones de flujo y acumulación de flujo. Para las subcuencas del río <i>American</i> y río <i>Carson</i> y usados en el modelo TETIS	93

Figura 5. 3. Mapas de ocupación y texturas de suelos de las subcuencas del río <i>American</i> y río <i>Carson</i> proporcionados por la <i>NOAA/NWS</i> para el <i>DMIP2</i> . Mapa de profundidades de suelo. El mapa de texturas es un ejemplo localizado entre 20-30 <i>cm</i> de los 11 horizontes proporcionados	94
Figura 5. 4. Mapas del parámetro de almacenamiento estático (mm^*100), para las subcuencas del río <i>American</i> y río <i>Carson</i>	97
Figura 5. 5. Esquema del perfil del suelo, se indica la profundidad del estrato superior considerado para los procesos de infiltración e interflujo	98
Figura 5. 6. Mapas del parámetro de conductividad hidráulica del suelo saturado ($\text{cmh}^{-1}*100$), para las subcuencas del río <i>American</i> y río <i>Carson</i>	99
Figura 5. 7. Esquema del perfil del suelo, se indica la profundidad del estrato inferior considerado para el cálculo de k_p	99
Figura 5. 8. Mapas del parámetro de conductividad hidráulica del substrato rocoso ($\text{cmh}^{-1}*100$), para las subcuencas del río <i>American</i> y río <i>Carson</i>	100
Figura 5. 9. Muestra la distribución temporal del índice de cobertura vegetal usado en la cuenca de los ríos Saja-Besaya (obtenido de Francés y Múnera, 2008)	100
Figura 5. 10. Porcentaje de distribución de la ocupación del suelo para ambos casos de estudio, obtenido en función del área de cobertura vegetal	101
Figura 5. 11. Muestra la distribución de las 249 estaciones usadas (H, D, S), para la interpolación a la escala <i>HRAP</i> de la lluvia y temperatura para las subcuencas del río <i>American</i> y río <i>Carson</i> en el proyecto <i>DMIP2</i> (obtenido de Moreda et al., 2006)	103
Figura 5. 12. (A) comparación de precipitaciones medias anuales entre los datos para el <i>DMIP2</i> proporcionados por la <i>NOAA</i> y los generados por el <i>PRISM</i> . (B) comparación mensual y (C) se observa un alta correlación entre la precipitación calculada por la <i>NOAA</i> y la de <i>PRISM</i> (Moreda et al., 2006)	104
Figura 5. 13. Malla 39x48 de datos de lluvia proporcionados por la <i>NOAA/NWS</i> (140.256 archivos <i>ascii</i>). Malla de 13x23 subcuenca del río <i>American</i> y 17x14 subcuenca del río <i>Carson</i> utilizadas como estaciones virtuales separadas 4762,5 metros y a partir de las cuales se generaron los archivos de episodios	104
Figura 5. 14. Distribución mensual de la precipitación, en las subcuencas de río <i>American</i> y río <i>Carson</i> . Obtenidos a partir de las mallas de 13x23 (<i>American</i>) y 17x14 (<i>Carson</i>)	106
Figura 5. 15. Comparación de las precipitaciones en las subcuencas del río <i>American</i> y río <i>Carson</i> para los eventos 24/12/1988 y 04/03/1991, generadas en el modelo <i>TETIS</i> y la herramienta <i>ArcGis</i> . Utilizando el método <i>IDW</i> para la interpolación	107
Figura 5. 16. Distribución horaria de las temperaturas, en las subcuencas de río <i>American</i> y río <i>Carson</i> . Obtenidos a partir de las mallas de 13x23 (<i>American</i>) y 17x14 (<i>Carson</i>). Se muestra también las temperaturas medias. En el eje de las abscisas se muestran agrupadas a nivel mensual, sin embargo, la escala es horaria	109
Figura 5. 17. Muestra un ejemplo por año de cubierta de nieve de las 254 imágenes proporcionadas por la <i>NOAA/NWS</i> , para la subcuenca río <i>American</i> y río <i>Carson</i>	110
Figura 5. 18. Ubicación geográfica de las estaciones <i>SNOTEL</i> para la subcuenca del río <i>American</i> y río <i>Carson</i> , proporcionadas por la <i>NOAA/NWS</i> para el proyecto <i>DMIP2</i>	111

Figura 5. 19. Las imágenes muestran la instrumentación de las estaciones <i>SNOTEL</i> ubicadas en la subcuenca río <i>Carson</i>	111
Figura 5. 20. Muestra la serie de datos temporales de <i>SWE</i> , proporcionados por <i>NOAA/NWS</i> . En las series se puede observar la variabilidad temporal de la nieve	112
Figura 5. 21. Ubicación geográfica de las estaciones de aforo proporcionados por <i>NOAA/NWS</i> para la calibración y validación de los modelos	113
Figura 5. 22. Muestra los hidrogramas con las series de caudales en las estaciones propuestas por la <i>NOAA/NWS</i> . A escala horaria y que serán usados para la calibración de los modelos de las subcuencas del río <i>American</i> y río <i>Carson</i>	115
Figura 5. 23. Muestra los cuerpos de agua que existen en las subcuencas del río <i>American</i> y río <i>Carson</i> . Los cuerpos de agua en las subcuencas corresponden a lagos naturales y embalses	116

CAPÍTULO 6

Figura 6. 1. Muestra el proceso y las fases de calibración utilizadas para los modelos de las subcuencas del río <i>American</i> y río <i>Carson</i>	120
Figura 6. 2. Resultado obtenido con el algoritmo <i>SCE-UA</i> para un episodio de primavera con una precipitación de 158,92 mm. Con un total de 950 iteraciones realizadas y en el que se calibraron seis <i>FCs</i> y dos variables de estado inicial del sistema. El resultado es un <i>NSE</i> de 0,9071	122
Figura 6. 3. Muestra las iteraciones realizadas por el algoritmo <i>SCE-UA</i> , en el plano de búsqueda para los <i>FCs</i> optimizados y bajo la función objetivo seleccionada (<i>NSE</i>)	123
Figura 6. 4. Resultados obtenidos con el algoritmo <i>SCE-UA</i> para el mismo evento (Figura 6.2). Con nuevos rangos de búsqueda en la optimización. El resultado es un <i>NSE</i> de 0,9196	124
Figura 6. 5. Muestra las iteraciones realizadas por el algoritmo <i>SCE-UA</i> en el plano de búsqueda para los <i>FCs</i> , para la segunda optimización se cambiaron los rangos de búsqueda	124
Figura 6. 6. Representación de las variaciones del tiempo de punta, la diferencias entre el volumen observado y el simulado por TETIS y diferencias en $Q_{m\acute{a}x}$ observado y simulado en función del <i>NSE</i>	125
Figura 6. 7. Calibración final obtenida por optimización automática y conjunto de <i>FCs</i> obtenidos para reproducir un episodio de primavera con <i>input</i> sólo por lluvia	125
Figura 6. 8. Comparación de los valores de <i>SWE</i> observados en las estaciones <i>SNOTEL</i> (<i>Blue Canyon</i> y <i>Huysink</i>) y los simulados con el modelo <i>grado-día</i> de TETIS en la subcuenca río <i>American</i> . Obtenidos al calibrar los tres parámetros de fusión que usa el submodelo ($T_b=2,8$; $M_{f1}=2,7$ y $M_{f2}=5,0$)	129
Figura 6. 9. Comparación de los valores de <i>SWE</i> observados en las estaciones <i>SNOTEL</i> (<i>Blue Canyon</i> y <i>Huysink</i>) y los simulados con el submodelo <i>grado-día</i> de TETIS, en la subcuenca río <i>Carson</i> . Obtenidos al calibrar los tres parámetros de fusión que usa el submodelo ($T_b=2,5$, $M_{f1}=2,6$, $M_{f2}=3,8$)	130

- Figura 6. 10.** Análisis de la distribución espacial de la nieve, realizado comparando las imágenes de cubierta de nieve proporcionadas por *NOAA/NWS* para el *DMIP2* y la distribución espacio-temporal de la de nieve que calcula en modelo TETIS 131
- Figura 6. 11.** Se observa la reproducción de las cubiertas de nieve obtenidas con estas nuevas simulaciones para el episodio seleccionado (10/ene/1994-01/may/1994). Sin embargo, se comprobó que los resultados anteriores obtenidos no son función de utilizar valores iniciales $SWE \neq 0$ 132
- Figura 6. 12.** Comparación de cubiertas de nieve para ambas subcuencas, expresada en porcentaje del área total ocupada por nieve para determinadas fechas de toma de imágenes, proporcionadas por la *NOAA/NWS*. La cubierta de la imagen se obtuvo utilizando *el ArcGis* 133
- Figura 6. 13.** Muestra el hidrograma observado *vs* el hidrograma simulado con el conjunto de *FCs* calibrados de manera automática para el *episodio I*. Asimismo, el comportamiento de la *SWE* en los puntos de observación con el valor *SWE* obtenido a nivel de celda. Por último los *FCs* y los estadísticos obtenidos 136
- Figura 6. 14.** Muestra el hidrograma observado *vs* el hidrograma simulado con el conjunto de *FCs* calibrados de manera automática para el *episodio II*. Asimismo, el comportamiento de la *SWE* en los puntos de observación con el valor *SWE* obtenido a nivel de celda. 138
- Figura 6. 15.** Muestra el hidrograma observado *vs* el hidrograma simulado con el conjunto de *FCs* calibrados de manera automática para el *episodio III*. Asimismo, el comportamiento de la *SWE* en los puntos de observación con el valor *SWE* obtenido a nivel de celda. Por último el conjunto de *FCs* y los estadísticos obtenidos 138
- Figura 6. 16.** Muestra la simulación continua utilizando los *FCs* de los episodios calibrados en la subcuenca del río *American*, con la finalidad de seleccionar el conjunto de *FCs* adecuado. Los resultados son un $NSE=0,7427$ usando los *FCs* del *episodio I* (A), $NSE=0,7682$ para el *episodio II* (B) y un $NSE=0,7382$ para los *FCs* del *episodio III* (C) 139
- Figura 6. 17.** Muestra el hidrograma observado *vs* el hidrograma simulado con el conjunto de *FCs* calibrados de manera automática para el *episodio I* en la subcuenca del río *Carson*. Asimismo, el comportamiento de la *SWE* en los puntos de observación con el valor *SWE* obtenido a nivel de celda 141
- Figura 6. 18.** Muestra el hidrograma observado *vs* el hidrograma simulado con el conjunto de *FCs* calibrados de manera automática para el *episodio II* en la subcuenca del río *Carson*. Asimismo, el comportamiento de la *SWE* en los puntos de observación con el valor *SWE* obtenido a nivel de celda. Por último los *FCs* y los estadísticos obtenidos 142
- Figura 6. 19.** Muestra el hidrograma observado *vs* el hidrograma simulado con el conjunto de *FCs* calibrados de manera automática para el *episodio III* en la subcuenca del río *Carson*. Asimismo, el comportamiento de la *SWE* en los puntos de observación con el valor de *SWE* obtenido a nivel de celda. Y por último el conjunto de *FCs* y los estadísticos obtenidos 144
- Figura 6. 20.** Muestra la simulación continua utilizando los *FCs* de los episodios calibrados en la subcuenca del río *Carson*, con la finalidad de seleccionar el conjunto de *FCs* adecuado. Los resultados son un $NSE=0,7511$ usando los *FCs* del *episodio I* (A), $NSE=0,5594$ para el *episodio II* (B) y un $NSE=0,8005$ para los *FCs* del *episodio III* (C) 144
- Figura 6. 21.** Distribución horaria de las entradas (*X*), salidas (*Y*) y almacenamientos del sistema (*H1 A. Estático, H2 A. Superficial, H3 A. Gravitacional y H4 Acuífero*), en la subcuenca

del río *American*. Se muestran los años simulados, asimismo, el mes asociado a la escala horaria. 147

Figura 6. 22. Distribución horaria de las entradas (X), salidas (Y) y almacenamientos del sistema ($H1$ A. Estático, $H2$ A. Superficial, $H3$ A. Gravitacional y $H4$ Acuífero), en la subcuenca del río *Carson*. Se muestran los años simulados, asimismo, el mes asociado a la escala horaria 148

Figura 6. 23. Muestra la validación temporal continua del modelo TETIS, en el episodio 01/oct/1994-30/sep/1997 realizada a la subcuenca del río *American*, utilizando los *FCs* finales. El *NSE* obtenido en caudales es de 0,8112, un *NSE* de 0,8348 en la estación *SNOTEL Huysink* y un *NSE* de 0,7292 en la estación *SNOTEL Blue Canyon* en la representación del proceso de fusión 150

Figura 6. 24. Muestra la validación temporal continua del modelo TETIS, en el episodio 01/oct/1994-30/sep/1996 realizada a la subcuenca del río *Carson*, utilizando los *FCs* finales. El *NSE* obtenido en caudales es de 0,7622 y un *NSE* de -10,8725 (*Spratt Creek*), un *NSE* de 0,9523 (*Blue Lakes*), un *NSE* de 0,904 (*Ebbetts Pass*) y *NSE* de 0,7314 (*Poison Flats*) en la representación del proceso de fusión 151

Figura 6. 25. Muestra la validación espacio-temporal continua del modelo TETIS, en el episodio 01/oct/1994-30/sep/1996 realizada a la subcuenca del río *Carson*, utilizando la estación de aforo *Markleeville* 152

Figura 6. 26. Muestra la validación espacial continua del modelo TETIS, en el episodio 01/oct/1990-30/sep/1994 realizada a la subcuenca del río *Carson* en la estación *Markleeville*. El *NSE* obtenido en caudales es de 0,8484 y un *NSE* de -1,7160 (*Spratt Creek*), *NSE* de 0,8517 (*Blue Lakes*), *NSE* de 0,8769 (*Ebbetts Pass*) y un *NSE* de 0,8188 (*Poison Flats*) en la representación del proceso de fusión 152

Índice de tablas

CAPÍTULO 2

Tabla 2. 1. Típicos rangos para albedos de superficie (obtenido de Armstrong y Brun, 2008)	29
Tabla 2. 2. Emisividad de ciertas sustancias típicas (obtenido de Herrero, 2007)	30
Tabla 2. 3. Muestra ecuaciones tipo <i>grado-día</i> para la estimación de la fusión de nieve en el Norte de América (obtenido de Maidment, 1993). Donde T_m temperatura media del aire diaria ($^{\circ}\text{C}$), $T_{\text{mín}}$ temperatura mínima diaria del aire ($^{\circ}\text{C}$) y $T_{\text{máx}}$ temperatura máxima diaria del aire ($^{\circ}\text{C}$)	35
Tabla 2. 4. Valores medios del factor de fusión (<i>Índice térmico</i>) para la estimación de la fusión de la nieve [obtenido de Maidment (1993), Singh et al. (2000) y Hock (2003)]	35
Tabla 2. 5. Muestra algunas características de los modelos de fusión encontrados en la literatura. Para más información sobre estos se proporciona una referencia	71

CAPÍTULO 5

Tabla 5. 1. Parámetros de la proyección <i>Albers Equal-Area Conic</i> , usados en la georreferenciación de la información espaciales	91
Tabla 5. 2. Análisis realizado comparando las áreas de la <i>USGS</i> , con las áreas de la subcuencas obtenidas a partir de los <i>DEMs</i> proporcionados por la <i>NOAA/NWS</i>	92
Tabla 5. 3. Muestra los valores de <i>CC</i> y <i>PMP</i> obtenidos de <i>SWC</i> de la <i>USDA</i> , usados para el cálculo de almacenamiento capilar del suelo	95
Tabla 5. 4. Muestra los valores asignados a las abstracciones iniciales por cobertura vegetal (almacenamiento e intercepción) tomado de (Francés y Múnera, 2008)	95
Tabla 5. 5. Muestra los valores asignados a las abstracciones por almacenamiento e intercepción a la subcuenca del río <i>American</i>	96
Tabla 5. 6. Muestra los valores asignados a las abstracciones por almacenamiento e intercepción a la subcuenca del río <i>Carson</i>	96

Tabla 5. 7. Muestra los porcentajes de arena y arcilla usados en el <i>SWA</i> , para obtener las conductividades hidráulicas del suelo. Para los dos casos de estudio	97
Tabla 5. 8. Muestra los valores de k_s obtenidos para porcentajes de <i>MO</i> (0-5%). Considerando únicamente la textura y sin tomar en cuenta la estructura del suelo	98
Tabla 5. 9. Distribución de la ocupación de suelo para las subcuencas del río <i>American</i> y río <i>Carson</i> . Obtenidos del mapa de ocupación proporcionado por la <i>NOAA/NWS</i>	101
Tabla 5. 10. Índices de cobertura vegetal mensual propuestos tomando en cuenta los valores para la cuenca de los ríos Saja-Besaya y el análisis de la ocupación del suelo. Para ambos casos de estudio	102
Tabla 5. 11. Estaciones <i>SNOTEL</i> proporcionadas por la <i>NOAA/NWS</i> , usadas en la modelación de la fusión de nieve	110
Tabla 5. 12. Evaporación potencial media mensual proporcionada por la <i>NOAA/NWS</i>	113
Tabla 5. 13. Áreas de los cuerpos de agua localizados en las subcuencas de estudio, de acuerdo con la información vectorial proporcionada por la <i>NOAA/NWS</i>	116

CAPÍTULO 6

Tabla 6. 1. Parámetros a calibrar en el modelo TETIS a nivel de celda (obtenido de Francés et al., 2007)	120
Tabla 6. 2. Conjunto de <i>FCs</i> finales obtenidos para la subcuenca del río <i>American</i> y con las condiciones específicas del episodio seleccionado. Rangos finales de búsqueda para la optimización con <i>SCE-UA</i>	126
Tabla 6. 3. Resultados del análisis de distribución espacial de la cubierta de nieve para el episodio seleccionado	134
Tabla 6. 4. Periodos de calentamiento, calibración y validación; propuestos por la <i>NOAA/NWS</i> para el proyecto <i>DMIP2</i>	135
Tabla 6. 5. Episodios seleccionados para la calibración de los modelos en la <i>fase III</i> , para la subcuencas del río <i>American</i> y <i>Carson</i> . Asimismo, el periodo de calentamiento seleccionado	135
Tabla 6. 6. Conjunto de <i>FCs</i> obtenidos en la calibración automática para los tres episodios seleccionados para la subcuenca del río <i>American</i> . Se muestra también el <i>NSE</i> resultante para los tres episodios	139
Tabla 6. 7. Conjunto de <i>FCs</i> obtenidos en la calibración automática para los tres episodios seleccionados para la subcuenca del río <i>Carson</i> . Se muestra también el <i>NSE</i> resultante para los tres episodios	143
Tabla 6. 8. Volúmenes totales de las variables del sistema calculados por el modelo hidrológico TETIS, en la subcuenca del río <i>American</i>	146
Tabla 6. 9. Volúmenes totales de las variables del sistema calculados por el modelo hidrológico TETIS, en la subcuenca del río <i>Carson</i>	147
Tabla 6. 10. Episodios propuestos para la validación de los modelos hidrológicos calibrados de las subcuencas del río <i>American</i> y <i>Carson</i>	149

1. Introducción

La modelación hidrológica de un sistema es compleja por todos los procesos físicos involucrados y donde la representación conceptual, matemática y física muchas veces no reproduce dichos procesos por estar lejos de la linealidad. Los actuales avances tecnológicos en materia de sistemas de computo y monitoreo han ayudado a comprender y relacionar dichos procesos en las últimas décadas. En los estudios hidrológicos es frecuente la utilización de modelos que posibilitan la cuantificación de los diferentes procesos que tienen lugar en el ciclo del agua. En el caso de las cuencas de alta montaña no es la excepción, sin embargo, la modelación se ve afectada por las condiciones del clima de alta montaña donde las temperaturas disminuyen con la altitud, mientras que aumenta las precipitaciones, al menos hasta un cierto nivel altimétrico. La montaña, en este sentido altera las características de la zona climática en la que se sitúa. Por este motivo, no se pueden establecer rangos con validez universal que lo definan, aunque sus variedades climáticas son fácilmente reconocibles al presentar temperaturas invernales negativas y unas estivales positivas. Estas condiciones climáticas favorecen la presencia de la variable nieve, la cual es de gran interés como sistema regulador de escorrentía y flujo de agua.

Históricamente este recurso que proviene de la nieve no ha sido fácil de cuantificar, por la dificultad que tiene acceder a las zonas de alta montaña, sin embargo, la instalación de estaciones meteorológicas y el uso de imágenes de satélite han facilitado la toma de datos en estas zonas nivales, lo cual ha permitido tener una comprensión más detallada de los fenómenos asociados a la nieve. Con base en lo anterior se han concedido a su vez modelos numéricos capaces de simular la cubierta de nieve con los procesos que tienen lugar en ella a partir de los datos meteorológicos. En la literatura se pueden encontrar numerosos modelos que simulan la acumulación y fusión de la nieve con distintas metodologías de cálculo en función de la escala de trabajo. A un nivel de detalle superior están algunos modelos puntuales especializados, que se aplican al cálculo de aludes o de propiedades físicas de la nieve. En el otro extremo se encuentran los modelos hidrológicos con módulos de fusión de nieve, en los que la nieve representa una parte del ciclo que es imprescindible contemplar. Dentro de este grupo se encuentra el modelo hidrológico distribuido TETIS, que es la herramienta utilizada en la presente tesina.

Es importante destacar que el modelo hidrológico TETIS, fue desarrollado por el grupo de hidráulica e hidrología del Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia (DIHMA-UPV). El modelo se compone de diferentes módulos desarrollados para la simulación hidrológica e hidráulica de tipo físicamente distribuido, en donde las crecidas pueden ser originadas tanto por fuertes precipitaciones como por la fusión de nieve. El módulo de fusión implementado en TETIS utiliza el método grado-día seleccionado en función de los resultados encontrados en la literatura y porque es fácilmente adaptado a modelos hidrológicos.

En el caso particular de la nieve interesa predecir su distribución espacial, su volumen total, la cantidad y distribución temporal del caudal en los ríos a consecuencia de la fusión. Todo ello con el objetivo final de evitar los daños que produce la fusión brusca en forma de riadas, así como, para gestionar su aprovechamiento dentro y fuera de la cuenca que la contenga, de la manera más racional y equitativa tanto para el hombre como para el medio natural. Partiendo de la panorámica anterior este trabajo está pensado en dos partes: la primera y que es la que se muestra en el presente documento, comprende la aplicación del modelo TETIS a dos cuencas de alta montaña en Sierra Nevada, *EE.UU.*, cuya característica principal es la presencia de

nieve, y en donde se evalúa el funcionamiento del submodelo de fusión de nieve, el cual, a la fecha sólo se ha aplicado en una cuenca española a escala diaria con presencia de nieve. Y la segunda parte, que se realizará como proyecto doctoral, será desarrollar e implementar un modelo de acumulación y fusión de la nieve más completo y aplicable a cualquier cuenca de alta montaña incluyendo las mediterráneas, donde las distintas variables meteorológicas (principalmente precipitación, temperatura, radiación, humedad relativa y viento) que condicionan de forma muy marcada la persistencia de la nieve y la sucesión de diversos ciclos de fusión a lo largo del año. Siempre bajo el principio de parsimonia.

1.1. Objetivos de la tesina

Atendiendo a los comentarios mostrados anteriormente, en la presente tesina se planteó cubrir los siguientes objetivos:

- Implementar el modelo hidrológico distribuido TETIS, en las cuencas de alta montaña American y Carson en *EE. UU.* para su evaluación dentro del Proyecto Comparación de Modelos Distribuidos fase II (*DMIP2 por sus siglas en inglés*), para la predicción de crecidas
- Evaluar el funcionamiento del submodelo de fusión de nieve de TETIS en los casos de estudio
- Obtener los puntos de partida para el planteamiento de la investigación doctoral

1.2. Estructura de la tesina

El documento de la presente tesina está estructurado en ocho capítulos, con los cuales se pretende satisfacer los objetivos propuestos anteriormente. El orden propuesto es con la idea de que se perciba la evolución seguida en la elaboración del trabajo. A continuación se describen brevemente cada uno de los capítulos desarrollados.

CAPÍTULO 2. Modelación hidrológica de la fusión de nieve

En este capítulo se realiza la revisión del estado del arte sobre la modelación hidrológica de la fusión de nieve, incluyendo criterios y aportaciones a la fusión de la nieve, modelos hidrológicos con modulo de fusión, modelos de fusión desarrollados actualmente y metodologías desarrolladas.

CAPÍTULO 3. Modelo hidrológico distribuido TETIS

En este capítulo se realiza una breve descripción del modelo hidrológico distribuido TETIS, herramienta utilizada en la modelación.

CAPÍTULO 4. Proyecto DMIP2

Descripción del *Proyecto Comparación de Modelos Distribuidos fase II (DMIP2)* en el que se participa actualmente, destacando los propósitos de dicho proyecto, el interés por participar, así como, la información proporcionada y los casos de estudio propuestos (cuencas *American River* y *Carson River*).

CAPÍTULO 5. Información geográfica, datos y parámetros

Manejo, tratamiento y análisis de información espacial (alfa numérica) y datos hidrometeorológicos a partir de los cuales se obtuvo los *input*, parámetros y mapas morfológicos que utiliza el modelo TETIS.

CAPÍTULO 6. Modelación hidrológica con TETIS

En este capítulo se describe la metodología seguida para la calibración de los modelos, así como un análisis de los resultados obtenidos. Comentando los alcances de los modelos y las observaciones en cuanto al submodelo de fusión de nieve implementado en TETIS.

CAPÍTULO 7. Conclusiones y futuras líneas de investigación

Se muestran las conclusiones a las que se llegó con la elaboración de la presente tesina, así como, las futuras líneas de investigación que se proponen de cara al desarrollo de la tesis doctoral

CAPÍTULO 8. Referencias bibliográficas

Por último se hace referencia a cada uno de los artículos, libros, manuales y demás información consultada que llevo a feliz término la presente tesina.

2. Modelación hidrológica de la fusión de nieve

La presencia de la nieve sobre la superficie de la tierra afecta a los procesos físicos, químicos y biológicos en una amplia gama de escalas espaciales y tiene importantes efectos en la sociedad. Representa una importante variable geofísica en la variación del clima, a través del control del albedo de la tierra (Nolin y Stroeve, 1997) y de la hidrología (Ross y Walsh, 1986; Barnett et al., 1989). Además, la nieve es un componente muy importante del ciclo hidrológico y desempeña un papel vital en los recursos hídricos en muchas partes del mundo (Singh y Bengtsson, 2005). Más del 40% del hemisferio norte está afectado por la temporada de nieve, incluidos *EE. UU.*, Canadá, la mayor parte de Europa y el norte de Asia (Turquía, Irán, Afganistán y Rusia). A pesar de que las nevadas sólo representan alrededor de un tercio a la mitad de la precipitación anual, la escorrentía producto de la fusión de nieve a menudo supera el 90% del caudal anual (Gray, 1970). Lo anterior se traduce en una aportación de caudal del 80% proveniente de la nieve en muchos países del mundo. En el caso particular de *EE. UU.*, el 75% del total anual de precipitación es en forma de nieve (Storr, 1967) y el 90% de la escorrentía anual es producto de la fusión (Goodell, 1966). Modelar el proceso de fusión de

nieve tiene implicaciones en tema de recursos, electricidad, erosión, inundaciones e impactos en el cambio del clima (Nash y Gleick, 1991; Bardossy et al., 1999). Existen muchos modelos de previsión de la escorrentía producto de la fusión de nieve, estos usan ya sea un *balance de energía* o el método *grado-día* para calcular la fusión. En el caso de los recursos hídricos en forma de nieve, estos han despertado un gran interés en la ingeniería como sistema natural de regulación del flujo de agua, por lo que se han realizado numerosas investigaciones y trabajos encaminados al estudio de su comportamiento dinámico y cuantificación. Concretamente, en España este fenómeno alcanza especial relevancia en las cuencas de cabecera de *Pirineos, Cordillera Cantábrica, Sistema Central e Ibérico y Sierra Nevada*.

En el tema de inundaciones y predicción de avenidas punto de interés del proyecto *DMIP2 (CAPITULO 4)*, la fusión de la nieve puede tomar un papel muy importante en las crecidas al combinarse un incremento rápido de las temperaturas y lluvias fuertes. Con base en lo anterior y según Jansson et al. (2003), modelar la fusión de la nieve es crucial en la predicción del escurrimiento en cuencas de alta montaña, donde las aportaciones de nieve y hielo afectan significativamente el almacenamiento temporal y la liberación del agua sobre varias escalas de tiempo. El éxito de la modelación de escorrentía en tales áreas depende en gran medida la cuantificación que se hace del proceso de fusión (Hock, 2003). La modelación de fusión de nieve es compleja y depende de la altitud, la pendiente, tipo de vegetación, rugosidad de la superficie, radiación y el intercambio de energía entre nieve-aire (Barros y Lettenmaier, 1994; Elder et al., 1991). Además, la fusión de nieve muestra una alta variabilidad especial debido al patrón de distribución de la variable de precipitación y los efectos topográficos (Kling et al., 2006). El proceso de fusión de nieve es también el resultado de la interacción entre ciertos flujos de energía conocidos y cuantificables entre la atmósfera, la nieve y el suelo subyacente (Herrero, 2007).

La distribución de la nieve juega también un papel muy importante en la determinación del momento y la magnitud de fusión de la nieve por los efectos topográficos sobre la radiación solar, la temperatura del aire y las diferentes intensidades de precipitación. Es un *input* crucial en los modelos hidrológicos de fusión de nieve (Corps of Engineers, 1956; Male y Gray, 1981; Martinec y Rango, 1986; Kane et al., 1991). Sin embargo, disponer de este tipo de información presupone un problema importante en las cuencas de alta montaña debido al aislamiento de estas zonas lo que provoca muchas veces un desconocimiento cuantitativo de los procesos

asociados a la nieve. Se desconoce con exactitud la cantidad total de precipitación sólida en forma de nieve, la nieve total almacenada superficialmente en cada año hidrológico, la cantidad de nieve evaporada durante su periodo de acumulación y en consecuencia, la cantidad total de agua líquida liberada durante el proceso de fusión de nieve (Herrero, 2007). En la actualidad este problema puede ser solventado gracias a las nuevas herramientas tecnológicas, que permiten la toma de datos para un mayor acercamiento a los fenómenos relacionados con la nieve. Ejemplo de ello es la utilización creciente de sensores remotos, como son el radar, la foto área y la foto multiespectral desde el satélite.

La evolución de los ordenadores unida a una evolución en la comprensión de los complejos fenómenos físicos implicados en la fusión de nieve, permiten su simulación mediante modelos matemáticos. Estos ayudan a la cuantificación de la nieve acumulada en determinado momento. Con base en lo anterior el propósito de este capítulo es mostrar los estudios, conceptos básicos, criterios y herramientas que se han utilizado para modelar la fusión. Por lo que se comenzará describiendo los antecedentes.

2.1. Antecedentes

En la literatura escrita por el naturalista/geólogo Antonio Vallisnieri (1661-1730) en Italia, mostró ya desde entonces el reconocimiento del papel de la nieve en la hidrología. Él creía correctamente que los ríos que surgen de los manantiales en los Alpes Italianos, provenían del agua de lluvia y la fusión de nieve que se infiltraba a canales subterráneos. En los *EE. UU.*, durante la Segunda Guerra Mundial, el Cuerpo de Ingenieros del Ejército de Estados Unidos (*USACE por sus siglas en inglés*) y el Departamento de Meteorología (*USWB por sus siglas en inglés*) que posteriormente se convertiría en el Servicio Meteorológico Nacional (*NWS por sus siglas en inglés*) iniciaron investigaciones de nieve en 1944 (Corps of Engineers, 1956). Las investigaciones de la nieve se organizaron para hacer frente a los problemas específicos de la hidrología de nieve planteados por *USACE* y *USWB*. Con el fin de alcanzar los objetivos de ambos organismos en relación a la hidrología de la nieve, se consideró necesario fundamentar la investigación en la física de la nieve. Para lo anterior se estableció en todo el oeste de *EE. UU.*, un amplio programa de laboratorios a partir de 1945. Las observaciones y el análisis de

datos realizados por estos laboratorios, constituyeron la base para el desarrollo de las relaciones y los métodos desarrollados para solucionar los problemas claves de la hidrología de nieve.

Trabajos en Rusia sobre la hidrología de la nieve comenzaron en los años 1930s, pero al igual que en *EE. UU.*, los sitios de investigación se crearon en los años 1940s. Los primeros sitios de investigación creados en Rusia fueron el Laboratorio de Investigación Hidrológica Valdai y el Laboratorio Hidrológico Dubovskoye. Se realizaron en Rusia muchos trabajos sobre calor y balance de agua de nieve, y se llevaron a cabo observaciones de cubierta y metamorfismo de la nieve reportados por Kuz'min en el año 1961 (citado por DeWalle y Rango, 2008).

En 1959 la Academia de Ciencias China creó la estación glaciológica Tianshan, en el nacimiento del río Urumqi en la región autónoma de Uygur de Xinjiang ($43,5^{\circ} N$, $86,49^{\circ} E$) en las montañas de Tianshan a 3600 metros sobre el nivel del mar. Fue propuesta por el académico Shi Yafeng y se unió al Servicio Mundial de Vigilancia de Glaciares (*WGMS por sus siglas en inglés*). El objetivo de esta estación fue proporcionar observaciones y estudiar la fusión de nieve y glaciares (Yuan et al., 2003). Estudios recientes de la estación Tianshan han mostrado los efectos del cambio climático global en los procesos del hielo y la nieve.

En los años 60s, con el desarrollo de los ordenadores, los investigadores fueron capaces de construir modelos conceptuales para la simulación de la acumulación de nieve y los procesos de ablación. Estos modelos fueron desarrollados para resolver muchos tipos de problemas hidrológicos. En un modelo conceptual, cada proceso físico es representado por una relación matemática. Dos de los primeros modelos de simulación de la cubierta de nieve fueron desarrollados por Rockwood (1964) como parte del modelo *SSARR EE. UU. Army Corps of Engineers* y por Anderson y Crawford (1964), para uso en conjunto con el modelo *STANFORD WATERSHED*. Ambos modelos utilizaron la temperatura del aire como único *input* para el intercambio de energía a través de la interface aire-nieve. Lo anterior también se aplicó a los modelos desarrollados posteriormente por Eggleston et al. (1971) y Anderson (1973). Así mismo, se propusieron ecuaciones de fusión de nieve basadas en consideraciones teóricas y empíricas, que se usaron para la simulación de la cubierta de nieve de varios modelos (Agorocho y Espildora, 1966; Carlson et al., 1974).

Los balances de radiación, estimados a partir de la radiación de onda corta y la temperatura del aire, fueron usados para calcular los cambios de energía en la cubierta de nieve en las simulaciones del modelo de Leaf y Brink (1973). Estos modelos fueron creados para determinar los probables efectos hidrológicos de la ordenación forestal Eggleston et al. (1971) y Leaf y Brink (1973). En los años 70s se desarrollaron varios modelos que utilizaron el balance de energía en la capa de nieve. El balance incluía la transferencia de radiación neta, el calor latente y sensible, transferencia de calor por el agua de lluvia y los cambios de calor almacenado en la capa de nieve. En el año 1976, Anderson estudió los cambios de energía en la capa de nieve (Anderson, 1968). En este estudio, Anderson calculó los cambios de calor almacenado sólo con las isotermas en el período de fusión. A la fecha, este estudio aparece citado en la literatura de temas de nieve y glaciares como referencia del balance de energía.

2.2. La nieve

La nieve es definida como la precipitación caída en forma de copos de nieve o el hielo depositado en partículas formadas principalmente por sublimación (UNESCO/IAHS/WMO, 1970). Es una mezcla de hielo, aire y agua (Langlois, 2007). Según Gray y Male (1981), la formación de la nieve en la atmosfera depende de muchas variables, la más importante es la temperatura ambiente, la cual debe ser inferior a $0^{\circ} C$ y el agua debe estar sobreenfriada (Figura 2. 1). Gray y Prowse (1992) consideran que la atmosfera requiere para la formación de una nevada la presencia de vapor de agua, núcleos de hielo y temperaturas ambiente por debajo de los $0^{\circ} C$. Sin embargo McKay y Gray (1981), señalan que la ocurrencia de nevadas en regiones depende generalmente de la geografía, factores climáticos, longitud, latitud, la distancia desde los principales cuerpos de agua y la circulación de las masas de aire.

Según Herrero (2007), basado en estudios que realizó Auer en el año 1974 a un total de 1000 estaciones, cuando la temperatura en la superficie (2 metros sobre el suelo) es menor de $0^{\circ} C$, el 100% de los eventos de precipitación ocurren en forma sólida. A su vez, en ese estudio se indica que cuando esa temperatura en superficie es mayor de $6^{\circ} C$, el 100% de los mismos son en forma de lluvia, mientras que a $2,5^{\circ} C$ la precipitación es mixta. La forma que adquiera la precipitación a temperaturas intermedias dependerá de factores tan variados como la temperatura y el tamaño de gota o copo en el lugar de la condensación, el gradiente térmico y

el típico de borrasca. Esta distribución de Auer coincide con la descrita tiempo antes por la *USACE*, aunque 4°C por debajo la temperatura a la que se alcanza el 100% de precipitación en forma líquida.

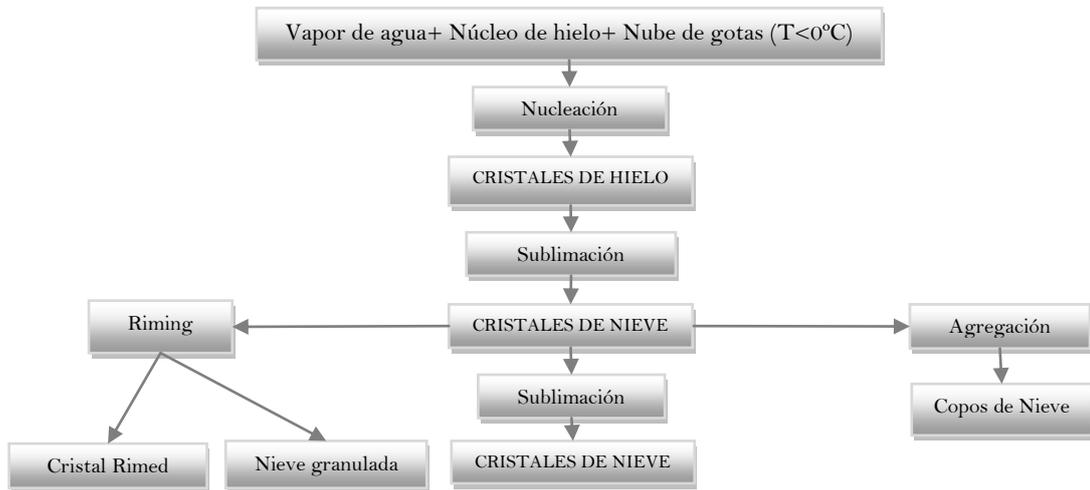


Figura 2. 1. Diagrama de flujo de la formación de los diferentes tipos de nieve (Male y Gray, 1981). El *Riming* es el proceso que implica la recogida de gotas de agua sobreenfriadas sobre la superficie de cristales de hielo

Según DeWalle y Rango (2008) la forma del cristal depende de la temperatura y el grado de saturación del vapor de agua (Figura 2. 2). En la Figura 2. 3 se muestran las distintas formas que puede adoptar un copo de nieve.

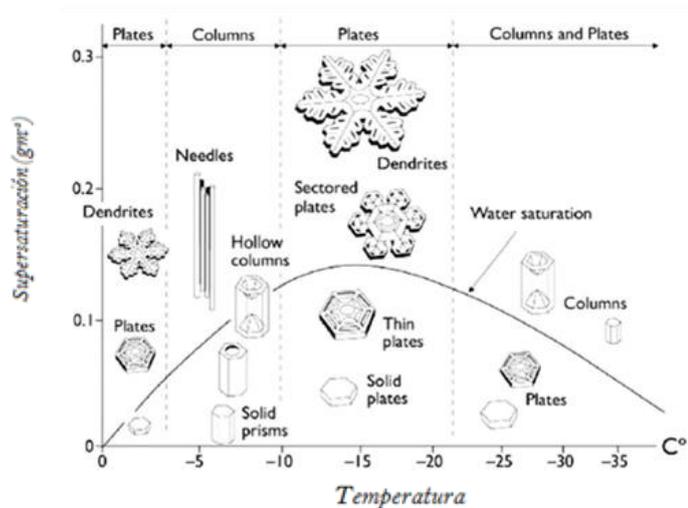


Figura 2. 2. Diagrama morfológico de los tipos de cristales de nieve que se forman a diferentes temperaturas y humedad.

Una vez que la nieve se encuentra en el suelo (proceso de acumulación), se presentan los procesos de metamorfismo produciendo cambios, entre ellos el aumento de la densidad (Dingman, 2002). Los procesos de metamorfismo pueden ser de tres tipos: *destrutivo*, el cual se manifiesta con presiones de vapor superiores en las superficies convexas del copo de nieve produciendo evaporación del mismo y la formación de granos de nieve de mayor tamaño. El proceso se presenta en nieves recién caídas y deja de ser importante con densidades de la nieve a partir de $0,25 \text{ kg l}^{-1}$.



Figura 2. 3. Ejemplo de distintas formas que pueden ser adoptadas por los copos de nieve (obtenido de Herrero, 2007)

El segundo metamorfismo es el llamado *constructivo*, el cual se presenta por acumulación de calor y en el que las moléculas de agua se depositan en cavidades entre los granos de nieve para formar una serie de puentes entre ellos. Y por último el tercero es el metamorfismo por *fusión* el cual se divide en dos procesos, en el primero el agua líquida formada por la fusión en superficie o introducida como lluvia se congela originando la formación de hielo en las capas más profundas. El segundo proceso es la rápida desaparición de los granos más pequeños y la formación de granos de nieve de mayor tamaño.

2.2.1. Propiedades de la nieve

2.2.1.1. Físicas

Las propiedades físicas de la nieve son: porosidad, densidad, espesor de la nieve, altura de agua equivalente (*SWE por sus siglas en inglés*), contenido de agua líquida, tamaño del grano y forma del grano.

a) Porosidad

Una vez en el suelo, la nieve depositada en partículas, rápidamente se une para formar una matriz de hielo delimitada por poros llenos de aire y agua. Estos poros o porosidad de la nieve (ϕ), es definida como la relación entre el volumen de poros ($V_a + V_w$) y el volumen de la nieve (V_s) [$\phi = (V_a + V_w) / V_s$]. La porosidad de la nieve también puede ser calculada por medio de su relación con la densidad.

$$\phi = \frac{\rho_i - \rho_s}{\rho_i} \quad [2.1]$$

Donde V_a es el volumen de vacíos ocupados por aire, V_w es el volumen de vacíos ocupados por agua, ρ_s y ρ_i son la densidad de la nieve y el hielo respectivamente. Se asume un valor de ρ_i de 917 kgm^{-3} . La porosidad varía en función del tipo y la edad de la nieve: nieve nueva entre 67 y 99%, nieve vieja entre 35 y 78%, hielo de glaciares entre 0 y 8% (Singh y Singh, 2001). La porosidad es un parámetro de la capa de nieve muy dinámico y que gradualmente disminuye con el metamorfismo y la compactación y causan junto con la densidad la variación temporal de las propiedades térmicas e hidráulicas de la nieve.

b) Densidad

La densidad de la nieve (ρ_s), es definida como la masa ($M_i + M_w$) por unidad de volumen de la nieve (V_s) [$\rho_s = (M_i + M_w) / V_s$]. En función de la porosidad (ϕ) y el contenido de agua (θ), la ρ_s se puede calcular con la ecuación.

$$\rho_s = 1 - \phi \rho_i + \rho_w \quad [2.2]$$

Donde ρ_w es igual a 1000 kgm^{-3} .

La densidad de la nieve se incrementa con la edad. Este proceso puede ser acelerado por fuertes vientos, incrementos de temperatura y por la fusión de la nieve. Los valores ρ_s por ejemplo para nieves nuevas recién caídas y con bajas temperaturas oscilan entre los $10\text{-}70 \text{ kgm}^{-3}$, nieve compactada por el viento entre $300\text{-}450 \text{ kgm}^{-3}$, nieves muy húmedas entre $700\text{-}800 \text{ kgm}^{-3}$ y hielo de glaciares entre $917\text{-}920 \text{ kgm}^{-3}$.

Según Anderson (1976), el albedo de la capa de nieve es función de la ρ_s en la superficie. Por lo que el factor de fusión (DDF) en el método *grado-día* de fusión de nieve (*APARTADO 2.5*), puede ser calculado utilizando una relación entre ρ_s y ρ_w [2.3] (Martinec, 1960).

$$DDF = 1.1(\rho_s / \rho_w) \quad [2.3]$$

La ρ_s depende del metamorfismo y por consecuencia del inicio y final del periodo de invierno. Por ejemplo un perfil de densidad de una capa de nieve en California a principio del invierno (23 de diciembre), muestra menor densidad debido a la caída de nieve nueva en la superficie y mayor densidad cerca de la base de la capa de nieve por el mayor tiempo transcurrido para que se produzca el metamorfismo (311 kgm^{-3} en promedio).

En primavera la ρ_s ha aumentado considerablemente en toda la capa de nieve producto del metamorfismo de los granos (422 kgm^{-3} en promedio). Existen otros fenómenos que aumentan la densidad, además de la recristalización, como la compactación por efecto gravitatorio. Según Anderson (1976), el aumento de densidad por efecto de la gravedad durante la acumulación puede ser del orden de $2\text{-}50 \text{ kgm}^{-3}$. Esto no quiere decir mucho, ya que el intervalo de variación ofrecido es demasiado amplio como para ser utilizado con iteraciones predictivas. Este fenómeno adquiere realmente importancia en zonas con grandes espesores de nieve o en glaciares, donde su acción puede llegar a formar hielo puro en el fondo de los mismos. Allá donde el espesor es pequeño, por debajo de 1 m , o la climatología favorece la sucesión de varios ciclos de acumulación y fusión de nieve anuales al ritmo de las barracas, este efecto es despreciable frente al de la recristalización.

c) *Espesor*

La cubierta de nieve está constituida por varias capas de nieve con diferentes características físicas y con más o menos homogeneidad. El espesor de cada capa (L), es la distancia total vertical medida desde el terreno a la superficie de la cubierta de nieve. La L muestra una gran variabilidad espacial en cuencas de alta montaña lo que aumenta la complejidad para estudiar estas cuencas. Una manera de resolverlo es empleando técnicas estadísticas (Breiman et al., 1984). En los *EE. UU.*, la mayor L registrada en un periodo de 24 horas fue de 192,5 cm en *Silver Lake*, Colorado el 14-15 de abril 1921. La mayor caída de nieve en una tormenta ocurrió entre el 13-19 de febrero de 1959 en el Monte *Shasta* en California con 480 cm. La profundidad de nieve mayor medida es de 1.145,5 cm en *Tamarack*, California el 11 de marzo de 1911 (DeWalle y Rango, 2008).

d) *SWE*

La *SWE* junto con la densidad y la profundidad de la nieve son las tres propiedades básicas para describir la cubierta de nieve. La *SWE* se define como la profundidad vertical de la capa de agua que se obtendría por la fusión de la cubierta de nieve de un área determinada (Colbeck et al., 1990). En términos de profundidad y ρ_s , la *SWE* se puede calcular utilizando la ecuación.

$$SWE = d \cdot \rho_s / \rho_w \quad [2.4]$$

La información de *SWE* es esencial para la gestión de los recursos hídricos (previsión de inundaciones, gestión de embalses y riego), debido a que las nevadas se miden por profundidad y por *SWE*. Y es también necesaria para la calibración y validación de la cubierta de nieve. Los principales factores que influyen en la *SWE* son: depositación, elevación, interceptación, sublimación y periodo de fusión (Gustafson, 2008).

e) *Contenido de agua líquida*

El contenido de agua líquida de la capa de nieve (θ_v), representa toda el agua contenida en la nieve, incluyendo el tránsito de la lluvia o fusión y la que esta almacenada capilarmente contra las fuerzas de gravedad. θ_v se expresa sobre una base volumétrica, como el volumen de agua

líquida por unidad de nieve o una base de masa (θ_m) como la masa de agua líquida por unidad de masa de nieve. El θ_v se calcula utilizando la ecuación.

$$\theta_v = \theta_m \rho_s / \rho_w \quad [2.5]$$

Donde θ_v son los metros cúbicos de líquido de agua por metro cubico de nieve. Es importante señalar que θ_v se calcula de manera diferente que el contenido de líquido de humedad en los suelos. En los suelo el contenido de humedad en peso se basa en la masa seca de suelo, mientras θ_v se basa en la masa total de la nieve, incluida la masa de agua líquida. La θ_v varia temporalmente en función de la lluvia y la fusión de nieve, θ_v puede variar entre 0-2% durante el drenaje de la noche y sobre él 30% durante la fusión a lo largo del día.

El contenido de agua afecta la cantidad de agua liberada durante la fusión por unidad de energía entrante. Una unidad de energía cuando hay un alto θ_v libera mayor contenido de agua y viceversa.

2.2.1.2. Termofísicas

Las propiedades termofísicas que tienen mucha influencia dentro del proceso de fusión de nieve son: conductividad térmica, difusividad térmica y calor específico, las cuales se detallan a continuación.

f) Conductividad térmica

La conductividad térmica (k_s), es definida como la cantidad de energía (calor) conducida por la capa de nieve en respuesta a un gradiente de temperatura (Langlois, 2007). Cuando mayor es la conductividad térmica, el calor se transfiere con más facilidad de una capa a otra. En términos de nieve, k_s es afectada por la textura de la nieve, la densidad y la temperatura (Colbeck, 1982; Sturm et al., 2002). Un primer enfoque para calcular la k_s basado únicamente en ρ_s fue propuesto por Abel (1983) [2.6]. Mientras que resultados recientes de trabajos *in situ* realizados por Sturm et al. (2002) sugieren dos ecuaciones para calcular k_s para diferentes rangos de ρ_s ([2.7] y [2.8]). Donde k_s ajusta mejor a mayor ρ_s .

$$K_s = 2.85\rho_s^2 \quad [2.6]$$

$$k_s = 0,138 - 1,01\rho_s + 3,233\rho_s^2; \text{ para } 156 \leq \rho_s \leq 600 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \quad [2.7]$$

$$k_s = 0,023 - 1,01\rho_s + 0,234\rho_s^2; \text{ para } \rho_s < 156 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \quad [2.8]$$

Otros trabajos realizados por Ebert y Curry (1993), estimaron k_s tomando en cuenta la temperatura y la densidad [2.9], donde T_s es la temperatura de la nieve. Los valores típicos ρ_s de la nieve están entre 0,1 y 0,4 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (Ebert y Curry, 1993; Sturm et al., 2002), dependen del estado de la nieve. El volumen de aire (V_{aire}) y (V_{hielo}), gobiernan la densidad y además la k_s de la nieve puede ser examinado como la suma de las conductividades térmicas del aire (k_{aire}) y el hielo (k_{hielo}). El valor de k_{aire} es aproximadamente 0,025 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, es más baja que la k_{hielo} con valores entre 1,6 y 2,2 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (McKay, 2000; Pollard y Kasting, 2005).

$$k_s = 2,845 \cdot 10^{-6} \cdot \rho^2 + 2,7 \cdot 10^{-4} \cdot 2^{\frac{T_s - 233}{5}} \quad [2.9]$$

Los efectos de la temperatura están relacionados con la fracción del volumen de agua. Temperaturas altas permiten un mayor volumen de agua (V_{agua}), dentro de la nieve donde la conductividad térmica de agua (k_{agua}) [2.10], es menor que la k_{hielo} .

$$k_{\text{agua}} = 0,4184 \cdot (1,25 + 0,03T + 0,00014T^2) \quad [2.10]$$

Donde T es la temperatura en $^{\circ}\text{C}$ (Lange y Forker, 1952). Un aumento del volumen de agua afecta k_s en los volúmenes V_{aire} y V_{hielo} para un Δt , si el incremento es muy grande ($V_{\text{agua}} \uparrow$, $V_{\text{hielo}} \downarrow$), el k_s disminuye debido a la baja conductividad térmica del V_{agua} (Langlois, 2007). Por otro lado, si el $V_{\text{agua}} \uparrow$ y $V_{\text{aire}} \downarrow$, se espera que aumente la conductividad térmica debido a que es más alta la conductividad térmica del agua que la del aire (Papakyriakou, 1999). Dado que el V_{aire} , V_{hielo} y V_{agua} cambia vertical y temporalmente dentro de la cubierta de nieve, la k_s es no constante con la profundidad y el tiempo.

g) *Difusividad térmica*

La difusividad térmica de la nieve (ν_s) [2.11], también juega un papel muy importante en la transferencia de calor en la cubierta de nieve (Oke, 1987). Se define como la relación de la conductividad térmica y la capacidad volumétrica del calor (C_s) [$C_s = \rho_s \cdot c_s$], donde c_s representa el calor específico.

$$\nu_s = \frac{k_s}{\rho_s \cdot c_s} \quad [2.11]$$

Según Langlois (2007), la nieve con alta ν_s se adapta más rápido a las variaciones de la temperatura del aire. Por lo tanto, la ν_s determina la cantidad de calor que se transfiere de una capa a otra. El efecto de la ρ_s en el cálculo de la ν_s es diferente, un incremento en la ρ_s disminuye ν_s pero se incrementa k_s . Sin embargo, un alto V_{aire} en la nieve contribuye a una mayor ν_s (valores bajos) comparado con el efecto inverso de C_s en la ecuación [2.11], resultando valores de ν_s bajos (Sturm et al., 1997). El V_{agua} afecta fuertemente la C_s lo que provoca que disminuya ν_s . Sin embargo, este efecto es menos importante en temperaturas frías.

Debido a su baja ν_s ($\nu_s \sim 3,9 \times 10^{-7}$), la nieve protege la superficie del hielo de las oscilaciones de la temperatura (Sturm et al., 1997). El efecto de la temperatura del aire (T_{aire}), es más pronunciada en la superficie de la nieve y atenúa a mayores profundidades (Sturm et al., 1997; Bartlett et al., 2004). La temperatura de la interface de nieve-hielo (T_{nh}), es de importancia fundamental para la compresión de la dispersión y los mecanismos de emisión (Eppler, 1992; Barber et al., 1998).

h) *Calor específico y capacidad de calor*

Para entender correctamente el flujo de calor dentro de un volumen determinado, se debe comprender el almacenamiento de calor. Esta capacidad de almacenamiento viene dada por C_s , la cual, representa la energía absorbida dado un correspondiente aumento en la temperatura. La relación con la difusividad térmica se muestra en la ecuación [2.11], donde un incremento en C_s produce una disminución en ν_s . Aumentar la capacidad de calor media es lo que más

energía requiere para incrementar la temperatura física de un volumen, por lo tanto, se dispone de menos energía para su difusión.

Un término útil en la cuantificación del calor almacenado, es el calor específico (C_s), el cual corresponde a la cantidad de calor que hay que suministrar a una unidad de masa (1 g) de una sustancia (nieve) para elevar su temperatura una unidad (1°C). Doronin y Kheisin (1977), sugirieron una simplificación para calcular el calor específico de la nieve [2.12], donde $c_{purahielo}$ es el calor específico del hielo puro (2113 Jkg⁻¹K⁻¹); C_{agua} es el calor específico del agua (4217 Jkg⁻¹K⁻¹), M_{hielo} es la masa del hielo puro, M es la masa total, M_{agua} es la masa de agua, L_w es el calor latente de fusión (transferido a través del vapor de agua desde la sublimación a la difusión y deposición) y $\partial V_{agua} / \partial T$ es el gradiente de cambio de volumen de agua a una temperatura dada. Además, el calor latente asociado con la fase de fusión y la capa de nieve tendrá un impacto sobre el calor específico de la cubierta de nieve (Eicken, 2003).

$$c_s = c_{purahielo} \left(\frac{M_{hielo}}{M} \right) + c_{agua} \left(\frac{M_{agua}}{M} \right) + L_w M_{agua} \left(\frac{\partial V_{agua}}{\partial T} \right) \quad [2.12]$$

2.2.1.3. Eléctricas

Cuando una onda electromagnética penetra por un volumen, el campo eléctrico (E) aplicado, causa el movimiento y la alineación de la molécula dipolar como el H₂O (Baker-Jarvis, 2000). Cuando E es eliminado, las moléculas regresan a su estado inicial. Los mecanismos de reorientación encargados de regresar las moléculas a su estado inicial requieren tiempo llamado “tiempo de relajación” (Logsdon y Laird, 2004) y es de gran importancia en la determinación de la constante dieléctrica de un medio (ϵ). La ϵ está compuesta de la permitividad (ϵ') y las pérdidas dieléctricas (ϵ'').

La permitividad representa la capacidad de un medio a transmitir energía incidente y las pérdidas dieléctricas referidas a la extinción de esta misma energía. La ϵ está relacionada con el índice de refracción donde la propagación de la onda depende de la intensidad del campo eléctrico en términos de la profundidad (E_z) [2.13], la intensidad inicial (E_0) y el factor de propagación (γ) [2.14].

$$E_z = E_0 \exp -\gamma z \quad [2.13]$$

$$\gamma = A + j\beta \quad [2.14]$$

Donde A es la constante de absorción y β la constante de fase, estos dos términos están relacionados a la constante dieléctrica ([2.15] y [2.16]), donde k_0 es el número de onda en espacio libre. k_0 está relacionado a la extinción (K_e) [$K_e = K_a + K_s$], absorción (K_a) y la dispersión (K_s).

$$\alpha = k_0 \left| \text{Im} \sqrt{\varepsilon} \right| \quad [2.15]$$

$$\beta = k_0 \text{Re} \sqrt{\varepsilon} \quad [2.16]$$

Las pérdidas de absorción de energía electromagnética inicial corresponden a la desviación en la dirección de propagación inicial dictada por el tamaño de las partículas y su estructura. De K_e , es posible recuperar la profundidad de penetración que corresponde a la profundidad δ_p , a la que todos los K_e están por encima de $dz = 1$ de tal manera que:

$$\int_0^{\delta_p} k_e z dz = 1 \quad [2.17]$$

Por lo tanto, la ε obedece a las ecuaciones de *Debye* y depende sobre todo de la frecuencia y temperatura.

$$\varepsilon = \varepsilon' + j\varepsilon'' \quad [2.18]$$

2.2.2. Transferencia del calor en la capa de nieve

El calor puede ser transferido dentro de la nieve por los mecanismos *conducción*, *difusión*, *convección* y *advección*. El calor latente es transferido después del cambio de fase (tales como la sublimación y la condensación), junto con el vapor de agua, el calor sensible es transferido por

el flujo de aire (Langlois, 2007). Por lo tanto, es necesario entender estos diferentes procesos con el fin de evaluar los factores que controlan los gradientes de temperatura (Albert y McGilvary, 1992).

En la *conducción*, es requerido contacto entre los granos de nieve a través de los cuales migra el calor como un gradiente de temperatura. La *difusión* ocurre en la fase de gas, cuando el vapor se mueve a través de los poros de aire dentro de la nieve. La *convección* corresponde al movimiento vertical del calor en respuesta a cualquier gradiente de temperatura (sensible al flujo de calor), o a un cambio de fase/estado. Finalmente la *advección* de calor ocurre durante los procesos de convección, pero muy poco se sabe de su contribución de calor a la nieve.

2.2.2.1. Conducción

La conducción del calor entre los granos de nieve requiere el contacto entre ellos, para que el calor pueda ser transferido. Este contacto es referido como coeficiente de conductividad térmica de contacto ($h_{c-nieve}$). Cuando dos granos están en contacto, el calor fluye del grano caliente al grano frío a lo largo del gradiente de temperatura (Figura 2. 4). Entre los granos de nieve, la temperatura baja debido a un fenómeno conocido como resistencia térmica de

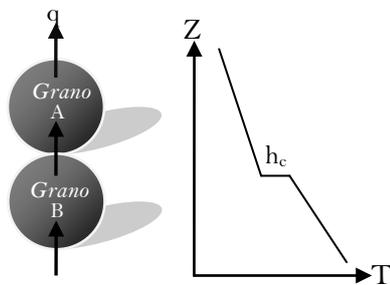


Figura 2. 4. Conducción de calor de un grano de nieve a otro (Langlois, 2007)

contacto ($I/h_{c-nieve}$), que es una relación entre el descenso de la temperatura en el flujo de calor (Holman, 1997). El flujo de calor está relacionado con la k en cada grano.

$$q = -k \cdot \frac{dT}{dZ} + J L + C_s T_0 - T \quad [2.19]$$

Donde q es el flujo de calor, dT/dz es el gradiente de temperatura, J es el flujo de vapor, L calor latente. La conducción de calor puede ocurrir también entre el grano de nieve y el agua que lo rodea en el caso de la fusión de nieve.

2.2.2.2. Difusión del vapor

La difusión del vapor para la nieve es de primordial importancia debido a su control sobre los procesos metamórficos, tales como la cinética del crecimiento del grano. La difusión de vapor

es el transporte de vapor que tiene lugar después de la sublimación y la masa se redistribuye en otras partes de la capa de nieve por deposición dado su gradiente de temperatura, asumiendo saturación. Se produce dentro de los poros de aire y está fuertemente relacionada con la densidad y el tamaño del grano (Colbeck, 1993; Sturm y Johnson, 1991). Con ausencia de convección, la difusión de vapor a través de aire puede ser explicado por la ley de Fick [2.20], donde J es el flujo de vapor, D es la difusividad del vapor de agua en el aire, $\partial\rho/\partial z$ gradiente de densidad del vapor.

$$J = -D \cdot \frac{\partial\rho}{\partial z} \quad [2.20]$$

La depositación de la masa disminuye el flujo de vapor, sin embargo, el flujo de calor se espera que aumente debido a la liberación de calor latente de la condensación. Los valores de flujo de vapor se han publicado en Nikolenko (1988), donde J se encuentra entre 0,16 y 0,64 $gm^{-2}s^{-1}$ en temperaturas entre -30 y 0°C.

2.2.2.3. Convección

La convección en la nieve comienza con la inestabilidad del aire y puede ser afectada por la dirección del crecimiento del cristal y las tasas a las que la parte inferior de la capa de nieve se calienta o enfría (Sturm et al., 2002). La convección puede ser “libre” o “forzada”, la primera impulsada por el gradiente de temperatura y las condiciones de frontera inestable, la segunda por un gradiente de presión de las perturbaciones del viento (Albert y McGilvary, 1992). La convección libre en lo sucesivo denominada convección térmica se produce por una circulación debida a las diferencias de densidades que resultan del gradiente de temperatura (Sturm y Johnson, 1991). Una serie de criterios han sido investigados para determinar la convección térmica y sus efectos en la difusión de vapor que se produce dentro de la capa de nieve. Las investigaciones se han centrado en el numero de Rayleigh (Ra) [2.21], que determina la inestabilidad del aire.

$$Ra = \frac{gB \rho c_f \Delta T h_i}{\omega k_m} \quad [2.21]$$

Donde g es la aceleración de la gravedad, B es el coeficiente isobárico de expansión térmica, ρ_c capacidad volumétrica de calor, ΔT gradiente de temperatura, h el espesor de la capa de nieve, ω viscosidad y k_m conductividad térmica (Zhekamukhova, 2004).

Numerosos experimentos de laboratorio han intentado hacer funcionar la convección en nieve artificial con condiciones de frontera estables, llegando a la conclusión de que son necesarias condiciones extremas, como gradiente de temperatura de hasta $500\text{ }^\circ\text{Cm}^{-1}$ (Palm y Tveitereid, 1979; Rees y Riley, 1989). Los resultados también mostraron que la convección es probable que no se produzca debido a que los valores de Ra están muy por debajo del $Ra_{\text{crítico}}$. Sin embargo, Sturm y Johnson (1991) encontraron pruebas de convección de nieve a pesar de los valores de Ra por debajo de $Ra_{\text{crítico}}$. Resultados recientes de Zhekamukho y Zhekamukhova (2002 y 2004) establecen que los altos valores de difusión de vapor con la nieve de Fedoseeva y Fedoseev (1988), están atribuidos a la convección.

La convección térmica de la nieve es función de la permeabilidad y es proporcional a la fracción de volumen de aire. Además, la convección puede ser reducida por el proceso de saltación de la nieve la cual reduce los granos de nieve. Existen especulaciones con respecto a los efectos de la convección sobre los granos y estructura de la nieve. Resultados muestran que esta mejora el transporte de vapor (Trabant y Benson, 1972), afectando la estructura de los granos (Colbeck, 1983; Keller y Hallett, 1982; Sturm y Johnson, 1991).

2.2.2.4. Advección

El concepto de advección de aire caliente sobre la nieve ha sido ampliamente estudiado debido a su impacto en las propiedades de la nieve (Treidi, 1970; Marsh, 1999 y Granger y Essery, 2004), pero en la presente tesina se limita a definir la advección térmica en la cubierta de nieve. Pocos estudios han investigado la advección del aire asociada con el calor y la transferencia de masa dentro de la capa de nieve (Albert y Shultz, 2002). Por definición, se entiende por advección en una capa de nieve a la transferencia horizontal y movimiento del aire y humedad dentro de un cierto volumen de nieve (Langlois, 2007).

2.3. Fusión de Nieve

El proceso de fusión de la nieve es el resultado de la iteración entre ciertos flujos de energía conocidos y cuantificables entre la atmósfera, la nieve y el suelo subyacente. Estos flujos externos a la unidad de columna de nieve, junto con la posterior transmisión interna del calor dentro de la misma completan la definición física del proceso de fusión en términos de energía. La importancia relativa de cada uno de ellos es altamente variable en el espacio y en el tiempo en función de las condiciones locales del clima. Con base en lo anterior la capa de nieve se puede fundir varias veces durante el periodo de invierno. La nieve en el periodo de acumulación pasa por tres fases o metamorfismo que culminan con la fusión de la misma: *calentamiento*, *maduración* y *escurrimiento* (Dingman, 2002).

La fusión se produce principalmente en la superficie de la columna de nieve por el contorno en el que ocurre la mayor entrada de energía a la misma. Por ello el agua de fusión debe atravesar el espesor de nieve antes de formar parte de la escorrentía superficial o de aumentar la humedad del suelo subyacente a la propia columna. Si se quiere obtener una representación temporal del flujo de agua que escurre por el fondo de la columna de nieve con resolución horaria, que es el orden de magnitud en el que se mueve este proceso, es necesario estudiar y tener en cuenta esta filtración a través de la propia nieve.

2.3.1.1. Fase de calentamiento

En esta fase la temperatura media de la matriz de hielo se encuentra por debajo del punto de fusión de agua. Por tanto, cualquier aportación de calor se invierte en aumentar la temperatura y se almacena en la masa de hielo como calor sensible. Esta fase acaba cuando el hielo alcanza su temperatura máxima de 0°C con el nivel mínimo posible de energía interna. Se define el contenido de frío (Q_{cc}), como la energía necesaria para elevar la temperatura media de una columna de nieve desde su temperatura actual hasta la de este punto final de la fase de calentamiento. Este valor puede ser calculado como:

$$Q_{cc} = -c_i \rho_w SWE (T_s - T_m) \quad [2.22]$$

Donde c_i capacidad de calor del hielo, T_s es la temperatura media de la capa de nieve, T_m es la temperatura del punto de fusión (0°C).

2.3.1.2. Fase de maduración

La fase de maduración se define como punto de madurez aquel estado en el que la nieve alcanza la máxima retención de agua líquida sin llegar a originar caudal de fusión, este punto establece el final de la etapa de maduración. Esta fase se inicia una vez alcanzado el estado isotérmico del mínimo contenido energético del hielo a 0°C (Herrero, 2007). Cualquier nuevo aporte de energía se almacena en la columna de nieve como calor latente (λ_f), sin incrementar la temperatura. Cuando las zonas superficiales más expuestas acumulen la energía necesaria, pasarán al estado líquido infiltrándose en la columna y manteniéndose en esta fase. Como medio poroso, la matriz de hielo posee por efecto de la tensión superficial cierta *capacidad de retención de líquido* (h_{wret}) [$h_{wret} = \theta_{ret} h_s$], donde θ_{ret} es el máximo contenido de agua volumétrico que la nieve puede retener frente a la gravedad y se obtiene mediante la siguiente expresión.

$$\theta_{ret} = -0,0735 \frac{\rho_s}{\rho_w} + 0,267 \frac{\rho_s^2}{\rho_w} \quad [2.23]$$

La nieve en su punto de madurez puede retener como termino orientativo, un 4,5% en volumen de agua líquida para una densidad media típica de $0,45 \text{ kg l}^{-1}$ (Herrero, 2007). La energía que la columna de nieve necesita para recorrer la etapa de maduración (Q_m) una vez completada la etapa de calentamiento se determina utilizando la ecuación (Dingman, 2002).

$$Q_m = h_{wret} \rho_w \lambda_f = \theta_{ret} h_s \rho_w \lambda_f \quad [2.24]$$

La Q_m representa una pérdida de λ_f , cuando el agua líquida se mueve por la capa de nieve, y que permite evaluar la densidad de flujo de masa del agua de fusión (M), donde B es la cualidad térmica de la capa de nieve (adimensional).

$$M = Q_m (\rho_w L_f B)^{-1} \quad [2.25]$$

En el caso de nieves maduras representa la fracción de la masa de nieve que es hielo en lugar de agua líquida.

2.3.1.3. Fase de escurrimiento

La fase de escurrimiento se inicia una vez que la capa de nieve alcanza su madurez y donde las aportaciones de energía a la columna se emplean en fundir más agua que ya no puede ser retenida entre los poros de la nieve, al ser mayor la fuerza de gravedad que las fuerzas de tensión superficial, el agua abandona la capa de nieve como flujo superficial o infiltración a través del suelo (Herrero, 2007).

La energía necesaria para la etapa de escurrimiento de una columna de nieve madura (Q_e) es calculada utilizando la ecuación (Dingman, 2002).

$$Q_e = (h_m - h_{wret})\rho_w\lambda_f \quad [2.26]$$

2.4. Balance de energía

El balance de energía (BE) es un método para la evaluación y cuantificación de los flujos de energía internos y externos que interactúan en el proceso de fusión de una capa de nieve. En este apartado se presentan las componentes del balance de energía (Figura 2. 5), detallando su influencia en la fusión de nieve. Estas componentes son determinantes en el clima a escala global, regional y local por las contribuciones de los flujos de radiación, turbulencia y masa, presentes en el balance de energía atmosfera-superficie del terreno. En la literatura se pueden encontrar varios análisis de BE en la capa de nieve destacándose los realizados en los artículos y capítulos de libros Male y Granger (1981), Male y Gray (1981), Morris (1989), Singh y Singh (2001), Maidment (1993), Armstrong y Brun (2008) y DeWalle y Rango (2008). Este método implica una cuantificación de la energía que entra y sale, así como, los cambios de energía almacenada en una capa de nieve para un determinado periodo de tiempo.

El $B.E$ de una capa de nieve para un intervalo de tiempo puede ser expresado con la ecuación [2.27], donde Q_i son los flujos de energía disponibles para la fusión, Q_{ns} es la radiación de onda corta absorbida por la nieve, Q_{nl} radiación de onda larga (interface *nieve-aire*), Q_h flujos de calor sensible (interface *nieve-aire*), Q_e flujos de calor latente (evaporación, sublimación y condensación) en la interface *nieve-aire*, Q_r flujos de calor aportados por la lluvia, Q_g flujo de calor por conducción térmica interface *nieve-suelo* y Q_m pérdidas de calor latente debido a la fusión.

$$Q_i = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_r + Q_g + Q_m \quad [2.27]$$

Cada uno de estos términos de intercambio de energía es comúnmente descrito en la literatura como una densidad de flujo de energía expresado en cambios de energía por unidad de área y unidad de tiempo.

En la Figura 2. 5 se muestra cada uno de los flujos que son tomados en cuenta para realizar un balance de energía en una capa de nieve.

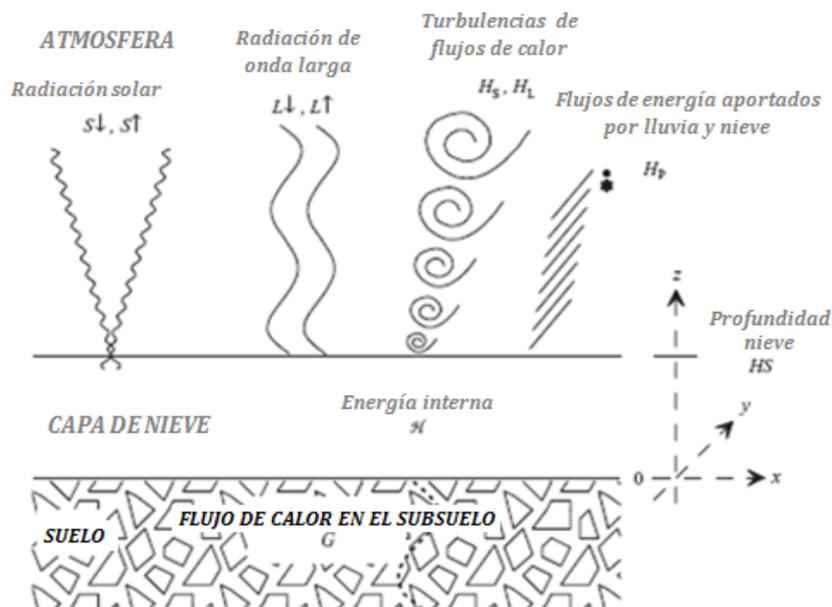


Figura 2. 5. Esquema de flujos de energía, en la dirección vertical en una capa de nieve (obtenido de Armstrong y Brun, 2008)

2.4.1.1. Radiación de onda corta

La radiación de onda corta es la emitida por el sol en el rango de 0,2 a 2,2 μm (Male y Gray, 1981). Según Armstrong y Brun (2008), la radiación de onda corta es la parte del espectro solar de hasta 4 μm , representa al redor del 99% de la radiación solar. La radiación de onda corta es absorbida por algunos componentes de la atmósfera, reflejada y dispersada por las nubes y los aerosoles. La parte de la radiación que logra llegar a la capa de nieve, una parte es absorbida y otra es reflejada y devuelta a la atmósfera producto de la reflectividad o albedo de la nieve (α). El flujo de radiación absorbida por la nieve es la conocida como Q_{ns} y se calcula como la diferencia entre el flujo de radiación de onda corta incidente (S_i) menos el reflejado (S_r), medidos con un piranómetro.

$$Q_{ns} = S_i - S_r = S_i(1 - \alpha) \quad [2.28]$$

El α es uno de los parámetros más importantes en muchos modelos hidrológicos, debido a que permite determinar varios parámetros de la nieve como: densidad, tamaño de grano y contenido de agua desde percepción remota. El rango de α se encuentra entre 0,40 para nieve vieja y 0,95 para nieve nueva (DeWalle y Rango, 2008) [Tabla 2. 1]. Según Armstrong y Brun (2008) los cambios en α conducen a cantidades sustancialmente diferentes de la energía absorbida por la capa de nieve. El α es afectado por varios factores como el tamaño del grano, el ángulo del zenit, la contaminación, profundidad y edad de la capa de nieve (Warren, 1982; Marks y Dozier, 1992; Kustas et al., 1994 y Winther, 1993). Se puede medir con un albedómetro o también ser obtenido por medio de imágenes de satélite, para ello existen varias metodologías como la propuesta por Saunders (1990) quien determinó el albedo a través de la combinación lineal de los canales uno y dos de los satélites *NOAA/AVHRR*.

El caso de la S_r incluye solamente radiación reflejada y emitida desde la superficie ($S_r = \alpha S_i$). La S_i es transmitido, absorbido y refractado por los componentes atmosféricos y algunas veces se refiere a este como radiación global. La S_i sobre una superficie se puede calcular utilizando la ecuación [2.29], donde D es la radiación, I_b es el haz de radiación de onda corta de la densidad de flujo que pasa a través de la atmósfera medido en incidencia normal y Z ángulo del zenit.

Tabla 2. 1. Típicos rangos para albedos de superficie (obtenido de Armstrong y Brun, 2008)

Estado de la nieve	(α)
Nieve seca fresca	0,80-0,95
Nieve seca vieja	0,70-0,80
Nieve fresca	0,50-0,70
Fusión de hielo/nieve	0,25-0,80
Nieve-cobertura forestal	0,25-0,40
Nieve-libre de vegetación/suelo	0,10-0,30
Agua (alta elevación solar)	0,05-0,10

$$S_i = D + I_b \cos Z \quad [2.29]$$

La radiación de onda corta tiene una penetración máxima en la nieve, Dingman (2002) propone valores de 10 *cm*, mientras que Anderson (1968) indica que un 80% de la radiación solar es absorbida en los primeros 5~15 *cm* de la capa de nieve, dependiendo de su densidad. Según Herrero (2007), esto significa por un lado que esta energía puede penetrar los primeros centímetros de la columna de nieve, no siendo necesariamente transmitida por conducción. Por otro lado, para capas de nieve con espesores menores, la radiación puede alcanzar el suelo subyacente y calentar la nieve por conducción, acelerando mucho el proceso de fusión en sus últimos momentos. El grado de penetración es en realidad variable con la longitud de onda, aumentando al disminuir esta. Esta es la causa del color ligeramente azulado que se puede percibir en la nieve al practicar un agujero en ella.

2.4.1.2. Radiación de onda larga

La radiación de onda larga o terrestre comprende longitudes de onda entre 4 a 100 μm . Todo material terrestre como: gases atmosféricos, las nubes, la vegetación forestal y la acumulación de nieve a una temperatura interna sobre el cero absoluto emite una radiación (DeWalle y Rango, 2008). A diferencia del intercambio de radiación de onda corta que se limita al día, el intercambio de radiación de onda larga se produce tanto de día como de noche. Esta radiación tiende a igualar la temperatura de cualquier cuerpo con la del entorno que lo rodea (Herrero,

2007). Según Maidment (1993), la radiación de onda larga (Q_{nl}) se define como la suma de la radiación de onda larga emitida por la atmosfera (L_i) y la componente emitida por la superficie de la tierra/nieve (L_r) [$Q_{nl} = L_i - L_r$]. La Q_{nl} depende de la temperatura y humedad del aire, de la nubosidad y de la diferencia entre la temperatura superficial y del aire.

La L_r se puede calcular mediante la ecuación de Stefan-Boltzmann la cual describe las emisiones de radiación de un cuerpo negro [2.30], donde ε es la emisividad de la superficie de la capa de nieve (DeWalle y Rango, 2008). La ε es la propiedad de los materiales sobre la capacidad o eficiencia de este para emitir radiación comparada con un cuerpo negro (Tabla 2. 2). La capa de nieve según Anderson (1976), está muy cerca de ser un radiador perfecto (cuerpo negro) con ε entre 0,97-1,00; σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5,669 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$). T_s es la temperatura del aire cerca de la superficie de la nieve. Por ejemplo una capa de nieve durante la fusión a temperatura de $0 \text{ }^\circ\text{C}$ y una $\varepsilon = 1$, puede emitir una L_r de 316 Wm^{-2} .

$$L_r = \varepsilon \sigma T_s^4 + (1 - \varepsilon) L_i \quad [2.30]$$

En el caso de la L_i entrante al llegar a la superficie de la tierra se emite desde capas más bajas de la atmósfera, por lo tanto, varias parametrizaciones simples se han propuesto para calcular la L_i a partir de estándar mediciones meteorológicas. Una de estas ecuaciones es la [2.31], donde L_i está en función del ángulo de inclinación de la pendiente (θ), de ε , σ y la temperatura de la superficie del terreno (T).

$$L_i = L_i (\cos^2 \theta / 2) + (1 - \cos^2 \theta / 2) \varepsilon_i \sigma T_i^4 \quad [2.31]$$

Tabla 2. 2. Emisividad de ciertas sustancias típicas (obtenido de Herrero, 2007)

Suelo desnudo ($\sim 10 \mu\text{m}$)	0,975	Hormigón ($\sim 10 \mu\text{m}$)	0,95
Hierro oxidado ($\sim 10 \mu\text{m}$)	0,7	Aluminio ($\sim 5 \mu\text{m}$)	0,04
Madera natural ($\sim 5 \mu\text{m}$)	0,94	Ladrillo ($\sim 10 \mu\text{m}$)	0,93
Algodón ($\sim 10 \mu\text{m}$)	0,77	Piel humana ($\sim 10 \mu\text{m}$)	0,98
Água	0,95~0,99	Hielo ($\sim 10 \mu\text{m}$)	0,97
Nieve ($\sim 11 \mu\text{m}$)	0,99	Nieve ($< 1 \mu\text{m}$)	0,1~0,4

La vegetación al igual que las nubes actúa como cuerpos negros para la nieve cercana, radiando a una temperatura aproximadamente igual a la atmosférica. En el caso de los árboles su efecto sobre la nieve es mayor, debido a que su bajo albedo les permite captar mayor radiación y

distribuir posteriormente parte de este calor a la nieve circundante en forma de radiación de onda larga.

En la literatura se pueden encontrar trabajos como el de Xue et al. (2000), en el que realizó una revisión de los métodos universalmente aceptados para determinar la radiación de onda larga.

2.4.1.3. Flujos de calor sensibles

Según DeWalle y Rango (2008), siempre que hay una diferencia de temperatura entre la atmósfera y la capa de nieve superficial, existe la posibilidad de transferencia convectiva de calor Q_h hacia o desde la superficie de nieve dependiendo de la magnitud de la temperatura, velocidad del viento, rugosidad de la superficie y de la estabilidad del aire. De acuerdo con la teoría de la aerodinámica el Q_h se puede calcular utilizando la ecuación [2.32], donde ρ_a es la densidad del aire, c_p es el calor específico del aire, C_h es el coeficiente de transferencia de calor sensible (adimensional) y u_a velocidad del viento.

$$Q_h = \rho_a c_p C_h u_a (T_a - T_s) \quad [2.32]$$

2.4.1.4. Flujos de calor latente

El intercambio de vapor de agua entre la capa de nieve y la atmósfera se produce debido a la mezcla turbulenta en la capa superior. La transferencia de vapor de la nieve a la atmósfera constituye una pérdida de Q_e por vaporización, si en la nieve se encuentra agua líquida y las temperaturas bajo cero prevalecen hay pérdida de Q_e por sublimación. En caso contrario la sublimación o la condensación del vapor en la superficie de nieve constituye una ganancia de energía debido a la liberación del Q_e por estos procesos. Para calcular el Q_e se puede utilizar la ecuación [2.33], donde L es el calor latente por vaporización o sublimación, P_a es la presión atmosférica total, e_a presión de vapor en la atmósfera y e_0 presión de vapor en la superficie de la capa de nieve.

$$Q_e = (\rho_a 0,622L / P_a) C_e u_a (e_a - e_0) \quad [2.33]$$

2.4.1.5. Flujos de calor aportados por la precipitación

Según Male y Gray (1981), el calor transferido a la nieve por el agua de lluvia es la diferencia entre su energía contenida antes de caer sobre la nieve y su contenido de energía al alcanzar el equilibrio térmico en la capa de nieve. Dos casos se deben de considerar en este intercambio de calor: a) precipitación sobre una capa de nieve donde la lluvia no se congela, b) precipitación sobre una capa de nieve con temperatura por debajo de los 0°C, donde la lluvia se congela y se libera calor latente de fusión. DeWalle y Rango (2008), explican que hay un tercer punto que se debe considerar, c) la condensación de la capa de nieve debido a la alta humedad asociada con un tiempo muy lluvioso.

El primer caso de aporte de energía cuando la nieve se encuentra a 0°C puede ser calculado utilizando la expresión [2.34], donde Q_p es la energía suministrada a la capa de nieve, C_w es el calor específico del agua, T_r es la temperatura de la lluvia, se asume que esta es igual a la temperatura del aire, T_s es la temperatura de la nieve y P_r precipitación.

$$Q_p = \rho_w C_w (T_r - T_s) P_r / 1000 \quad [2.34]$$

En el caso b), la situación es más complicada y puede ser evaluada usando la expresión [2.35], donde Q_p ahora representa la densidad de flujo de calor latente debido a las lluvias de congelación, L_f calor latente de fusión.

$$Q_p = P_r \rho_w L_f, T_s < 0^\circ C \quad [2.35]$$

Según Herrero (2007), la fusión de nieve provocada por la lluvia no es muy grande debido a su bajo contenido energético comparado con otros flujos actuantes sobre la nieve y por la gran diferencia que existe entre el calor latente de fusión y el calor específico del agua. Herrero estima un 1,26 cm de fusión para una tormenta de 100 mm con una temperatura de 10°C. El mismo Herrero (2007) comenta que son los fenómenos asociados a esta precipitación (incremento de la temperatura que puede incluso estar acompañada por viento) los que realmente se pueden combinar y provocar riadas e inundaciones por combinación de lluvia y fusión. Para valores de viento 8 ms⁻¹ los fenómenos de fusión turbulenta ya han pasado a

dominar los procesos de fusión, y es en ese momento cuando la combinación de lluvia, temperatura y viento se convierten en un peligro para las riadas.

2.4.1.6. Flujos de calor por conducción térmica

La conducción de calor térmica de la base del suelo a la capa la nieve representa una fuente de energía muy pequeña para la fusión. Lo anterior es debido a que el suelo es un mal conductor del calor y las temperaturas en el suelo son a menudo bastante bajas por la falta de calentamiento solar producto de la acumulación de nieve (DeWalle y Rango, 2008).

En la temporada de invierno el calor del suelo contribuye a la maduración gradual y fusión de las capas de nieve. Al final de la fusión, el suelo vuelve a cobrar mayor importancia cuando por la heterogeneidad del proceso empiece a quedar despejadas zonas de suelo o el espesor de la nieve baje del límite de penetración de los rayos solares en la nieve (10 *cm* según Dingman, 2002). La ecuación [2.36], se puede utilizar para la cuantificación del Q_g entre la capa de suelo-nieve.

$$Q_g = k_g dT_g / dz \cong k_g (T_g - T_{sb}) / (z_2 - z_1) \quad [2.36]$$

Donde k_g es la conductividad térmica del suelo, z es la profundidad del suelo, T_g temperatura del suelo a una profundidad z y T_{sb} temperatura en la base de la capa de nieve ($z_1 = 0$ m, °C).

2.4.1.7. Pérdidas de calor latente debido a la fusión

La Q_m representa una pérdida de calor latente de fusión cuando el agua líquida drena por la capa de nieve. En un esquema de predicción de la fusión, Q_m es calculado utilizando la ecuación [2.27]. Una vez que se obtiene la suma de energía disponible para la fusión se puede calcular la masa de agua producto de la fusión (M), utilizando la ecuación [2.37], donde B es la calidad térmica de la nieve y representa la fracción de la masa de nieve que es hielo en lugar de agua líquida.

$$M = Q_m (\rho_w L_f B)^{-1} \quad [2.37]$$

2.5. Método grado-día

El método *grado-día*, también llamado *temperatura-índice*, es punto de interés de la presente tesis debido a que es el método implementado como submodelo en el modelo distribuido TETIS usado en la modelación hidrológica. Es un enfoque empírico para el cálculo de la fusión de nieve y la escorrentía para cuencas de alta montaña, se ha usado durante más de 60 años. Asume una relación empírica entre la temperatura del aire y la fusión (Braithwaite y Olesen, 1989; Rango y Martinec, 1995). Los primeros en usar esta relación en el glaciar de los Alpes fueron Finsterwalder y Schunk (1887), desde entonces ha sido ampliamente aplicado y perfeccionada (Clyde, 1931; Collins, 1934; Corps of Engineers, 1956 y Braithwaite, 1995). Muchos han revelado la alta correlación entre la fusión y la temperatura del aire. Braithwaite y Olesen (1989), encontraron un coeficiente de correlación de 0,96 entre la ablación anual del hielo y la temperatura del aire.

Según Hock (2003), el método *grado-día* ha sido el más utilizado en la modelación de la fusión de nieve debido a cuatro razones:

- Amplia disponibilidad de datos de temperatura del aire
- Fácil interpolación
- En general un buen funcionamiento a pesar de su sencillez
- Simplicidad de cálculo

La fusión se calcula utilizando la ecuación [2.38] (Rango y Martinec, 1995 y Gottlieb, 1980), donde M es la profundidad del agua de fusión producida en un Δt , M_f es el factor de fusión, T_a temperatura media del aire, T_b temperatura base.

$$M = M_f (T_a - T_b) \quad [2.38]$$

La T_a se calcula como la media de las temperaturas máximas y mínimas, comúnmente se ha utilizado a escala diaria para la integración de la temperatura, sin embargo, el método puede ser también utilizado a escala horaria y mensual. Para la T_b se usa generalmente el valor de 0°C en el cálculo de la fusión de nieve, aunque puede variar entre 4 y -2°C . En el caso de España se suele utilizar el valor de -2°C . En el Norte de América se han usado varias ecuaciones empíricas del tipo *grado-día* para calcular M como se muestra en la Tabla 2. 3.

Tabla 2. 3. Muestra ecuaciones tipo *grado-día* para la estimación de la fusión de nieve en el Norte de América (obtenido de Maidment, 1993). Donde T_m temperatura media del aire diaria ($^{\circ}\text{C}$), T_{\min} temperatura mínima diaria del aire ($^{\circ}\text{C}$) y T_{\max} temperatura máxima diaria del aire ($^{\circ}\text{C}$)

Localización	Expresión	Referencia
	$M = 3,0(T_m + \beta (T_{\max} - T_{\min}) / 8 + T_{\min})$	
Montañas del oeste de Canadá	Para $T_{\min} \leq 0$ $\beta = 0$ Para $T_{\min} > 0$ $\beta = T_{\min} / 4,4$	Quick y Pipes (1975)
Río Rojo al Sur de Manitoba	$M = (0,99 \rightarrow 2,7)T_m$	Clark (1955)
Sur de Ontario	$M = (3,66 \rightarrow 2,7)T_m$	Bruce y Clark (1966)
Montañas Rocosas	$M = 4,08T_m$ o $M = 1,10T_{\max}$ (Abril) $M = 4,58T_m$ o $M = 1,42T_{\max}$ (Mayo)	U.S. Army Corps of Engineers (1956)
Cascadas del oeste de Oregón	$M = 1,70T_m$ o $M = 0,46T_{\max}$ (Abril) $M = 3,30T_m$ o $M = 1,42T_{\max}$ (Mayo)	U.S. Army Corps of Engineers (1956)
Sierra Nevada, California	$M = 1,78T_m$ o $M = 0,96T_{\max}$ (Abril) $M = 1,92T_m$ o $M = 1,42T_{\max}$ (Mayo)	U.S. Army Corps of Engineers (1956)
Cuencas forestales del oeste de Canadá	$M = 1,82(T_m + 2,4)$	Pysklywec et al. (1968)

Otras expresiones empíricas se pueden encontrar en la literatura para evaluar la fusión de nieve, como la propuesta por Maidment (1993) y que considera la aportación del calor a la cubierta de nieve por lluvia.

$$M = (0,74 + 0,007P)(T_a - T_b) \quad [2.39]$$

En el caso del M_f se ha encontrado en la literatura una amplia variedad de valores usados en la modelación de la fusión de nieve comprendidos entre 0,1 y 8 $\text{mm}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ dependiendo de la región (Tabla 2. 4).

Tabla 2. 4. Valores medios del factor de fusión (*Índice térmico*) para la estimación de la fusión de la nieve [obtenido de Maidment (1993), Singh et al. (2000) y Hock (2003)]

Referencia	Nieve ($\text{mm}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$)	Hielo ($\text{mm}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$)
Clyde (1931)	2,5	
Zingg (1951)	4,5	
Schytt (1955)		7,0-12,0
Corps of Engineers (1956)	2,7-4,9	
Kasser (1959)		5,0-7,0
Kuzmin, 1961	5,5	7,0
Yoshiba (1962)	4,0-8,0	

Continuación **Tabla 2.4.**

Schytt (1964)		13,8
Orheim (1970)		6,3
Borovikova et al. (1972)	3,0-5,0	
Anderson (1973)	1,3-3,7	
Lang et al. (1977)	5,40	
Braithwaite (1977)		5,5 ± 2,3
Abal'yan et al. (1980)	5,0	
Kuusisto 1980	2,8-4,9	
Abal'yan et al. (1980)	5,0	8,0
Braithwaite (1981)		6,3 ± 1,0
Lang (1986)	5,3	11,7
Braithwaite y Olesen (1988)	2,5	
Woo y Fitzharris (1992)	3,0	
Van de Wal (1992)		8,7-20,0
Laumann y Reeh (1993)	3,5-4,5	
Laumann and Reeh 1993	3,5-4,5	5,5-6,0
Jo'hannesson et al. (1995)	2,8-5,6	6,4-7,7
Braithwaite (1995)		7,5-8,2
Singh y Kumar (1996)	5,9	
Río Tajo en España (CHT, 1996)	1,0-3,0	
Singh and Kumar (1996)	5,9	
Takeuchi et al. (1996)		7,1
Ambach (1988 ^a)		18,6
Braithwaite et al. (1998)		5,9-9,8
Arendt and Sharp (1999)	2,7-5,5	5,5-7,6
Hock (1999)	3,2	5,4-6,0
Sing et al. (2000)	5,7	7,4

Los M_f se ven afectados por T_a , T_b y una serie de variables que son especialmente o temporalmente relacionadas con el suministro de energía en la fusión de nieve tales como: época del año, cobertura forestal, topografía, área de cubierta de nieve, contaminación de la superficie de la nieve, condiciones atmosféricas y lluvia (DeWalle y Rango, 2008). Y otros como latitud, la pendiente, propiedades físicas de la nieve, viento y orientación de ladera. Con base en lo anterior el M_f es un parámetro muy importante y los resultados estarán en función del factor seleccionado para el área de estudio. Existen varias expresiones para obtener M_f , como la que propuso Maidment (1993), en función de la densidad de la nieve ρ_s (300-500 kgm^{-3}) [2.40], donde M_f puede variar entre 3 y 6 $mm^{\circ}C^{-1}d^1$. Para zonas cubiertas por nieve se recomiendan valores entre 0,9 y 1,8 $mm^{\circ}C^{-1}d^1$. Y valores entre 1,5 y 7,0 $mm^{\circ}C^{-1} 6 h^{-1}$ en zonas planas.

$$M_f = 0,011\rho_s \quad [2.40]$$

Al mismo tiempo se han desarrollado expresiones empíricas como la que sugiere Kuusisto (1980), para calcular M_f basado en la temperatura media del bosque de Finlandia [2.41],

donde C_C representa la fracción cubierta por la vegetación (0,1 y 0,7), se obtienen valores de M_f entre 0,28 y 0,18 $cm^{\circ}C^{-1}d^{-1}$.

$$M_f = 0,292 - 0,164C_C \quad [2.41]$$

Con el objetivo de mejorar la resolución en la distribución de M_f se han realizado diferentes propuestas afectando por medio de la radiación al método *grado-día*. Como las llevadas a cabo por Cazorzi y Fontana (1996), quienes desarrollaron un modelo en términos de la temperatura y un índice mensual de la radiación de onda corta mensual a cielo despejado para varias pendientes y elevaciones [2.42], donde $MELTd_{hj}$ es la fusión para el elemento hj , CMF es el factor de fusión, EI_j es el índice de energía de un elemento y T_{hj} es la temperatura del aire de un elemento a una elevación determinada.

Otros investigadores como Martinec y de Quervain (1975), Brubaker et al. (1996) y Hamlin et al. (1998), agregaron un componente representativo de los cambios en la radiación neta al método *grado-día* para calcular la fusión. En todos estos modelos, el M_f adquiere un nuevo significado físico y se mejora la predicción de la fusión en grandes zonas al considerar los efectos de la topografía dentro del modelo *grado-día*.

$$MELTd_{hj} = CMF \cdot EI_j \cdot T_{hj} \quad [2.42]$$

Los modelos desarrollados por Hock (1999) y Cazorzi y Fontana (1996) no requieren datos adicionales, mientras que los modelos de Martinec y de Quervain (1975), Brubaker et al. (1996) y Hamlin et al. (1998), requieren la incorporación de radiación de onda corta con cielo despejado [2.43]. Donde α_i es el factor de fusión, m_i es el factor de conversión para la densidad de flujo de energía a mm de la fusión de nieve por hora ($mm h^{-1}(Wm^{-2})^{-1}$) y R radiación neta sobre la capa de nieve.

$$M = \alpha_i(T_a - T_{base}) + m_i \cdot R \quad [2.43]$$

El modelo de Hock (1999) fue aplicado a escala horaria y se mejoró la representación de las variaciones diurnas [2.44], donde f_m es el factor de fusión, T temperatura, a es un coeficiente y R es un balance de radiación de onda corta.

$$M = f_m T + aR \quad [2.44]$$

El método *grado-día* ha sido también muy utilizado para evaluar la sensibilidad de balances de masas de glaciares y cambios de clima (Laumann y Reeh, 1993; Bøggild et al., 1994; Braithwaite y Zhang, 1999; Jóhannesson et al., 1995; Jóhannesson, 1997; Braithwaite y Zhang, 2000; Kayastha et al., 2000; Singh et al., 2000 y De Woul y Hock, 2005). Los modelos son calibrados utilizando el gradiente del balance de masa medido y simulando. Los resultados deben ser interpretados con precaución debido a que el M_f es un valor constante, cosa que no es verdad (Hock, 2003). Sin embargo, estos estudios pueden proporcionar información valiosa de sensibilidad en las diferentes regiones (Braithwaite y Zhang, 1999).

2.6. Cuantificación de la fusión de nieve

En este apartado se muestran las diferentes herramientas y criterios encontrados en la literatura, usados para cuantificar la escorrentía a nivel de ladera y cauce producto de la fusión de nieve. Dentro de estas herramientas se encuentran los modelos, que pueden clasificarse en modelos determinísticos y estocásticos, con parámetros agregados o distribuidos.

Los modelos determinísticos y con base en la revisión bibliográfica realizada, se puede concluir que estos modelos utilizan el método *grado-día* (sección 2.5) y el *balance de energía* (Sección 2.4) como aportación de la energía necesaria para el proceso de fusión. Estos modelos han sido desarrollados para diferentes aplicaciones que incluyen la física de la nieve, modelación de cuencas hidrográficas, parametrizaciones de la superficie terrestre, la predicción meteorológica, la simulación del clima y la teledetección. En la clasificación de los modelos determinísticos se incluyen modelos hidrológicos con submodelos o rutinas para la fusión de nieve, modelos desarrollados para la predicción meteorológica y modelos de clima global.

En cuanto a los modelos estocásticos estos se diferencian de los modelos determinísticos porque estos últimos predicen un único valor de caudal de un determinado conjunto de variables de entrada, mientras que los modelos estocásticos predicen un rango de posibles resultados basados en las distribuciones estadísticas de las variables de entrada. Los modelos estocásticos se han utilizado históricamente con gran ventaja para predecir las estacionariedades de caudal observando los datos de la capa de nieve y precipitación medidos en cada primavera.

Estos modelos son de uso generalizado en el oeste de *EE. UU.*, para pronosticar la escorrentía de primavera.

En la literatura también se encontró el uso de las redes neuronales por lo que se mencionan algunos de los trabajos más interesantes, pero no los únicos encontrados.

2.6.1. Modelos determinísticos

En este apartado de la tesina, se describen los modelos determinísticos encontrados en la literatura y que se han empleado en la modelación en cuencas de alta montaña. Mostrando su conceptualización y el método de fusión de nieve que utilizan. Además, se proporcionan las referencias correspondientes y más importantes en caso de que se requieran más detalles sobre cualquiera de los modelos.

- ASTER

El *ASTER* es un modelo hidrológico determinístico provisto de una rutina específica de cálculo que controla el proceso de acumulación-fusión de nieve, lo que le permite estar especialmente adaptado a cuencas de alta montaña sometidas a regímenes de innivación. Los *inputs* del modelo son datos pluviométricos, temperaturas diarias y datos de aforo para el período de calibración. El algoritmo de cálculo está fundamentado en los modelos hidrológicos clásicos basados en tanques o depósitos de tipo determinista (Figura 2. 6), y más concretamente de simulación continua cuasi-distribuida, como la del modelo canadiense *CEQUEAU*. Para el diseño del modulo de fusión de nieve se han tomado como referencia los estudios realizados por Anderson y el modelo *NWSRFS* de la *NWS* de *EE. UU.*

El modulo de fusión del modelo *ASTER*, está constituido por una rutina de acumulación nival que es relativamente simple, la precipitación sobre una celda determinada puede ser lluvia o nieve en función de una temperatura crítica o de cambio lluvia/nieve (T_{cambio}), aunque lógicamente existen otros factores que influyen. Típicamente, esta temperatura crítica es de $1,5^{\circ}\text{C}$, aunque también puede tener lugar, como valores extremos, entre -2 y 4°C . Para que este cambio de lluvia-nieve no sea brusco, se realiza un cálculo para conocer la parte porcentual de

la precipitación que corresponde a nieve y a lluvia en un intervalo de 4°C . Con una temperatura superior a $T_{\text{cambio}}=2^{\circ}\text{C}$ toda la precipitación es en forma de lluvia y con una temperatura

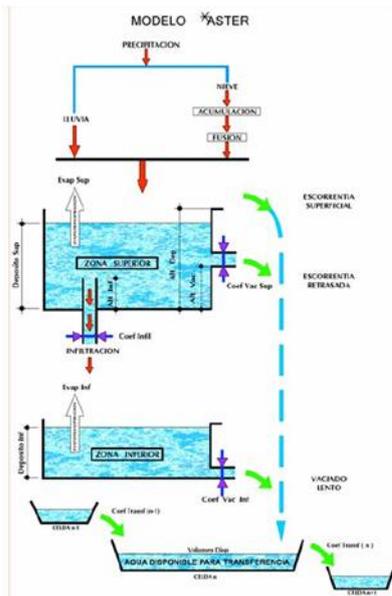


Figura 2. 6. Esquema conceptual del modelo *ASTER* (obtenido de Ingeniería 75, S.A., 2005)

inferior a 2°C toda la precipitación es en forma de nieve. Si coincide con T_{cambio} el 50% es lluvia y 50% es nieve. Según los datos obtenidos la nieve se añadirá a la acumulación en la celda mientras que la lluvia se añade directamente al depósito superior.

La rutina de fusión de nieve del modelo *ASTER* utiliza el método *grado-día* [2.45], donde H_f es la fusión de nieve, T_a temperatura del aire, T_{base} es la temperatura base por debajo de la cual no se produce fusión ($-2 \geq T_b \leq 2$) y F_f es el factor o tasa de fusión.

$$H_f = F_f x (T_a - T_{\text{base}}) \quad [2.45]$$

La T_{base} debería tomar el valor de 0°C , lo cual implicaría que la fusión sólo se produce si $T_a > 0^{\circ}\text{C}$ que

no siempre es cierto, en días calmados y despejados cuando la radiación solar domina el balance de energía, la fusión puede producirse por debajo de los 0°C y en noches despejadas cuando la radiación de onda larga emitida es significativa, no hay fusión hasta superar los 0°C .

El parámetro F_f es calibrado empíricamente y depende de la latitud, cubierta vegetal, exposición, viento y otras variables. El F_f debe de ser incrementado en áreas deforestadas, con orientación predominante a mediodía. En zonas boscosas, este factor oscila alrededor de $2-4 \text{ mm}^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$, mientras que en áreas deforestadas está entre 3 y $6 \text{ mm}^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$.

El modelo *ASTER* incorpora, además, algunas de las soluciones de modelo *NWSRFS* al dividir la fusión en periodo con lluvia y sin lluvia. Esta separación es debida a las diferencias en la magnitud de diversas transferencias de energía, el conocimiento de la transferencia dominante durante los periodos de lluvia sobre la nieve y a diferencias en la variación estacional de las proporciones de fusión para los dos periodos.

Por último el modelo *ASTER* ha sido muy utilizado en España y forma parte del programa ERHIN (Estudios Hídricos derivados de la INnivación) que lleva a cabo la Dirección General del Agua.

Para más información del modelo *ASTER* y aplicaciones consultar (Ingeniería 75, S.A., 2005).

- BAIM

El modelo de Iteración Biosfera-Atmosfera (*BAIM por sus siglas en inglés*), desarrollado por el *Meteorological Research Institute (MRI)*, Japón (Mabuchi et al., 1997). Es un modelo que se desarrollo en lenguaje *FORTRAN*, para su uso en modelos climáticos de base física. El modelo *BAIM* tiene dos capas de vegetación y tres capas de suelo (T_1, T_2, T_3), predice la temperatura y la humedad para cada una de las capas. El modelo puede también predecir la acumulación y la

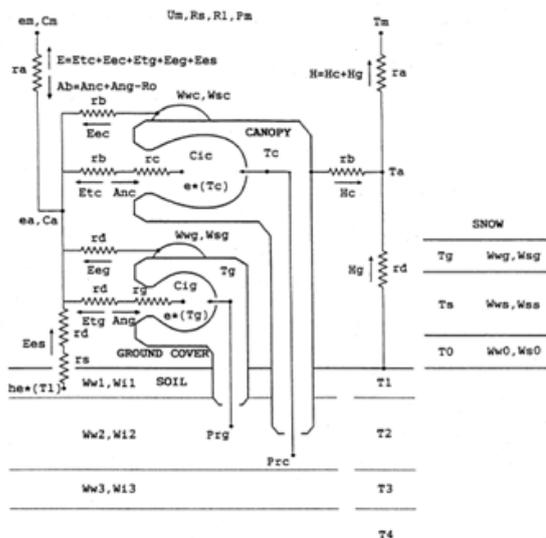


Figura 2. 7. Esquema conceptual del modelo *BAIM* (obtenido de Mabuchi et al., 1997). A la izquierda transferencia del flujo de calor latente. A la derecha transferencia de flujo de calor sensible

fusión de nieve en el suelo, divide la nieve en el suelo en tres capas (T_g, T_s y T_0) [Figura 2. 7] y es un modelo unidimensional que funciona a escala horaria. Los *inputs* del modelo son precipitación (P_m), temperatura del aire (T_m), velocidad del viento (U_m), humedad, radiación de onda corta (R_s) y larga (R_l) y presión en la superficie.

El modelo *BAIM* utiliza la T_m para determinar el tipo de precipitación (lluvia/nieve). La R_s usada en el modelo *BAIM consiste en las componentes de la radiación directa y radiación difusa, R_l es estimada con la radiación difusa.*

El modelo utiliza las ecuaciones [2.46] para realizar el balance de energía. Donde $T_c, T_g,$

T_2 y T_3 son las temperaturas; R_{nc} y R_{ng} radiación neta absorbida, H_c y H_g flujos de calor sensible, E_c y E_g flujos de calor latente, C_c, C_g, C_2 y C_3 capacidades de calor; $G_{1,2}, G_{2,3}$ y $G_{3,4}$ flujos de calor entre las capas del suelo y Q_c, Q_g, Q_2 y Q_3 el calor usado para la fusión de la nieve/hielo en cada capa.

El modelo toma en cuenta la interacción de la nieve con la vegetación y considera diferentes tipos de vegetación, la altura, densidades y la distribución espacial de la vegetación [2.47], donde P_{cw} es la tasa de intercepción de la lluvia, P_{cs} es la tasa de intercepción de la nevada, M_c es la suma de las tasas de fusión de nieve sobre la cubierta de las hojas por intercambio de calor entre la precipitación interceptada y la nieve, D_{cw} tasa desagüe, D_{cs} es la tasa de nieve que cae fuera de las hojas, E_{ecw} es flujo de calor latente por evaporación del agua en las hojas, E_{ecs} flujo de calor latente por sublimación de la nieve en las hojas, λ_w calor latente de vaporización, λ_i calor latente por sublimación, ρ_w es la densidad del agua, $E_{ecw}/\lambda_w\rho_w$ es la tasa de evaporación del agua, $E_{ecs}/\lambda_i\rho_w$ es la tasa de sublimación de nieve, P_{gw} tasa de intercepción del agua que cae sobre el suelo/cubierta vegetal, P_{gs} tasa de intercepción de la nieve que cae sobre el suelo/cubierta vegetal, M_g es la suma de las tasas de fusión de nieve por los cambios de calor entre la nieve interceptada y el nieve del suelo, E_{egw} es el flujo de calor latente por evaporación de la nieve, E_{egs} es el flujos de calor latente por sublimación de la nieve, $E_{egw}/\lambda_w\rho_w$ es la tasa de evaporación del agua y $E_{egs}/\lambda_i\rho_w$ es la tasa de sublimación de la nieve.

$$\begin{cases} C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = R_{nc} - H_c - E_c - Q_c \\ C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = R_{ng} - H_g - E_g - G_{1,2} - Q_g \\ C_2 \frac{\partial T_2}{\partial t} = G_{1,2} - G_{2,3} - Q_2 \\ C_3 \frac{\partial T_3}{\partial t} = G_{2,3} - G_{3,4} - Q_3 \end{cases} \quad [2.46]$$

$$\begin{cases} \frac{\partial W_{wc}}{\partial t} = P_{cw} + M_c - D_{cw} - \frac{E_{ecw}}{\lambda_w\rho_w} \\ \frac{\partial W_{sc}}{\partial t} = P_{cs} + M_c - D_{cs} - \frac{E_{ecs}}{\lambda_i\rho_w} \\ \frac{\partial W_{wg}}{\partial t} = P_{gw} + M_g - D_{gw} - \frac{E_{egw}}{\lambda_w\rho_w} \\ \frac{\partial W_{sg}}{\partial t} = P_{gs} - M_g - \frac{E_{egs}}{\lambda_i\rho_w} \end{cases} \quad [2.47]$$

Para más información del modelo *BAIM*, y aplicaciones consultar Mabuchi et al. (1997), Mabuchi y Sato (2002).

- BASE

El *Best Approximation of Surface Exchanges (BASE)* desarrollado por la Universidad de Macquarie en Australia, es un modelo en lenguaje *FORTRAN* diseñado para modelar el clima a gran escala (Desborough y Pitman, 1998). El modelo fue utilizado por primera vez en 1995, aunque se comenzó a desarrollar desde 1986. Se ha probado con información de campo en la meseta de *Valdái* en Rusia. La información de entrada que requiere el modelo es: precipitación, temperatura del aire, velocidad del viento, humedad, radiación de onda corta y larga y presión en la superficie. El modelo representa la superficie como una malla con una capa explícita a través de la cual el follaje, el suelo subyacente y la atmósfera interactúan. Utiliza un esquema de tres capas de difusión para el modelo de temperatura del suelo, el contenido de humedad y

hielo. Asimismo, usa un modelo de placa para representar la nieve.

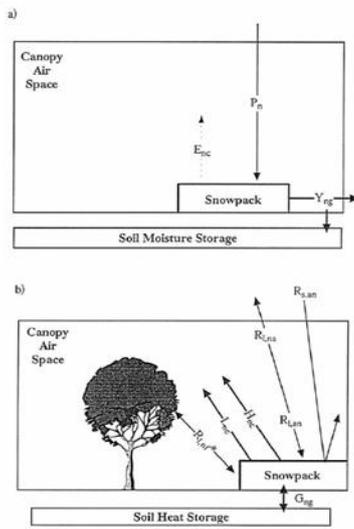


Figura 2. 8. Esquema conceptual de los flujos de energía tomados en cuenta por el modelo *BASE*, en el balance de energía (obtenido de Desborough y Pitman, 1998)

La acumulación de nieve en el modelo *BASE* es modelada como una sola capa en la parte superior de la columna de suelo con cálculo de balance de energía y masa (Figura 2. 8). La producción de escorrentía es obtenida utilizando la ecuación [2.48], donde W_n es la masa de la nieve, P_n precipitación en forma de nieve, E_{nc} es el flujo de vapor de agua de la capa de nieve y Y_{ng} es la escorrentía generada producto de la fusión.

$$W_n = P_n - E_{nc} - Y_{ng} \quad [2.48]$$

En el cálculo de Y_{ng} el modelo *BASE* utiliza el balance de energía considerando que el follaje, la nieve y la capa de suelo de superficie tienen su propia temperatura. El modelo *BASE* realiza

el balance de energía en el follaje de la cubierta vegetal considerando los siguientes flujos de energía [2.49], donde α_f es el albedo del follaje de la cubierta vegetal, está en función del tipo de vegetación, $R_{1.af}$ es el intercambio de radiación onda larga atmosfera-follaje [2.52], $R_{1.gf}^*$ es el intercambio de radiación de onda larga con el suelo [2.53], $R_{1.nf}^*$ es el intercambio de radiación de onda larga con la nieve [2.54], H_{fc} es el calor sensible [2.50] y L_{fc} es el calor latente [2.51].

$$0 = (1 - \alpha_f)R_{s.af} + R_{1.af} + R_{1.gf}^* + R_{1.nf}^* - H_{fc} - L_{fc} - R_{1.fa} \quad [2.49]$$

$$H_{fc} = A_f \rho_a c_p (T_f - T_c) / r_{a.f} \quad [2.50]$$

$$L_{fc} = \lambda_v (E_{fc} + E_{fr}) \quad [2.51]$$

$$R_{1.fa} = A_f \sigma_{sb} T_f^4 \quad [2.52]$$

$$R_{1.gf}^* = A_f (1 - A_n) \sigma_{sb} (T_g^4 - T_f^4) \quad [2.53]$$

$$R_{1.nf}^* = A_f A_n \sigma_{sb} (T_n^4 - T_f^4) \quad [2.54]$$

Para el cálculo de balance de energía en la capa de nieve (Figura 2. 8b), el modelo utiliza la ecuación la [2.55], donde C_n capacidad de calor de la capa de nieve, α_n es el albedo de la nieve ($\alpha_n = 0,67[0,6 + 0,06(1 - \theta_l)]$), $R_{s.an}$ es la radiación de onda corta incidente en la capa de nieve [2.56], $R_{1.an}$ es el intercambio de radiación de onda larga atmosfera-nieve [2.57], H_{nc} es el calor sensible de la nieve [2.56], L_{nc} calor latente de la nieve [2.59] y G_{ng} transferencia de energía nieve-suelo [2.60].

$$C_n dT_n / dt = [(1 - \alpha_n)R_{s.an} + R_{1.an} - R_{1.nf}^*] - H_{nc} - L_{nc} - R_{1.na} - G_{ng} \quad [2.55]$$

$$R_{s.an} = (1 - A_f) A_n R_{s.ac} \quad [2.56]$$

$$R_{1.na} = A_n \sigma_{sb} T_n^4 \quad [2.57]$$

$$H_{nc} = A_n \rho_a c_p (T_n - T_c) / r_{a.g} \quad [2.58]$$

$$L_{nc} = A_n \lambda_s E_{nc} \quad [2.59]$$

$$G_{ng} = A_n K_{T.ng} (T_n - T_g) / d_{ng} \quad [2.60]$$

Para más información sobre el modelo *BASE* consultar Desborough y Pitman (1998), Slater et al. (1998), Schlosser et al. (2000) y Slater et al. (2001).

- BATS

El *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS)* desarrollado por la Facultad de Ciencias de la Tierra y la Atmósfera (*EAS por sus siglas en inglés*) del Instituto de Tecnología de Georgia, Atlanta, para su uso en el *National Center for Atmospheric Research (NCAR)* [Yang y Dickinson, 1996]. Es un modelo creado en lenguaje *FORTTRAN 77*. Según Yang y Dickinson (1996), el modelo permite estudiar la iteración de la superficie terrestre y el clima. Se aplicó por primera vez en el año 1981. El esquema conceptual del modelo está constituido por una capa de vegetación, tres capas de suelo y un submodelo de fusión de nieve. La información de entrada que requiere el submodelo de fusión del modelo *BATS* está constituida por: la precipitación, temperatura del aire, velocidad del viento, humedad relativa, radiación de onda corta y larga.

La fusión de nieve es simulada en una sola dimensión, se calcula a partir del balance de masa [2.61] y energía. Durante la fusión la temperatura de la superficie permanece a 0°C y el agua procedente de la fusión es eliminada de la capa de nieve. La precipitación es asumida en forma de nieve con temperaturas por debajo de los 2,2°C.

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P_s (1 - A_v) - F_q - S_m + D_s \quad [2.61]$$

Donde S es la masa de la nieve, también se puede medir en términos del contenido de agua líquida, P_s precipitación en forma de nieve, A_v corresponde al área cubierta por vegetación, F_q es la tasa de sublimación ($F_q = A_{su} E_g$), A_{su} representa el área del suelo cubierta por nieve, E_g es la evaporación y S_m es la fusión de la nieve.

El modelo *BATS* permite representar de manera limitada la heterogeneidad en la superficie y el área de la cubierta vegetal con nieve (A_{sv}), es calculada con la ecuación [2.62], donde la profundidad promedio de la nieve (d_s), es función de la densidad y el almacenamiento ($d_s = S / \rho_s$). La ρ_s es afectada por la edad [$\rho_s = \rho_{snow} (1 + 3f_{age})$].

$$A_{sv} = d_s / (d_s + 10z_{0v}) \quad [2.62]$$

El modelo utiliza la ecuación [2.63] para calcular el flujo neto de calor en la superficie e introduce las variables del balance de energía. Donde R_{ng} es la radiación neta en la superficie del suelo, F_s es el flujo de calor sensible, $L_{v,s}$ es el calor latente de la evaporación o sublimación y L_f calor latente producto de la fusión.

$$h_s = R_{ng} - F_s - L_{v,s}F_q - L_fS_m \quad [2.63]$$

La información de salida del modelo es temperatura de la superficie de la nieve, temperatura de la nieve, profundidad, SWE , cubierta de nieve y albedo de la superficie.

Para más información sobre el modelo *BATS* consultar Yang y Dickinson (1996), Yang et al. (1998), Jin et al. (1999)a, Jin et al. (1999)b y Yang et al. (1999).

- CLASS

El modelo *Canadian Land Surface Scheme (CLASS)* desarrollado por el Servicio Atmosférico del Medio Ambiente de Canadá en lenguaje *FORTRAN* (Verseghy, 1991, y Verseghy et al., 1993). Es un modelo con un esquema constituido por tres capas de suelo, una capa de nieve variable y una cubierta de vegetación con cálculos basados en la física de las transferencias de calor y humedad en la superficie (Figura 2.9).

La información de entrada al modelo es la precipitación, temperatura del aire, velocidad del viento, humedad, radiación de onda corta y radiación de onda larga.

El modelo utiliza el método de balance de energía, el cual resuelve de forma iterativa para la temperatura de la superficie. La tasa de infiltración de la superficie se calcula a partir de un análisis teórico simplificado que permite conocer el encharcamiento en superficie y la escorrentía.

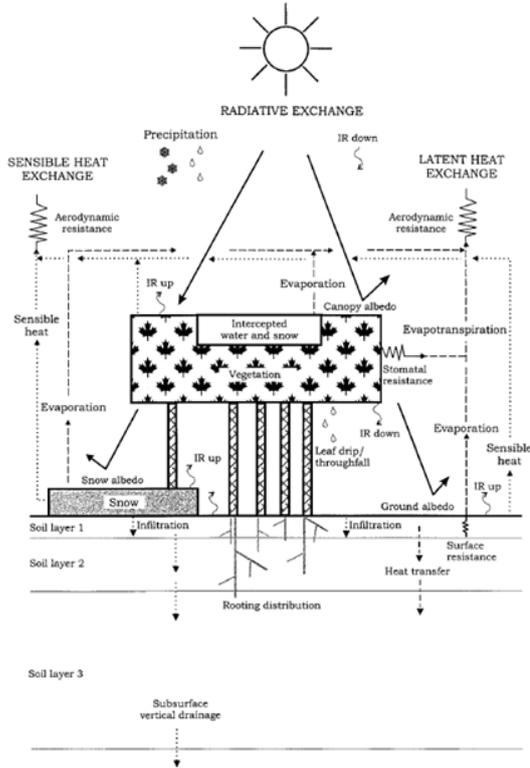


Figura 2. 9. Esquema conceptual del modelo *Canadian Land Surface Scheme (CLASS)* [obtenido de Verseghy, 2000]

En cuanto a la fusión de la nieve el modelo toma en cuenta la edad de la nieve al considerar la variación del albedo [2.64], el ángulo cenital del sol, profundidad de la nieve y los efectos provocados por la vegetación incluyendo interceptación (I_s^*) [2.65], donde S_p es un coeficiente con un valor alrededor de 6 kgm^{-2} para pino y abeto negro, L área de índice foliar y ρ_{sf} densidad de la nieve fresca. Para $T_a < 0^\circ\text{C}$ la ρ_{sf} se calcula utilizando la ecuación [2.66] y para $T_a > 0^\circ\text{C}$ se utiliza la ecuación [2.67].

El modelo *CLASS* fue desarrollado en el año 1987 y los primeros resultados fueron publicados en 1991. Según Bartlett et al. (2006), el modelo *CLASS* determina la forma de precipitación en función de la temperatura del aire (T_a) con 0°C como umbral de

diferenciación. Es decir, la precipitación es en forma de nieve cuando $T_a < 0^\circ\text{C}$ y en forma de lluvia cuando $T_a > 0^\circ\text{C}$. Aunque se ha observado que las nevadas pueden ocurrir con $T_a > 0^\circ\text{C}$ e incluso que precipitaciones mixtas se producen a temperaturas próximas a los 0°C .

$$\alpha_{sn}(t+1) = \alpha_{sn}(t) - 0,70 \exp\left(\frac{-0,01\Delta t}{3600}\right) + 0,70 \quad [2.64]$$

$$I_s^* = S_p L(0,27 + 46 / \rho_{sf}) \quad [2.65]$$

$$\rho_{sf} = 67,92 + 51,25e^{T_a/2,59} \quad [2.66]$$

$$\rho_{sf} = \min(200; 119,2 + 20T_a) \quad [2.67]$$

El modelo *CLASS* calcula el balance de energía para la fusión de nieve (Q_m), asumiendo una capa de nieve continua utilizando la ecuación [2.68], donde Q_n es la radiación neta, Q_h es el

intercambio de flujos de calor sensible, Q_e son los intercambios de flujo de calor latente, Q_a es el calor aportado por la lluvia y otros procesos y Q_g intercambio de flujos de calor con el suelo.

$$Q_m + Q_n + Q_h + Q_e + Q_a + Q_g = dU / dt \quad [2.68]$$

Para más información sobre el modelo *CLASS* consultar Matthew et al. (2000), Verseghy (2000), Pomeroy et al. (1998), Wang et al. (2002), Slater et al. (2001) y Bartlett et al. (2006).

- CROCUS

El modelo *CROCUS* fue desarrollado en el año 1970 por el Centro Nacional de Investigación Meteorológica del Centro de Nieve (*CEN*), Francia para la previsión de riesgo por avalancha. Este modelo es ahora parte del sistema *METEO France* (Strasser et al., 2002). Es un modelo unidimensional físicamente basado programado en lenguaje *FORTRAN 77* (Brun et al., 1989, y Durand et al., 1993).

La capa de nieve es representada por varias secciones paralelas al suelo, con un máximo 50 capas [Figura 2. 10]. Los intercambios de energía se proyectan de manera ortogonal a la pendiente. El modelo *CROCUS* puede representar la evolución interna de la cubierta de nieve en función de las condiciones meteorológicas (Braun et al., 1994). Las variables que describen la capa de nieve son la temperatura, densidad, contenido de agua líquida, el tipo de nieve de cada capa. La profundidad y el número de capas dentro del modelo son ajustados en función de los datos de campo.

El modelo simula la conducción de calor, la fusión y recongelación de las capas de nieve, metamorfismo y percolación. El metamorfismo es modelado por *CROCUS* con leyes experimentales obtenidas en laboratorio. Los granos de nieve se caracterizan por su tamaño y tipo, esto permite calcular un albedo exacto de la capa de nieve [2.69], donde $\alpha_{0,3-0,8\mu m}$ es el albedo en la banda espectral de 0,3 μm a 0,8 μm , α_i es función del tamaño de grano y $\Delta\alpha_{age}$ es función de la presión del aire y la edad de la nieve (Bruland et al., 2001).

$$\alpha_{0,3-0,8\mu m} = \max(0,7, \alpha_i \div \Delta\alpha_{age}) \quad [2.69]$$

En el caso de la fusión de nieve el modelo *CROCUS* realiza el balance de energía utilizando la ecuación [2.70], donde Q_{inci} , $Q_{dir,i}$ y $Q_{diff,i}$ es el total de la radiación solar directa y difusa en banda i , a_i , b_i y c_i es un factor relacionado con la banda espectral y Cl es la nubosidad (entre 0 y 1).

$$Q_{inci} = a_i Q_{dir,i} + Q_{diff,i} (b_i(1 - Cl) + c_i Cl) \quad [2.70]$$

Para más información sobre el modelo *CROCUS* consultar Fily et al. (1999) y Bruland et al. (2001).

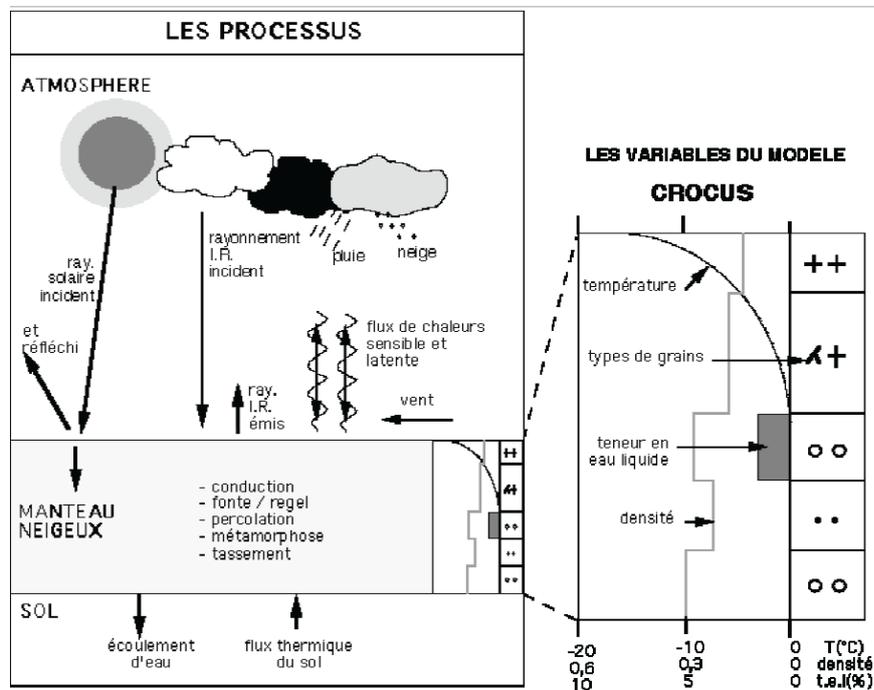


Figura 2. 10. Esquema conceptual de los procesos que toma en cuenta el modelo *CROCUS* (obtenido de Braun et al., 1994)

- DHSVM

El Modelo Hidrológico Distribuido Suelo Vegetación (*DHSVM* por sus siglas en inglés) desarrollado por Mark Wigmosta del *Pacific Northwest Research Labs, Battelle* y Bart Nijssen y

Pascal Storck de la *Universidad de Washington, Seattle* entre los años 1993-1995 en lenguaje “C”. Es un modelo físicamente basado que determina intercepción, evaporación, transpiración, fusión y acumulación de la nieve, interflujo y flujo base. Utilizando como *inputs*, la precipitación, temperatura del aire, velocidad del viento, humedad, radiación de onda corta y larga (Wigmosta et al., 1994).

El modelo *DHSVM* considera la interacción nieve-vegetación al tomar en cuenta diferentes tipos de vegetación, diferentes alturas de la vegetación, densidades y cubiertas. El modelo simula la acumulación de nieve en una dimensión por medio del balance de energía y masa (Wigmosta et al., 1994). La precipitación en forma de nieve o lluvia es diferenciada usando la temperatura del aire (T_a) [2.71] y [2.72], donde P_r y P_s son la altura de agua equivalente de lluvia y nieve respectivamente, T_{\min} temperatura umbral mínima a la cual la precipitación es en forma de nieve ($-1,1^\circ\text{C}$) y T_{\max} es la temperatura umbral que define la precipitación en forma de lluvia ($3,3^\circ\text{C}$).

$$\begin{cases} P_s = P; T_a \leq T_{\min} \\ P_s = \frac{T_{\max} - T_a}{T_{\max} - T_{\min}}; T_{\min} < T_a < T_{\max} \end{cases} \quad [2.71]$$

$$P_s = 0; \begin{cases} T_a \geq T_{\max} \\ P_r = P - P_s \end{cases} \quad [2.72]$$

El balance de energía es usado para simular la fusión, la recongelación y los cambios de calor en el interior de la capa de nieve [2.73], donde C_s es el calor específico del hielo, W es el agua equivalente, R_{ns} calor de la radiación neta, Q_s es la transferencia de calor sensible por convección, Q_l pérdidas de energía por evaporación y sublimación y Q_p aportación de energía por lluvia ($Q_p = \rho_w c_w T_p (P_r + 0,5P_s)$). Q_m son las pérdidas internas de calor latente por la fusión ($Q_m = \lambda_f \rho_w M$) y Q_g es la transferencia de calor por conducción entre la nieve y el suelo.

$$C_s W \frac{dT_s}{dt} = R_{ns} + Q_s + Q_l + Q_p + Q_m + Q_g \quad [2.73]$$

Para el balance de masa el modelo *DHSVM* evalúa el agua y el hielo contenida en la capa de nieve [2.74], donde W_{liq} es el volumen por unidad de área [2.75] y W_{hielo} es el agua equivalente del hielo [2.76].

$$W = W_{liq} + W_{hielo} \quad [2.74]$$

$$\Delta W_{liq} = \left[P_r + \frac{Q_p}{\rho_w \lambda_v} - \frac{Q_m}{\rho_w \lambda_f} \right] \Delta t \quad [2.75]$$

$$\Delta W_{hielo} = \left[P_s + \frac{Q_e}{\rho_w \lambda_f} + \frac{Q_m}{\rho_w \lambda_f} \right] \Delta t \quad [2.76]$$

Para más información sobre el modelo *DHSVM* consultar Storck et al. (1998), Westrick et al. (2002), Yanhong Gao et al. (2004), Thyer et al. (2004) y Cuo et al. (2006).

- DARSSM

El *Division of Atmospheric Research Snow and Soil Model (DARSSM)* desarrollado por la *Division of Atmospheric Research (CSIRO)*, Australia. Es un modelo programado en *FORTRAN*, con cuatro capas de nieve basado en la conservación de la energía y masa. El *DARSSM* simula la difusión de la temperatura en la capa de nieve, la pérdida de radiación de onda corta, fusión y recongelación y considera la variación del albedo a tomar en cuenta la edad de la nieve, tamaño de grano, ángulo zenital del sol, contaminación y profundidad de la nieve.

Los *inputs* que requiere el modelo son la precipitación, temperatura del aire, velocidad del viento, dirección del viento, presión en la superficie, radiación de onda corta y larga. Los *outputs* que proporciona el modelo son la *SWE* y la temperatura de la nieve. Se usó por primera vez en el año 1996.

- ECHAM

El modelo *ECHAM* desarrollado por Max Planck del *Institute fuer Meteorologie Bundesstrasse, Hamburg*, Alemania en el año 1988. Es un modelo unidimensional en lenguaje *FORTRAN* que usa el balance de energía y masa para simular la fusión de nieve. Los *inputs* que requiere el

modelo son la precipitación, temperatura del aire, velocidad y dirección del viento, humedad, radiación de onda corta y larga, presión en la superficie y cubierta de nubes. El modelo *ECHAM* no considera la variación temporal del albedo. Para más información sobre el modelo *ECHAM* consultar Foster et al. (1996) y Roeckner et al. (1996).

- GFDL

El modelo de nieve del *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (*GFDL*) de la Administración de Servicios de Ciencias Ambientales [*ESSA por sus siglas en inglés*] (Manabe, 1969). Es un modelo unidimensional muy simple usado principalmente para el diagnóstico. Programado en lenguaje *FORTRAN*. Los *inputs* que requiere el modelo *GFDL* son la precipitación, temperatura del aire, velocidad del viento, humedad, radiación de onda corta y larga.

El *GFDL* proporciona la *SWE*, para calcularla utiliza la ecuación [2.77], donde S_F es la tasa de precipitación en forma de nieve, E es la evaporación y M_e es calculado realizando un balance de calor en la superficie de la cubierta de nieve [2.78] (Manabe, 1969). Donde L_f es calor latente de la fusión y E_x es calculado utilizando la ecuación [2.79] y en donde S_* y $(DLR)_*$ es la insolación neta obtenida de la radiación de onda corta y larga, T_* temperatura de la superficie, $(vH)_*$ y $(vLH)_*$ flujos de calor latente.

$$\frac{\partial SWE}{\partial t} = S_F - E - M_e \quad [2.77]$$

$$\begin{cases} M_e = E_x / L_f; si E_x > 0 \\ M_e = 0; si E_x \leq 0 \end{cases} \quad [2.78]$$

$$E_x = [S_* + (DLR)_* - \sigma T^4 - (vH)_* - (vLH)_*] T_* = T_{fr} \quad [2.79]$$

- HBV

El modelo *HBV* fue desarrollado por Instituto de Hidrología y Meteorología de Suecia (*SMHI por sus siglas en inglés*). Los usuarios de este modelo son compañías de energía hidroeléctrica de Noruega, Suecia y Finlandia. Está constituido por cuatro módulos entre los cuales el módulo

de nieve sólo utiliza los *inputs* precipitación y temperatura del aire. Se basa en el método *grado-día* que se simula por separado [2.80], donde $dMelt$ es la fusión por paso de tiempo, $CFMax$ es el factor de fusión, T es la temperatura del aire y TT es la temperatura umbral para la fusión y la acumulación de la nieve (Harlin, 1991a).

$$dMelt = CFMax(T - TT) \quad [2.80]$$

El modelo hidrológico *HBV* tiene una larga historia y se ha aplicado a más de 30 países (Lindström et al., 1997). La versión 96 del modelo *HBV* es un modelo semidistribuido, esto significa que una cuenca puede ser dividida en una serie de subcuencas y que cada una es distribuida de acuerdo a la distribución de la elevación y la vegetación. El esquema de tanque del modelo considera tres niveles (superficial, interflujo y subterráneo), donde se consideran los más importantes procesos del sistema (Figura 2. 11). Los *outputs* que proporciona el modelo son el agua líquida en la nieve, fusión, congelación e infiltración en el suelo.

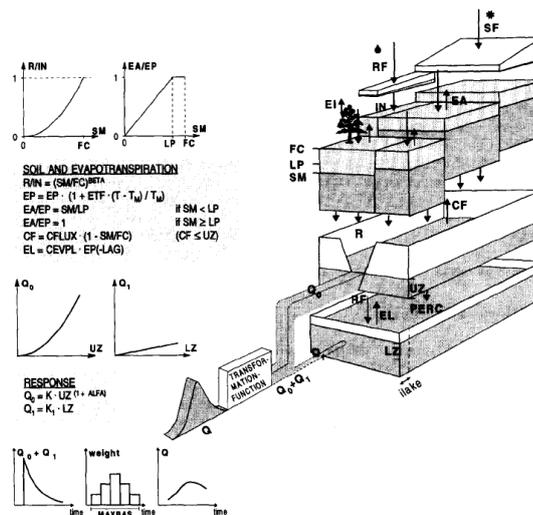


Figura 2. 11. Esquema conceptual del modelo *HBV-96*, donde se muestran las principales características del modelo (obtenido de Lidström et al., 1997)

- IAP94

El *IAP94* desarrollado por el Instituto de Física Atmosférica (*IAP por sus siglas en inglés*) de la Academia de Ciencias China en el año 1994. Es un modelo de base física para simular la nieve, vegetación y suelo. El *IAP94* es un modelo unidimensional programado en *FORTTRAN*, utiliza

los de *inputs* de precipitación, temperatura del aire, velocidad y dirección del viento, humedad, radiación de onda corta y larga, cubierta de nubes y presión en la superficie. Los *outputs* del modelo son: temperatura y profundidad de la nieve, densidades del agua líquida, hielo y vapor de la capa de nieve al absorber la radiación, flujos de calor sensible y latente en la superficie, albedo y escorrentía.

En el caso del albedo el modelo considera la edad, tamaño del grano, ángulo zenit del sol, contaminación y profundidad de la nieve. La densidad de la nieve varía temporalmente y utiliza el balance de energía para modelar la fusión de nieve (Yongjiu et al., 1998) y (Qingcun et al., 1998).

- IHACRES

El *IHACRES* es un modelo *lluvia-escorrentía* de parámetros agregados programado en *FORTRAN 77*, está constituido por dos módulos el lineal y no lineal para la producción de la

escorrentía [Figura 2. 12] (Jakeman et al., 1990 y Jakeman y Hornberger, 1993).

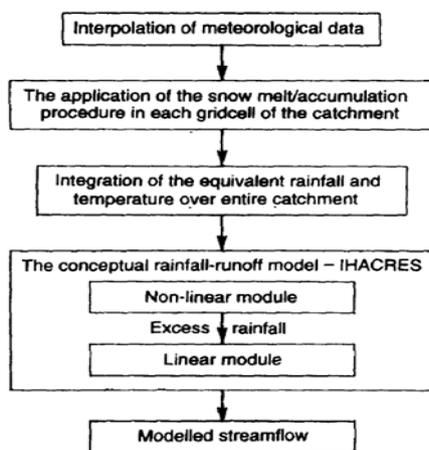


Figura 2. 12. Esquema conceptual del algoritmo utilizado por el modelo *IHACRES* (obtenido de Schreider et al., 1997)

Según (Schreider, et al., 1997) el modulo de fusión y acumulación del modelo *IHACRES* es una modificación de método *grado-día*, su principal ventaja es que sólo requiere de los *inputs* de temperatura y precipitación. Es muy útil para la modelación de los procesos de nieve en regiones con escasa información. Los *outputs* del módulo de nieve son la *SWE* y la acumulación de agua a nivel de celda. En el caso de la precipitación esta es transformada a lluvia equivalente utilizando las temperaturas mínimas y máximas.

Para más información sobre el modelo *IHACRES* consultar Schreider et al. (1997), Croke et al. (2004) y Croke y Jakeman (2004).

- ISBA

El modelo Interacciones Suelo-Biosfera-Atmósfera (*ISBA*) de Noilhan y Planton (1989) desarrollado para el *Météo France climate model ARPEGE* [*Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle*] (Douville y Royer, 1996). Es un modelo físicamente basado de una dimensión programado en lenguaje *FORTRAN90* y usado formalmente por primera vez el año 1995. Los *inputs* que requiere el modelo son precipitación, temperatura del aire, velocidad del viento, presión en la superficie, radiación de onda corta y larga. El *ISBA* está constituido por cuatro niveles: suelo desnudo, cubierta de nieve, cubierta de vegetación y cubierta nieve-vegetación. Calcula la evolución de la temperatura de la superficie (T_s), la temperatura media diaria

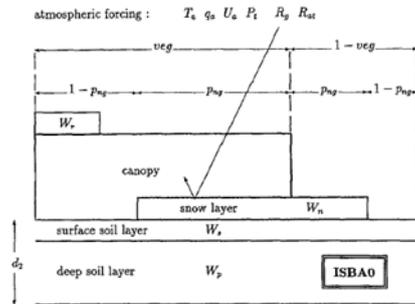


Figura 2. 13. Esquema conceptual del modelo *ISBA* (obtenido de Douville et al., 1995)

superficial (T_p), el volumen de agua contenido en la superficie (W_s), profundidad volumétrica del contenido de agua (W_p) y lluvia interceptada en los embalses (W_r) [Douville et al., 1995].

En relación a la fusión de nieve el modelo considera una sola capa de nieve (Figura 2. 13) y se basa en el siguiente balance de masa: $\partial W_n / \partial t = P_n - E_n - F_n$, donde P_n es la precipitación, E_n es la evaporación y F_n representa la fusión de nieve. En el caso de F_n

es calculada por el modelo utilizando la ecuación [2.81], donde T_s^{+*} es evaluado en el balance de energía tomando en cuenta la radiación solar incidente (R_g), radiación infrarroja (R_{at}), temperatura del aire (T_a), humedad específica (q_a), velocidad del viento (U_a) e intensidad de precipitación (P_t).

El albedo es variado temporalmente tomando en cuenta sólo la edad y profundidad de la nieve.

$$F_n = \frac{T_s^{+*} - T_{00}}{C_i L_f \Delta t} \quad [2.81]$$

Para más información sobre el modelo *ISBA* consultar Douville et al. (1995), Douville y Royer (1996), Noilhan y Mahfouf (1996) y Mahfouf et al. (1995).

- MIKE SHE

El *MIKE SHE* es un modelo hidrológico distribuido de base física (Christiaens y Feyen, 2001),

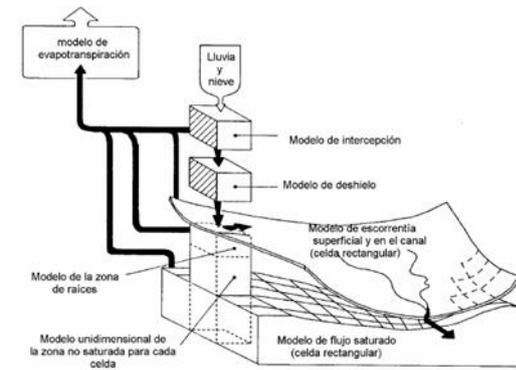


Figura 2. 14. Esquema conceptual del modelo *MIKE SHE* (obtenido de Christiaens y Feyen, 2001)

basado en el Sistema Hidrológico Europeo (*SHE*). Desarrollado inicialmente por el Instituto de Hidrología de Wallingford, *UK*; el *DHI* en Dinamarca y el *SOGREAH* en Francia. Según Abbott et al. (1986), el modelo *SHE* considera todos los procesos físicos (Figura 2. 14), pero requiere de muchos *inputs* de parámetros Lehning et al. (2002). Simula los procesos de interceptación, evapotranspiración, flujo en cause, zona no saturado, saturada, fusión de nieve y las aportaciones del acuífero a los ríos. En la

revisión bibliográfica realizada no se encontró información detallada del método de fusión que usa el modelo y la información de entrada.

- MU-SNW

El modelo de nieve *Melbourne University (MU-SNW por sus siglas en inglés)* desarrollado por la Escuela de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Melbourne, Australia. Es un modelo unidimensional programado en lenguaje *FORTTRAN*, representa los procesos de acumulación, fusión, congelación y sublimación de la capa de nieve (Waland y Simmonds, 1996), los cuales son representados por las ecuaciones [2.82] y [2.83], donde d_{sn} es la profundidad de la nieve, P_{sn} es la tasa de precipitación (caída como nieve), E tasa de pérdida de humedad debido a la sublimación y $Melt$ es la fusión que ocurre cuando la temperatura se encuentra al punto de fusión (T_f) y es calculada por balance de energía. El modelo usa la temperatura de la atmósfera ($T_{\sigma 2}$) como criterio para determinar la forma de la precipitación.

Los *inputs* del modelo son: la precipitación, temperatura del aire, velocidad y dirección del viento, cobertura de nubes, presión en la superficie, radiación de onda corta y larga.

$$\frac{\partial d_{sn}}{\partial t} = P_{sn} - E - Melt \quad [2.82]$$

$$P_{sn} \begin{cases} 0, si T_{\sigma_2} \geq T_f \\ P, si T_{\sigma_2} < T_f \end{cases} \quad [2.83]$$

El *MU-SNW* en un modelo que usa el balance de energía para calcular la fusión [2.84], donde Q_s es la radiación solar absorbida, Q_l es la radiación de onda larga emitida, Q_h son los flujos de calor sensible, Q_e flujos de calor latente y Q_m es la energía asociada a la fusión de nieve.

$$c_p d_{sn} \frac{\partial T_s}{\partial t} = Q_s + Q_l + Q_h + Q_e + Q_m \equiv Q_{tot} \quad [2.84]$$

Para más información sobre el modelo *MU-SNW* consultar Walland y Simmonds (1996).

- NWSRFS

El modelo de nieve que usa la *National Weater Service River Forecast System (NWSRFS)*, desarrollado por Dr. Eric A. Anderson en 1973 en lenguaje *FORTTRAN*, combina el balance de energía y el método *grado-día* que usa sólo la temperatura y la precipitación como *inputs* (Anderson, 1976).

Los procesos que están conceptualmente considerados en la modelación incluyen acumulación, cambios de calor en la interface aire-nieve, área cubierta por nieve, calor almacenado dentro de la capa de nieve, agua líquida retenida e intercambio de calor entre el suelo-nieve. El balance de energía en la capa de nieve usado por el modelo *NWSRFS* es expresado en la ecuación [2.85], donde M es la fusión, Q_n es la radiación neta transferida, Q_e es el calor latente transferido, Q_h es el calor sensible transferido y Q_{px} es el calor aportado por la lluvia.

$$M = Q_n + Q_e + Q_h + Q_{px} \quad [2.85]$$

El modelo utiliza la ecuación [2.86], para la fusión de la nieve durante periodos con presencia de lluvia, donde P_x es el agua equivalente de la precipitación (*mm*), $f(\mu_a)$ es la velocidad del viento en función de la altura (z_a) sobre la superficie de la nieve, e_{sat} es la presión de vapor saturado de la temperatura del aire y P_a es la presión atmosférica.

$$M = 3,67 \times 10^{-9} (T_a + 273)^4 - 20,4 + 0,0125 P_x T_a + 8,5 f(\mu_a) [(0,9 e_{sat} - 6,11) + 0,00057 P_a T_a] \quad [2.86]$$

En periodos sin lluvia el modelo usa la ecuación $M = M_F (T_a - T_b)$, donde M_F es el factor de fusión que aumenta con la radiación solar y la edad de la nieve.

- SAST

El modelo de nieve en capas para el estudio del clima (*SAST por sus siglas en inglés*), fue desarrollado por el Instituto de Física Atmosférica, de la Academia de Ciencias China, en el año 1996. Es un modelo que es usado para modelar la atmosfera. Los procesos claves del modelo son: 1) la compactación de la capa de nieve debido a varios efectos, 2) describe el balance de masa y energía considerando los procesos de transferencia de agua líquida, la conducción de calor, fusión, congelación y escurrimiento; 3) considera la variación de los espesores de la capa de nieve (Sun et al., 1999).

Los *inputs* que usa el modelo son la precipitación, temperatura del aire, velocidad del viento, cobertura de nubes, presión en la superficie, radiación de onda corta y larga. El *SAST* realiza el balance de energía afectando la capa de nieve por la radiación de onda corta y larga, flujos de calor sensible y latente, precipitación, flujos del calor del suelo, calor de conducción entre las capas y energía relacionada con la fase de cambio (Sun et al., 1999).

El balance de masa describe los cambios del total de agua equivalente, que es la suma de agua líquida y masa de granos de hielo. El número de capas que usa el modelo, está en función de la profundidad de la capa de nieve. La ecuación [2.87] corresponde al balance de masa en la capa superior ($j = 1$), donde w_1 es el volumen de *SWE*, p_{sn} es la precipitación en forma de nieve, IF_0 y IF_1 es la infiltración de agua líquida, RF_1 es la escorrentía generada en la capa 1 y E_0 es la tasa de evaporación que ocurre en la superficie de la nieve. Para las capas más profundas ($J = 2, 3, \dots$) el modelo usa la ecuación [2.88].

$$\frac{\partial w_1 D z_1}{\partial t} = p_{sn} + IF_0 - IF_1 - RF_1 - E_0 \quad [2.87]$$

$$\frac{\partial w_j Dz_j}{\partial t} = IF_{j-1} - IF_j - RF_j \quad [2.88]$$

Para más información sobre el modelo *SAST* consultar Sun et al. (1999), Jin et al. (1999b) y Jin et al. (1999).

- SHAW

El modelo *SHAW* desarrollado por la *USDA* en 1987 y programado en lenguaje *FORTRAN* 77. Es un modelo unidimensional originalmente creado para simular la congelación y descongelación del suelo (Flerchinger et al., 2010). El modelo *SHAW* simula un perfil vertical de una dimensión que se extiende desde la parte superior de la cobertura vegetal, nieve, residuos y suelo a una profundidad específica del suelo (Figura 2. 15).

El modelo es lo suficientemente flexible como para representar una amplia gama de condiciones, por lo que el sistema puede incluir vegetación, nieve y residuos. La escala de simulación puede ser diaria y horaria, tomando en cuenta la evaporación, transpiración, profundidad del suelo, profundidad de la nieve, la escorrentía y los perfiles de temperatura del suelo, agua, hielo y solutos.

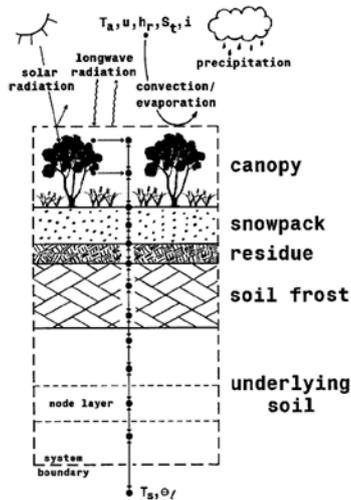


Figura 2. 15. Esquema conceptual del modelo *SHAW* (obtenido de Flerchinger et al., 1996)

En relación al balance de energía en la capa de nieve esta es función de la radiación de onda corta y larga, calor sensible, calor latente en la superficie y la transferencia de vapor dentro de la copa de nieve. La expresión que usa el modelo para el balance de energía se puede describir de la siguiente manera [2.89], donde R_n es la radiación neta, H es el flujo de calor sensible, L_v es el flujo de calor latente de la evaporación, G es

flujos de calor del suelo y E es la evapotranspiración desde la superficie del suelo y la cobertura vegetal.

La radiación solar adsorbida es corregida en función de la pendiente local y el tamaño del grano. La radiación de onda larga emitida por la atmósfera se calcula a partir de la ley de *Stefan-Boltzmann*.

$$R_n + H + L_v E + G = 0 \quad [2.89]$$

Para más información sobre el modelo *SHAW* consultar Flerchinger et al. (2010), Flerchinger et al. (1994) y Flerchinger et al. (1996).

- SNOBAL

El *SNOBAL* es un modelo de balance de energía que predice el estado de las siguientes variables: profundidad de la nieve, densidad, temperatura de la superficie de la nieve, temperatura interna, agua líquida dentro de la capa de nieve. Los *inputs* que requiere el modelo son radiación de onda corta, radiación térmica, temperatura del aire, presión de vapor, velocidad del viento, temperatura del suelo, precipitación y temperatura.

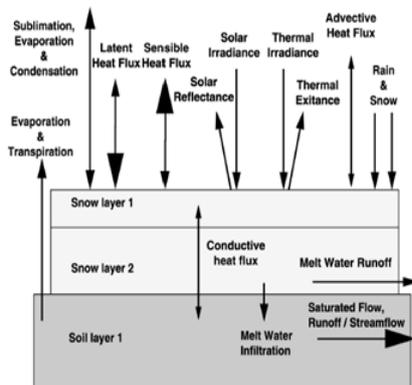


Figura 2. 16. Diagrama conceptual de los flujos tomados en cuenta en el balance de energía del modelo *SNOBAL* (obtenido de Marks y Winstral, 2001)

$$\Delta Q = R_n + H + L_v E + G + M \quad [2.90]$$

Para más información sobre el modelo *SNOBAL* consultar Marks y Winstral (2001) y Davidov et al. (2004).

- SLURP

El modelo *SLURP* desarrollado por el Instituto de investigación Hidrológica Nacional de Canadá en el año 1973 en lenguaje *FORTTRAN90*, es un modelo hidrológico distribuido en el que los parámetros están relacionados con la cobertura del suelo. Los parámetros más importantes utilizados en el modelo son los coeficientes de interceptación, almacenamiento en depresiones, la rugosidad superficial, infiltración (coeficiente de conductividad hidráulica), las aguas subterráneas y las tasas de fusión de nieve. El modelo toma en cuenta los cambios en la distribución y el tipo de cubierta vegetal en el tiempo y es adecuado para estudios de cambio climático (Kite, 1995).

El modelo *SLURP* divide la cuenca hidrológicamente en subunidades conocidas como áreas de simulación agregadas (*ASA* por sus siglas en inglés). Una *ASA* no es una unidad homogénea, pero

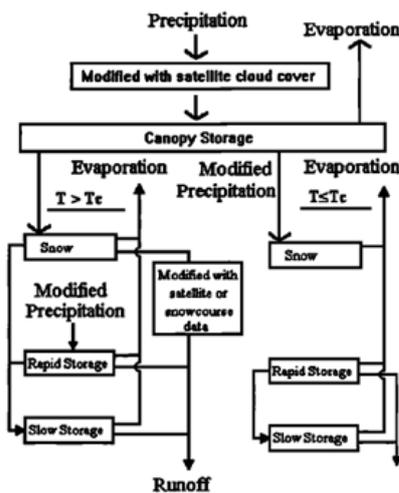


Figura 2. 17. Diagrama de flujo del modelo *SLURP* (obtenido de Kite, 1995)

si un conjunto de áreas más pequeñas con propiedades conocidas. El número de *ASA* utilizadas por el modelo dependerá del tamaño de la cuenca y las escalas de los datos disponibles.

En relación a la fusión de nieve, en la literatura revisada no se especifica si el modelo usa el balance de energía o el método *grado-día* para evaluar la fusión. Los *inputs* que requiere el modelo *SLURP* son la precipitación, la temperatura del aire, presión en la superficie, la radiación de onda corta y larga. Los *outputs* son: la *SWE* y la fusión de nieve.

Por último el modelo toma en cuenta la variación temporal del albedo considerando únicamente la edad de la nieve.

Para más información sobre el modelo *SLURP* consultar Jain et al. (1998) y Kite (1995).

- SNAP

El modelo *SNAP* del Dr. Mary Albert, usado por la *U.S. Army*, usa el balance de energía de superficie para estimar la fusión en una sola capa de nieve (M. Albert y Krajieski, 1998). Fue

desarrollado en lenguaje *FORTRAN* y comprende un total de 12 subrutinas. Los *inputs* que requiere el modelo son la precipitación, temperatura del aire, velocidad del viento, humedad, radiación de onda corta y larga. El balance de energía que realiza el modelo *SNAP* considera insignificante los intercambios de energía entre la nieve y el suelo [2.91], donde $I_{si}(1-\alpha_{top})$ es la radiación de onda corta, α es el albedo o la radiación de onda corta reflejada, I_i y I_r es la radiación de onda larga, I_{sen} flujo de calor sensible, I_{lat} flujo de calor latente y I_{conv} calor aportado por la lluvia y la nieve.

$$I_{top} = I_{si}(1-\alpha_{top}) + I_i + I_r + I_{sen} + I_{lat} + I_{conv} \quad [2.91]$$

El modelo *SNAP* incluye una nueva ecuación para determinar el volumen de flujo de agua en una capa de nieve [2.92], donde U es el flujo de agua, t es el tiempo, n es la saturación efectiva, ϕ es la porosidad de la nieve, S_{wi} es la saturación de la nieve (% de total del volumen), ρ_w densidad del agua, k es la permeabilidad de la nieve [$k = 0,077d^2 \exp(-7,8\rho_s)$], g es la aceleración de la gravedad, μ_w viscosidad del agua, x es la coordenada espacial vertical.

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -n\phi^{-1}(1-S_{wi})^{-1} \left[\frac{\rho_w k g}{\mu_w} \right]^{\frac{i}{n}} U^{1-\frac{1}{n}} \frac{\partial U}{\partial x} \quad [2.92]$$

Para la congelación dentro de la capa de nieve (X), el modelo usa una solución analítica de la ecuación de *Neumann*, que predice la profundidad de congelación en la capa de nieve [2.93], donde k_1 es la conductividad térmica de $0,3 \text{ gcm}^{-3}$ de la nieve ($0,0045 \text{ Js}^{-1}\text{cm}^{-1}\text{C}^{-1}$), T_f es la temperatura de fusión, T_s es la temperatura en la superficie de la capa de nieve, t tiempo, ρ densidad de la nieve (en medio de la capa) y l es calor latente de fusión ($333,05 \text{ Jg}^{-1}$).

$$X = \frac{2k_1(T_f - T_s)t}{\rho l} \quad [2.93]$$

Una de las limitaciones del modelo *SNAP* es que no estima la radiación tomando en cuenta la nubosidad y la pendiente del terreno.

Para más información sobre el modelo *SNAP* consultar Albert y Krajieski (1998).

- **SNTHERM**

El *SNTHERM* es un modelo numérico que simula la capa de nieve por balance de energía y masa (Jordan, 1998). Es un modelo unidimensional programado en lenguaje *FORTRAN77*, predice los cambios de los procesos de nieve y sus propiedades como la conducción de calor, la difusión de vapor, el flujo de agua líquida, la compactación, la penetración de la radiación, el cambio del albedo, el crecimiento del grano, perfiles de temperatura, la densidad de la nieve, granulometría y contenido de agua líquida.

El modelo resuelve una serie de ecuaciones en derivadas parciales mediante el uso de volúmenes de control discretizados en un esquema de diferencias finitas. Los *inputs* que requiere el modelo *SNTHERM* son: precipitación, temperatura del aire, velocidad y dirección del viento, humedad, cobertura de nubes, radiación de onda corta y larga.

El modelo calcula la radiación solar y de onda larga de la cubierta de nubes si no hay datos disponibles. Inicialmente el balance de masa y energía del modelo *SNTHERM*, se basó en el modelo de nieve de Anderson (1976) y las técnicas gravitacionales del flujo del agua dentro de la capa de nieve de Colbeck (1971), con base en lo anterior la acumulación y la fusión de una capa de nieve en el modelo *SNTHERM* están determinadas por el balance de masa y energía, este último expresado igual que para el modelo *SNAP* descrito anteriormente [2.91].

Una de las desventajas del modelo es que es muy complejo, por lo que se aleja del principio de parsimonia y se limita al uso de ciertas zonas. Sin embargo el modelo es aplicable para cualquier condición meteorológica de nevada y lluvia.

Para más información sobre el modelo *SNTHERM* consultar Jordan (1998), Cline (1997) y Williams y Cline (1999).

- **SNOWPACK**

El *SNOWPACK* es un modelo de cubierta de nieve en una dimensión que se basa en valores numéricos de elementos finitos y que es utilizando principalmente por el Instituto Federal de

Investigación de Nieve y Aludes de Suiza. Se ejecuta con datos de entrada de aproximadamente 50 estaciones meteorológicas automáticas y de nieve en los Alpes Suizos. Una de las características importantes del modelo *SNOWPACK* es que la cantidad de nieve reciente es determinada por el grosor de la nieve medido y la velocidad de la precipitación se calcula junto con una estimación de la densidad de la nieve nueva. El modelo está programado en lenguaje *C*.

Los *inputs* que requiere el modelo son: precipitación, temperatura del aire, velocidad del viento, humedad, radiación de onda corta y larga (Lehning et al., 2002). El *SNOWPACK* es multicapa e involucra muchos de los procesos de la nieve Figura 2. 18, cada capa de nieve es descrita usando tres constituyentes: hielo (θ_i), agua (θ_w) y humedad del aire (θ_a). Por definición, la fracción volumétrica está entre 0 y 1 ($\theta_i + \theta_w + \theta_a = 1$). Por lo tanto, la densidad de la nieve es calculada en función de la densidad del hielo (ρ_i), densidad el agua (ρ_w) y densidad del aire (ρ_a) [$\rho_s = \rho_i\theta_i + \rho_w\theta_w + \rho_a\theta_a$].

El modelo *SNOWPACK* utiliza cuatro ecuaciones para describir el sistema: 1) la ecuación de conservación de la energía [2.94], 2) conservación de la masa en la fase del aire, 3) conservación de la masa de la fase agua y 4) ecuación de *momentum* de la fase de hielo. Para más información sobre estas ecuaciones y sobre el modelo en general consultar Lehning et al. (2002) y Bartelt y Lehning (2002). Donde ρ_s se calcula utilizando la ecuación [2.95], c_s es la capacidad de calor específico de la nieve [2.96].

$$\rho_s(z,t)c_s(\theta,z,t)\frac{\partial T_s(z,t)}{\partial t} - k_e(\theta,z,t)\frac{\partial^2 T_s(z,t)}{\partial z^2} = Q_{pc}(z,t) + Q_{sw}(z,t) + Q_{mm}(z,t) \quad [2.94]$$

$$\rho_s c_s = \rho_i c_i \theta_i + \rho_w c_w \theta_w + \rho_a c_a \theta_a \quad [2.95]$$

$$k_e = k_i \theta_i + k_w \theta_w + k_a \theta_a \quad [2.96]$$

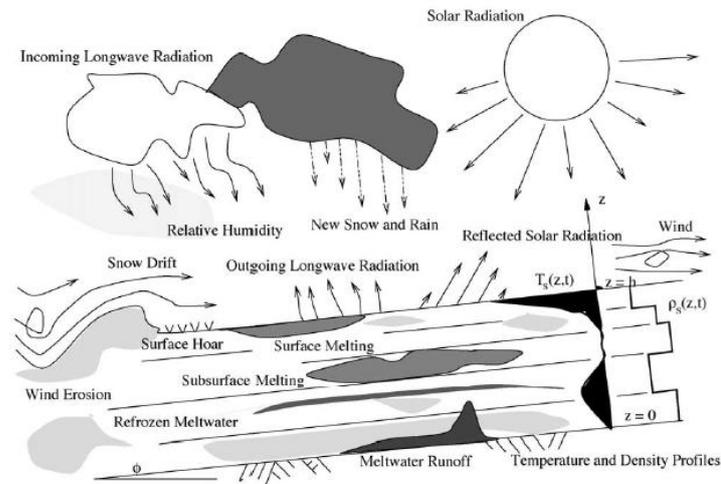


Figura 2. 18. Importantes procesos físicos en la modelación de la capa de nieve en el modelo *SNOWPACK* (obtenido de Bartelt y Lehning, 2002)

- SPONSOR

El *Semi-distributed Parameterization Scheme of the Orography-induced hydrology (SPONSOR)*. Es un modelo desarrollado por la Academia de Ciencias de Rusia y programado en lenguaje *FORTRAN*, se ocupa de todos los procesos principales que se producen en la capa de nieve y congelamiento de los suelos. En el comienzo de la temporada de frío estos procesos incluyen la acumulación de nieve en la superficie, la cobertura de la vegetación por la nieve con los correspondientes cambios del albedo y la rugosidad (Shmakin, 1998). Toma en cuenta el enfriamiento externo y el flujo de calor de las capas más profundas, congelación del agua en el suelo manteniendo la temperatura cerca del punto de congelación.

Los *inputs* del modelo son: precipitación, temperatura del aire, velocidad del viento, humedad, radiación de onda corta y larga. Los procesos involucrados y que simula el modelo son: la fusión (debido a las aportaciones de calor por lluvia, nevada y neblina); recongelación secundaria de agua de fusión en la capa de nieve; fusión en la capa superior del suelo debido al exceso de calor disponible; infiltración del agua a capas inferiores.

Para más información sobre el modelo *SPONSOR* consultar Shmakin (1998).

- SRM

El *Snowmelt Runoff Model (SRM)* desarrollado para simular y predecir el caudal diario de cuencas de alta montaña donde la fusión es un factor muy importante en la escorrentía. El modelo se ha utilizado en cuencas de *EE. UU.*, Alemania, Ecuador, España, Suiza, Japón, Australia, Reino Unido, India, Argentina, China, Canadá, Chile, Marruecos, Austria y Noruega. El modelo *SRM* utiliza como *inputs* la precipitación, la temperatura y cubierta de nieve. La producción de escorrentía originada por las lluvias y la fusión de nieve, es calculada utilizando la ecuación [2.97], donde Q es la escorrentía diaria, c_{sn} y c_{rn} coeficiente de escorrentía de fusión de nieve y lluvia, a es el factor de fusión del método *grado-día*, T temperaturas, S es la relación entre el área total y la cubierta por la nieve, P precipitación, A área de la cuenca.

$$Q_{n+1} = [c_{sn} \cdot a_n (T_n + \Delta T_n) S_n + c_{rn} P_n] \frac{A \cdot 10000}{86400} (1 - k_{n+1}) + Q_n K_{n+1} \quad [2.97]$$

En cuando a la fusión el modelo utiliza el método *grado-día* [2.98], donde a es obtenido en función de la densidad de la nieve y el agua ($a = 1,1 \cdot \rho_s / \rho_w$).

$$M = aTd \quad [2.98]$$

El modelo también usa una ecuación que considera las variables de radiación [2.99]. Donde r es una constante restrictiva del factor de fusión, m_Q es la constante de conversión de la radiación para la *SWE* ($0,026 \text{ cmd}^t$) y R es la radiación neta.

$$M = rT_d + m_Q R \quad [2.99]$$

Dentro de las limitaciones de modelo *SRM* se encuentra que no simula la congelación del agua infiltrada en la capa de nieve. Para más información sobre este modelo consultar Martinec et al. (2008).

- SSARR

El modelo *Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation (SSARR)*, desarrollado por la División Pacífico Norte (*NPD por sus siglas en inglés*) del Cuerpo de Ingenieros de *EE. UU.*, en 1956. Es

uno de los modelos usados para evaluar el escurrimiento producto de la fusión en ocho países del mundo. Utiliza el método *grado-día* al igual que el *HEC-1* [2.100], excepto que el coeficiente de fusión (C_d) puede variar durante la simulación del modelo.

$$M = C_d(T_a - T_b) \quad [2.100]$$

Donde M es la fusión de la nieve, T_a es la temperatura del aire y T_b es la temperatura base cuando ocurre la fusión ($32^\circ F$).

El modelo usa también el balance de energía por medio de la ecuación [2.101], donde $Melt$ es la fusión, k es la constante de convección-condensación (0 a 1 *dimensional*), v velocidad media del viento, P_r precipitación, T_a temperatura del aire saturado y C_1 coeficiente a dimensional usado por el modelo *HEC-1* para tomar en cuenta las variaciones de la fusión de la nieve.

$$Melt = C_1[(0,029 + 0,0084kv + 0,007P_r)(T_a - T_b) + 0,09] \quad [2.101]$$

Para más información sobre el modelo *SSARR* consultar Hwang et al. (2009).

- TETIS

El submodelo de fusión de nieve de TETIS, utiliza el método *grado-día* (*El modelo TETIS se describe en detalle en el CAPITULO 3*). Según Vélez (2003), se eligió este método por ser ampliamente utilizado por su sencillez, porque requiere poca información y es fácilmente adaptable a los modelos lluvia-escorrentía. A diferencia de la estimación de la fusión de nieve que usan otros modelos por el método de balance energético (Kraijenhoff y Moll, 1986). Según Dingman (2002), las hipótesis en las que se basa este método son:

- La energía de radiación de onda larga se puede suponer como una función lineal de temperatura del aire
- Existe una correlación entre la radiación solar y la temperatura del aire
- Durante la fusión, la temperatura de la nieve es cercana a $0^\circ C$

El submodelo de fusión de nieve de TETIS cuenta con dos componentes básicas: una es la que toma en cuenta la acumulación y la otra es la forma como se realiza la fusión. La

conceptualización del método *grado-día* de fusión de nieve dentro del modelo TETIS es definida por la ecuación [2.102] y donde la acumulación es representada por un tanque (T_0) [CAPITULO 3], donde los *inputs* son la precipitación y la temperatura. El almacenamiento de la precipitación en forma de nieve en el tanque T_0 es definido bajo la siguiente relación $D_0 = X_0$, si $T_c < T_b$. Si la precipitación es en forma de lluvia ($T_c \geq T_b$) la aportación por lluvia ($X_1 = X_0$) es incorporada directamente al sistema. Donde T_c es una temperatura crítica ($^{\circ}\text{C}$).

La nieve es almacenada en T_0 como *SWE* a nivel de celda y distribuida utilizando un mapa inicial de cubierta de nieve y el método de interpolación inverso de la distancia al cuadrado (*IDW por sus siglas en inglés*). X_1 es la aportación al sistema como lluvia (X_0) o por fusión (Y_0).

$$Y_0 = \begin{cases} M_f (T - T_b), & \text{si } T \geq T_b \\ 0, & \text{si } T < T_b \end{cases} \quad [2.102]$$

Donde Y_0 *output* de fusión de la nieve, M_f es el factor de fusión, T temperatura media/máxima diaria y T_b temperatura base.

Como se ha venido comentando M_f varía con la latitud, la elevación, la pendiente, la cobertura forestal, las condiciones atmosféricas, la época del año, propiedades físicas de la nieve y la orientación de la ladera (Vélez, 2003). El submodelo de nieve utiliza dos factores de fusión M_{f1} y M_{f2} . El primero es aplicado internamente en la fusión sin presencia de lluvia y M_{f2} con lluvia.

El submodelo de fusión de TETIS ha sido probado en la cuenca del Tajo a escala diaria como parte de un proyecto I+D (Un Modelo de Predicción de Crecidas Para el S.A.I.H. de la Confederación Hidrológica del Tajo), obteniéndose buenos resultados, en la presente tesina el modelo es aplicado a escala horaria y evaluado a escala diaria.

- TOPKAPI

El *Topographic Kinematic Approximation and Integración (TOPKAPI)*, es un modelo hidrológico distribuido de base física, con una simple y parsimoniosa parametrización. Es un modelo lluvia

escorrentía basado en la idea de combinar la cinemática con la topografía de la cuenca (Ciarapica y Todini, 2002). Para más información sobre conceptualización del modelo *TOPKAPI* consultar: Ciarapica y Todini (2002); Liu y Todini (2002); Bartholmes y Todini (2005) y Vischel et al. (2008). En cuanto al módulo de fusión de nieve que utiliza el modelo *TOPKAPI*, utiliza la radiación estimada mediante mediciones de la temperatura del aire.

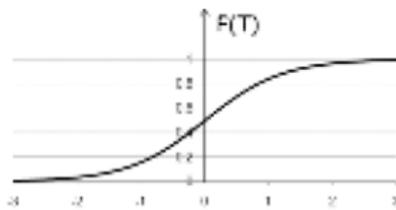
Los *inputs* son la precipitación, la temperatura y la radiación usada en el módulo de evapotranspiración. La estimación de la radiación usando el *DEM* se realiza por reconversión del calor latente y el calor sensible por medio del factor conversión C_{er} [2.103], donde: C_{er} es el factor de conversión, T_0 temperatura de fusión del hielo (273 °K), T temperatura del aire.

$$C_{er} = 606,5 - 0,695 T - T_0 \quad [2.103]$$

Dado la importancia del albedo en la fusión de la nieve, se aplica un factor de eficiencia de $\eta_{al} = 0,6$ para cielo claro y $\eta_{al} = 0,8$ para cielos nublados [2.104]. Con el coeficiente η_{rad} se toma en cuenta la eficiencia de la radiación, depende de la posición de sol y la pendiente del terreno. Para la estimación de la radiación el modulo de fusión del modelo *TOPKAPI* usa la ecuación [2.104], donde: Rad radiación, η_{al} factor de eficiencia del albedo, η_{rad} eficiencia del factor de radiación, ET_0 evapotranspiración potencial.

$$Rad = 2\eta_{al}\eta_{rad} [606,5 - 0,695 T - T_0] ET_0 \quad [2.104]$$

El porcentaje de precipitación líquida es calculada por medio de la función de la temperatura del aire [2.105] (Figura 2. 19).



$$F(T) = \frac{1}{1 + e^{-\frac{T-T_s}{\sigma}}} \quad [2.105]$$

Donde: $\sigma = 0,3$ (obtenido por experimentación), T_s (271 a 275 °K). Se representa la frecuencia de precipitaciones de registros históricos en función de la temperatura del aire.

Figura 2. 19. Porcentaje de precipitación líquida para $T_s=0$ del modelo *TOPKAPI*

En la estimación de la masa ($Z_{t+\Delta t}^*$), el módulo de

modelo *TOPKAPI* utiliza la altura equivalente en masa de agua (Z_t), estimada con un simple balance de masa [2.106], donde: P es la precipitación, C_{si} calor específico del hielo, C_{lf} calor latente de fusión de agua, C_{sa} calor específico del agua.

En la caso de la energía ($E_{t+\Delta t}^*$), está es estimada utilizando la ecuación [2.107], calculando el aumento o disminución del total de energía en un Δt .

$$Z_{t+\Delta t}^* = Z_t + P \quad [2.106]$$

$$E_{t+\Delta t}^* = E_t + Rad + C_{si}T \cdot [1 - F_T] \cdot P + [C_{si}T_0 + C_{lf} + C_{sa}(T - T_0)] \cdot P \cdot F_T \quad [2.107]$$

En la estimación de la fusión de nieve (R_{sm}), si el total de energía disponible es menor o igual a la requerida para mantener el total de masa en la fase solida a T_0 ($C_{si}Z_{t+\Delta t}^*T_0 \geq E_{t+\Delta t}^*$), la $E_{t+\Delta t}^*$ disponible no es suficiente para fundir la parte de nieve acumulada y por lo tanto $R_{sm} = 0$ [2.108], donde R_{sm} es la fusión de nieve. Si la energía total disponible es mayor que la requerida para mantener la masa total en la fase solida a T_0 , esto significa que parte de la nieve acumulada se funde, y por lo tanto, el balance de energía queda de la siguiente manera [2.109], y R_{sm} , $Z_{t+\Delta t}^*$ y $E_{t+\Delta t}^*$ se calcula con las ecuaciones [2.110].

$$\begin{cases} R_{sm} = 0 \\ Z_{t+\Delta t} = Z_{t+\Delta t}^* \\ E_{t+\Delta t} = E_{t+\Delta t}^* \end{cases} \quad [2.108]$$

$$C_{si} Z_{t+\Delta t}^* - R_{sm} T_0 = E_{t+\Delta t}^* - C_{si}T_0 + C_{lf} R_{sm} \quad [2.109]$$

$$\begin{cases} R_{sm} = \frac{E_{t+\Delta t}^* - C_{si}T_0 Z_{t+\Delta t}^*}{C_{lf}} \\ Z_{t+\Delta t} = Z_{t+\Delta t}^* - R_{sm} \\ E_{t+\Delta t} = E_{t+\Delta t}^* - C_{si}T_0 + C_{lf} R_{sm} \end{cases} \quad [2.110]$$

- UEB

El modelo Balance de Energía de *Utah (UEB por sus siglas en inglés)*, desarrollado en lenguaje *FORTRAN* por David G. Tarboton, Charlie H. Luce, Tanveer G. Chowdhury y Tom H. Jackson, para la predicción de las tasas de fusión de una capa de nieve. Es un modelo que utiliza una representación concentrada de la nieve con dos variables de estado inicial: *SWE* y el contenido de energía que utiliza al cambiar de estado.

Los *inputs* que requiere el modelo son: precipitación, temperatura del aire, velocidad del viento, humedad, presión en la superficie, radiación de onda corta y larga. El modelo realiza los cálculos basados en la física de la radiación, del calor latente, sensible y los intercambios de calor advectivo.

Los *outputs* del modelo son flujos de fusión, actualización de las variables de estado, temperatura de la superficie y los flujos de energía y masa de la nieve.

Existen otros modelos que se han desarrollado para diferentes usos pero que sin embargo modelan fusión de nieve y que aparecen en la literatura. Con la finalidad de simplificar se muestran en la Tabla 2. 5 algunos datos importantes.

Tabla 2. 5. Muestra algunas características de los modelos de fusión encontrados en la literatura. Para más información sobre estos se proporciona una referencia

Nombre del modelo	Desarrollador	Método	1er año usado	<i>inputs</i>	<i>outputs</i>	Lenguaje	Referencia
MAPS/RUC	NOAA/ERL/FSL	B.E	1997	*Pr, Ta, Ws, Hu, SW, LW, Cl	*SWE, dp, Ms, As, Fs	FORTRAN	Smirnova et al. (1997)
INM	Instituto Nacional de Meteorología (ahora AEMET) Madrid	B.E	1997	Pr, Ta, Ws, Hu, SW, LW	SWE, lq, Ts	FORTRAN90	Essery et al. (1999)
MAR	Institut de Recherches pour le Developpement, France	B.E	1997	Pr, Ta, Ws, Hu, SW, LW, Ps	SWE, dp, lq, p, Ts	FORTRAN77	Gallée y Duynkerke (1997)
MOSAIC		B.E	1992	Pr, Ta, Ws, Hu, SW, LW, Ps	SWE, Fs	FORTRAN	
NCEP/OH/OSU CAPS	Environmental Modeling Center (NCEP)	B.E	1996	Pr, Ta, Ws, Hu, SW, LW, Ps	SWE, Ts, p, Psn, Ms	FORTRAN90	Chen et al. (1997)
RAMS	Great Lakes Environmental Research Laboratory (NOAA)	B.E	1994	Pr, Ta, Ws, Hu, SW, LW, Ps	SWE, Ts, Psn, Ms	FORTRAN	McQueen et al. (1997)

Continuación **Tabla 2.5.**

RGM	Lab - Dept. of Geography - University of Basel, Suiza	B.E	1997	$Pr, T_a, W_s, H_u, Cl, P_s$	C_v	IDL	
SEMS	Departamento de Ciencias Atmosféricas de la Universidad del Estado de Colorado	B.E	1990	$Pr, T_a, W_s, W_d, H_u, SW, LW, Cl, P_s$	C_v, M_s	FORTRAN	Liston y Sturm (1997)
SOIL	Department of Soil Science, Suecia	B.E	1979	$Pr, T_a, W_s, H_u, SW, LW, R_n, Cl$	d_p, SWE, T_s, ρ, F_s	FORTRAN	Jansson y A. Gustafson (1987)
SPS	Laboratorio National de Lawrence Livermore EE. UU.	B.E	1992	$Pr, T_a, W_s, H_u, SW, LW, P_s$	SWE, M_s, l_s, T_s	FORTRAN	Jinwon Kim et al. (1998)
SSiB	Departamento de Geografía de la Universidad de Maryland EE. UU.	B.E	1989	$Pr, T_a, W_s, H_u, SW, LW$	d_p, M_s, F_s	FORTRAN	Schlosser et al. (2010)
TSCM1	Instituto de Geografía de la Universidad de Tohoku, Japon	B.E	1989	$Pr, T_a, W_s, H_u, SW, LW$	F_s, l_q	FORTRAN y BASIC	Kondo y Yamazaki (2010)
TSCMM	Instituto de Geografía de la Universidad de Tohoku, Japon	B.E	1997	$Pr, T_a, W_s, H_u, SW, LW$	SWE, F_s, M_s	FORTRAN	Yamazaki (2001)
PRMS	U.S. Geological Survey			Pr, T_a, SW	SWE, M_s		Flügel y Lüllwitz (1993)
HYDROTEL	INRS-EAU	G.D		Pr, T_a, SW, LW	SWE, d_p, l_q		Fortin et al. (2001)

* **B.E** balance de energía, **G.D** método grado-día, P_r precipitación, T_a temperatura del aire, T_{dp} temperatura del punto de rocío, W_s velocidad del viento, W_d dirección del viento, H_u humedad, SW radiación de onda corta, LW radiación de onda larga, R_n radiación neta, Cl cobertura de nubes, P_s presión en la superficie, SWE altura equivalente de agua, d_p profundidad de la nieve, M_s fusión, A_s acumulación de nieve, F_s flujos de energía consumidos en la fusión, l_q contenido de agua líquida de la nieve, T_s temperatura de la superficie de la nieve, ρ densidad, P_{sn} nevada, C_v cubierta de nieve, l_s contenido de agua en el suelo y T_g temperatura en el suelo.

2.6.2. Modelos estocásticos

En relación a la utilización de métodos estocásticos en la modelación hidrológica y en la fusión de nieve, estos modelos se han utilizado tradicionalmente para estimar o pronosticar el volumen de escurrimiento producto de la fusión de nieve o hielo. Dentro de los trabajos encontrados en la literatura se pueden citar a Haltiner y Salas (1998), que emplearon un modelo estocástico de series temporales tipo *ARMAX* o modelos de funciones de transferencia para predecir el escurrimiento producto de la fusión de nieve, y mostraron que el *SRM* puede ser visto como un caso particular dentro de esta clase de modelos estocásticos lineales. Los

modelos *ARMAX* proporcionaron mejores resultados de predicción con menos parámetros que el modelo *SRM*.

Otro trabajo interesante es el realizado por Kuchment y Gelfan (1991) en el que utilizaron el método de *Monte-Carlo* combinando con un modelo físicamente basado para la simulación de la escorrentía producto de la fusión de nieve obteniendo buenos resultados. Los autores concluyen que la aplicación del método de *Monte Carlo* combinado con métodos numéricos para la solución de ecuaciones diferenciales para la descripción de un proceso dinámico en un sistema hidrológico lleva a cantidades de cálculo muy considerables, sin embargo, teniendo en cuenta la capacidad computacional que existe eso no es ningún problema. Hanes (1975) combinó también un modelo determinístico con un modelo estocástico para la predicción de la escorrentía producto de la fusión de nieve.

2.6.3. Redes neuronales

Las redes neuronales (*ANN* por sus siglas en inglés), se han utilizado de manera multidisciplinar en diferentes áreas del conocimiento, y en la modelación del proceso nival no podría ser la excepción. Estas han provocado mucha polémica, la cual no es finalidad de la presente tesina por lo que el objetivo de este apartado es sólo mostrar algunos de los trabajos realizados como referente para quien resulte interesado. En la revisión bibliográfica realizada se encontraron trabajos que simulan diferentes componentes del proceso de fusión por medio de *ANN*. Dentro de estos trabajos se pueden citar el de Tedesco et al. (2004) en donde por medio de una *ANN* se simuló las *SWE* y la profundidad de la nieve. Los autores concluyen que los resultados generados con la *ANN* en general, son superiores o compatibles a los obtenidos con otros enfoques. Otro trabajo es el realizado por Caiping y Yongjian (2009), en el que se modeló por medio de *ANN*, el glaciar de *Keqikaer* en la ladera sur del monte *Tuomuer* al oeste de China, utilizando como datos de entrada la velocidad del viento, las precipitaciones, la temperatura del aire, la radiación y la temperatura del suelo. Los autores concluyen que las *ANN* pueden simular el proceso de la escorrentía producto de la fusión de los glaciares bastante bien y que las variables meteorológicas utilizadas modelaron con éxito el glaciar. Para más información sobre la aplicación de las *ANN* consultar Morid et al. (2002), Adamowski (2008) y Takala et al. (2008).

3. Descripción conceptual del modelo hidrológico distribuido TETIS

Existen numerosas formas y metodologías para modelar el comportamiento del agua dentro de las cuencas naturales. Los modelos distribuidos conceptuales son una herramienta útil que permite simular las crecidas de forma sencilla y eficiente, siempre y cuando se utilice una escala espacial adecuada (Vélez, 2003). En este capítulo se describe de manera general la conceptualización del modelo TETIS, herramienta usada para la modelación hidrológica en la presente tesina. Según Vélez et al. (2009), TETIS es un modelo conceptual hidrológico distribuido, capaz de simular de manera continua los principales componentes del ciclo hidrológico.

El modelo ha sido probado satisfactoriamente en diferentes escenarios climatológicos en cuencas de España y Francia (Vélez, 2001; Vélez et al., 2002a; Vélez et al., 2002b y Francés et al., 2007). Fue desarrollado por el Grupo de Hidráulica e Hidrología del Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia (DIHMA-UPV) [Vélez et al., 2009]. Es un modelo eventual lluvia-escorrentía, según Francés et al. (2007) simula la producción de escorrentía en cuencas naturales realizando un balance hídrico a nivel de celda. Modela fusión de nieve, laminación de embalses y traslación de los caudales en

los cauces empleando el modelo de onda cinemática geomorfológica que es una simplificación de la ecuación de *Saint Venant*.

El modelo utiliza un esquema conceptual que incluye seis tanques de almacenamiento conectados verticalmente para simular la producción de escorrentía, y tres niveles para la propagación horizontal de los caudales (Vélez y Francés, 2005).

3.1. Conceptualización de la producción de escorrentía

La conceptualización de tanques que usa TETIS (Figura 3. 1), es producto del éxito que ha tenido en modelos agregados continuos como: *STANFORD*, Sacramento Soil Moisture

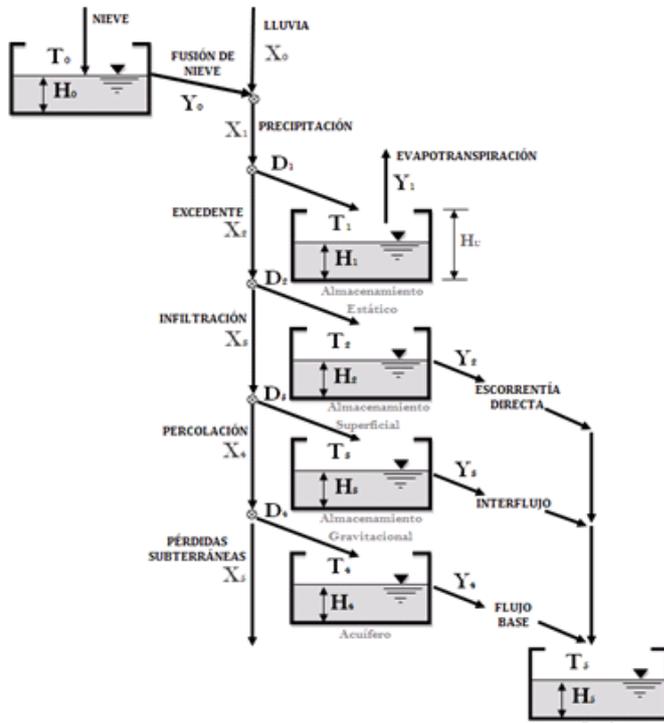


Figura 3. 1. Esquema conceptual del movimiento vertical a nivel de celda del modelo TETIS (tomada de Vélez et al., 2009)

TETIS, está constituido por seis tanques (T_{0-5}), seis variables de estado inicial (H_{0-5}), cinco flujos de salida (Y_{0-4}) y cinco nodos de control que dan lugar a: dos flujos *input* (X_0 y Y_0),

Accounting (*SAC-SMA*) [Sorooshian et al., 1993], desarrollados en EE. UU., el modelo japonés *TANK* (Huang et al., 2007), el modelo Chino *XINANJANG* (Hapuarachchi et al., 2001), el francés *GR-3J* (Aubert et al., 2003), el Danés *NAM* (Henrik Madsen et al., 2002), el modelo Suizo *HBV* (Harlin, 1991b), el modelo australiano *SFB* (Sumner et al., 1997 y Boughton, 2005). Así como en modelos distribuidos (*Waflood*, *DVSM*, *SLURP*, etc.). Cada tanque representa el almacenamiento y movimiento del agua en ladera (manto de nieve, estático, de superficie y gravitacional), cauce y acuífero (Francés et al., 2007).

En conclusión, el esquema conceptual de producción de escorrentía de

cuatro flujos salida nodo y entrada a tanque (D_{1-4}) y cinco flujos salida nodo que no entran a tanque (X_{1-5}).

Más detalles sobre la descripción del esquema conceptual del movimiento vertical aparecen en (Vélez, 2001 y 2003, Francés et al., 2007 y Vélez et al., 2009). A continuación se describe cada uno de los tanques del esquema conceptual de TETIS.

3.1.1. Fusión de nieve (T_0)

El tanque T_0 (Figura 3. 1), corresponde al almacenamiento de altura equivalente de agua (*SWE por sus siglas en inglés*), producto de las nevadas. La precipitación es considerada como nieve y es añadida a T_0 , si la temperatura del aire es inferior a una temperatura crítica (T_c), según DeWalle y Rango, (2008) es muy común usar T_c entre 0°C y 2°C . La nieve y la temperatura son interpoladas en cada celda, utilizando el método *IDW* (Francés et al., 2007).

Para el proceso de fusión TETIS utiliza el método *grado-día*. Este método se implementó en TETIS básicamente porque normalmente no se dispone de información completa de radiación solar neta, energía sensible, energía latente, calor del suelo y energía advectiva (Vélez, 2003).

El caudal proveniente de la fusión de la nieve (Y_0), y el caudal por lluvia (X_0) forman la esorrentía total producto de la precipitación (X_1).

3.1.2. Almacenamiento estático (T_1)

El tanque T_1 (Figura 3. 2), representa a las abstracciones iniciales (intercepción por cobertura vegetal, almacenamiento del agua en depresiones y retención por fuerzas capilares) [Francés et al., 2007]. Según Vélez (2001 y 2003), representa el agua que transita por la cuenca y que sale únicamente por evapotranspiración. En el modelo TETIS, T_1 es representado por el parámetro de capacidad de almacenamiento estático del suelo (H_u). El T_1 considera las siguientes variables: X_1 *input* por lluvia (X_0) o nieve (Y_0) en un Δt , H_1 volumen en el tanque de almacenamiento estático ($H_{1,t+\Delta t} = H_{1,t} - Y_{1,t}$), H_e capacidad máxima del tanque, $Y_{1,t}$ *output*

por evapotranspiración en un Δt . D_1 , derivación al almacenamiento estático en un Δt . Para determinar $D_{1,t}$ TETIS considera las siguientes restricciones (Vélez, 2001): por conservación de masa no ingresa más agua que la que existe en el conducto distribuidor ($X_{1,t} : D_{1,t} \leq X_{1,t}$),

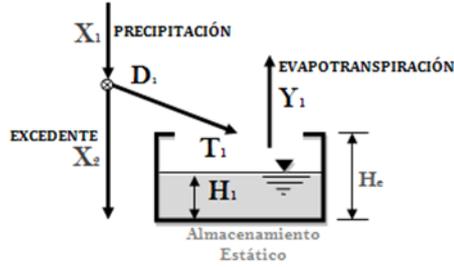


Figura 3. 2. Tanque de Almacenamiento Estático (T_1) del modelo TETIS

H_e no almacena más que su capacidad disponible ($D_{1,t} \leq H_e - H_{1,t-\Delta t}$) y restricción por capacidad de infiltración ($H_e - H_{1,t-\Delta t}$).

En cuanto a las salidas por evapotranspiración (Y_1), el modelo según Vélez (2001), calcula la evapotranspiración real (ETR), por medio del valor potencial (ETP) y considera que no puede ser mayor que el agua disponible en H_1 por medio de la ecuación [3.1], Donde b_1 parámetro (0,5-1), para más información

consultar Michel (1989), Bergström (1995) y Singh y Dickinson (1975).

La variación temporal de la ETR es a través del factor de vegetación o índice de cobertura vegetal (λ_v), calculado con la ecuación [3.2].

$$Y_{1,t} = \text{Min} \left\{ \left(ETP \left(\frac{H_{1,t-\Delta t}}{H_e} \right)^{b_1} \right), H_{1,t-\Delta t} \right\} \quad [3.1]$$

$$Y_1 = \text{Min} [ETP \cdot \lambda_v \cdot t \cdot FC_2, H_1], t = 1, \dots, 12 \quad [3.2]$$

El excedente X_2 , es determinado de acuerdo a la ecuación de continuidad ($X_{2,t} = X_{1,t} - D_{1,t}$), para ello el modelo TETIS utiliza la ecuación.

$$X_2 = \text{Máx} [0, X_1 - H_u \cdot FC_1 + H_1] \quad [3.3]$$

3.1.3. Almacenamiento superficial y escorrentía directa (T_2)

El tanque T_2 (Figura 3. 3), representa el agua que se encuentra en la superficie y es susceptible de moverse superficialmente por la ladera (escorrentía directa) o de infiltrarse a un nivel

inferior (Vélez, 2003). Según Francés (2007), el tiempo de residencia en T_2 debe de ser coherente con la magnitud real de las pendientes dentro de la cuenca.

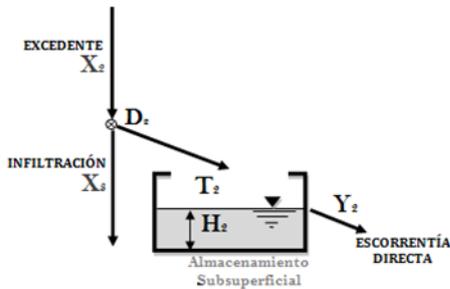


Figura 3. 3. Tanque de almacenamiento superficial y escorrentía directa (T_2) del modelo TETIS

El T_2 considera las siguientes variables: X_2 *input* por excedente del T_1 [3.3], D_2 derivación al T_2 en un Δt ($D_{2,t} = X_{2,t} - X_{3,t}$). La salida por infiltración (X_3), según Vélez (2003), está relacionado con la conductividad hidráulica (k_s) del estrato superior del suelo. X_3 es calculada con la ecuación $X_3 = \text{Min } X_2, \Delta t \cdot k_s$. La *output* por escorrentía directa (Y_2), es determinado por medio de la expresión $H_{2,t} - H_{2,t-\Delta t} = D_{2,t} - Y_{2,t}$ y afectado por un coeficiente de descarga (α), el cual es variado espacial y temporalmente con

respecto a la pendiente del terreno.

3.1.4. Almacenamiento gravitacional e interflujo (T_3)

El tanque T_3 del modelo TETIS (Figura 3. 4), representa el almacenamiento gravitacional e

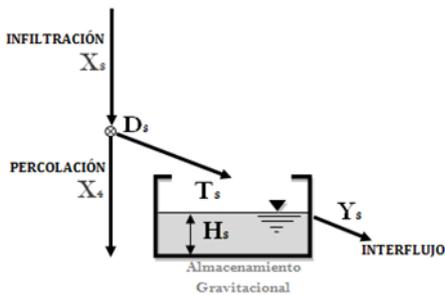


Figura 3. 4. Tanque de almacenamiento gravitacional e interflujo (T_3) del modelo TETIS

interflujo del suelo entre la capacidad de campo y la saturación (Francés et al., 2007). El T_3 está estrechamente relacionado con las características geológicas de las capas inferiores del suelo, representado por la conductividad hidráulica del estrato rocoso (k_p) [Vélez, 2003]. El T_3 considera las siguientes variables: X_3 *input* por infiltración, D_3 derivación al T_3 en un Δt ($D_{3,t} = X_{3,t} - X_{4,t}$). X_4 , *output* por percolación es calculado por medio de la ecuación.

$$X_4 = \text{Mín } X_3, \Delta t \cdot k_p \quad [3.4]$$

Las salidas por interflujo (Y_3) son evaluadas por la ecuación $Y_3 = \alpha \cdot H_3$, donde el coeficiente de descarga (α) es calculado con la ecuación [3.5], que toma en cuenta las variación espacial y temporal al emplear diferentes valores de conductividad hidráulica horizontal del suelo (K_{ss}) [Vélez, 2003].

$$\alpha = 1 - \frac{\Delta t}{k_{ss} \cdot \Delta t + \Delta x} \quad [3.5]$$

3.1.5. Almacenamiento subterráneo y flujo base (T_4)

El tanque T_4 (Figura 3. 5), representa el almacenamiento subterráneo y el flujo base. Según Vélez (2003), el volumen de agua que durante un intervalo de tiempo ingresa por percolación (X_4),

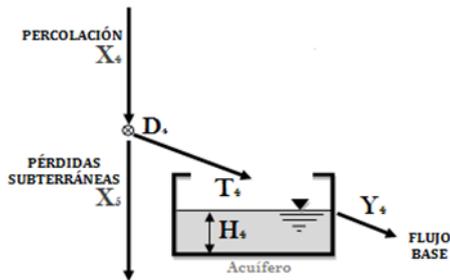


Figura 3. 5. Tanque de almacenamiento subterráneo y flujo base (T_4) del modelo TETIS

tiene la posibilidad de que una cantidad de agua siga hacia las pérdidas subterráneas (X_5), y que el resto sea derivado hacia el tanque T_4 . En el tanque T_4 intervienen las siguientes variables: X_4 input por percolación, ecuación [3.4]. X_5 pérdidas subterráneas, expresadas como una función de la capacidad de percolación profunda de la roca (k_{pp})

[3.6].

$$X_5 = \text{Mín } X_4, \Delta t \cdot k_{pp} \quad [3.6]$$

El modelo TETIS utiliza la relación $Y_4 = \alpha \cdot H_4$, para estimar las salidas (Y_4), del tanque T_4 , donde α , representa el coeficiente de descarga del T_4 , el cual es determinado con la ecuación [3.5], afectado por la conductividad horizontal del estrato rocoso (k_b).

3.2. Conceptualización de la propagación del flujo

Según Francés et al. (2007), el movimiento horizontal del flujo en TETIS ocurre separado en dos fases. En la primera fase, la escorrentía directa, interflujo y flujo base están definidos por

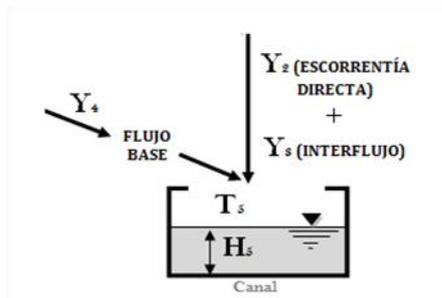


Figura 3. 6. Canal de propagación del flujo en cauces (T_5) del modelo TETIS

una malla de tanques de tres capas conectados entre sí, en donde el movimiento del agua es hacia el correspondiente tanque aguas abajo, siguiendo las direcciones del flujo propuestas por el DEM, hasta alcanzar la red principal de drenaje.

La segunda fase corresponde al movimiento del flujo sobre la red de cauces. T_5 , más que tanque realiza la función de canal para traslación de los *outputs* Y_2 , Y_3 , Y_4 (Figura 3. 6). Para la

propagación en cauces, el modelo TETIS emplea la onda cinemática geomorfológica (OCG). La OCG fue propuesta por Vélez (2001), al combinar la onda cinemática que es una simplificación de la ecuación de Saint Venant donde son despreciados los términos correspondientes a los efectos inerciales y de presión en la ecuación de conservación de la energía, con las características hidráulicas de los cauces obtenidos con base en parámetros propios de la cuenca que se extraen de la información geomorfológica.

El modelo TETIS establece la forma de la sección de cada uno de los cauces que conforman la red a partir de relaciones de geometría hidráulica, las cuales fueron propuestas por Leopold y Madock (1953), quienes relacionaron las dimensiones de la sección de flujo [profundidad (y), ancho (w) y la velocidad (v)] con el caudal en el cauce (Q) mediante ecuaciones de tipo potencial ($y = b \cdot Q^\beta$), ($w = c \cdot Q^\alpha$) y ($v = p \cdot Q^\lambda$) [Vélez, 2003].

Según Francés y Múnera (2008), el modelo TETIS emplea nueve parámetros geomorfológicos: k , a_1 , c_d , c_n , ϕ , α_1 , α_2 , θ y ζ . Los cuales intervienen en el cálculo de: área acumulada de la cuenca y caudal a sección llena ($\Lambda = k \cdot Q_b^\theta$); ancho de la sección transversal a sección llena y caudal a sección llena ($w_b = a_1 \cdot Q_b^{\alpha_1}$); ancho de la sección transversal y caudal de estación ($w = Q^{\alpha_2}$); diámetro del sedimento, pendiente y profundidad del flujo $d = c_d \cdot y_s^{\theta}$ y Coeficiente de rugosidad y diámetro del sedimento $n = c_n \cdot d^\zeta$ (Francés y Múnera, 2008).

3.3. Resultados del modelo TETIS

Los *outputs* que proporciona el modelo TETIS resultado de las simulaciones y que han sido usados para estudios de avenidas, inundaciones, vegetación en varios temas doctorales son:

- Caudales en estaciones de aforo y otros sitios de interés
- Las principales características de los embalses, dadas por: nivel, volumen, caudal de entrada al embalse y caudal de salida
- La precipitación media dentro de la cuenca
- La evolución media en toda la cuenca de los diferentes flujos verticales, horizontales y los estados de almacenamiento en los diferentes tanques
- El volumen medio de nieve en la cuenca
- Así mismo, se obtiene un valor final para las variables de estado y un mapa con la distribución espacial de la nieve al finalizar el episodio

Al modelo TETIS se le han incluido herramientas que permiten visualizar la ubicación espacial de la estaciones empleadas en la simulación, la lluvia acumulada en la cuenca, la distribución espacial de los distintos almacenamientos en el suelo al finalizar la simulaciones, la variación temporal de los almacenamientos y la diferentes componentes del flujo.

4. Descripción del Proyecto Comparación de Modelos Distribuidos para la predicción de avenidas

El Proyecto Comparación de Modelos Distribuidos (*DMIP por sus siglas en inglés*) dirigido por la *National Oceanic and Atmospheric Administration's National Weather Service (NOAA/NWS)*, es un proyecto originado en el año 2000, por iniciativa de la *NOAA/NWS*, para la predicción de avenidas. La *NOAA/NWS* opera 13 centros de predicción de ríos (*RFC*), en los *EE. UU.*, con el objetivo de evitar la pérdida de vidas y desastres causados por las inundaciones (Vélez, 2001). En la predicción de avenidas la *NOAA/NWS* utiliza el sistema *National Weather Service River Forecast System (NWSRFS)*, este consta de tres modelos conceptuales (Vélez, 2003): el modelo agregado lluvia-escorrentía *Sacramento Soil Moisture Accounting (SAC-SMA)*, un modelo de humedad de suelo, el *SAC-SMA* modificado y un modelo de traslación para la propagación. Dada la evolución de los Sistemas de Información Geográfica (*SIG*) y el crecimiento exponencial de los ordenadores (Smith et al., 2003), la *NOAA/NWS* busca incorporar la modelación hidrológica distribuida dentro del *NWSRFS*, usando los resultados obtenidos en el *DMIP*, cuyos objetivos son: comparar por medio de los casos de estudio propuestos los diferentes modelos distribuidos y agregados, para resolver preguntas sobre la variabilidad de

la lluvia y los efectos de esta sobre la respuesta de la cuenca. Según Smith et al. (2003), el *DMIP* se planteó inicialmente las siguientes preguntas:

- ¿Los modelos distribuidos pueden aumentar la precisión en las simulaciones en comparación con los modelos agregados?
- ¿Qué grado de complejidad es necesaria en el modelo para mejorar los resultados?
- ¿Qué nivel de esfuerzo es necesario para la calibración de un modelo distribuido?
- ¿Qué mejoras se deben realizar para perfeccionar los resultados de los modelos distribuidos no calibrados frente a los modelos agregados?
- ¿Qué características debe reunir una cuenca para que se pueda aplicar un modelo distribuido o un modelo agregado?
- ¿Cuáles son los efectos de la variabilidad espacial de las lluvias en los casos de estudio del *DMIP*?

Para solucionar las preguntas planteadas, la *NOAA/NWS* invitó a la comunidad académica, agencias federales e instituciones internacionales a participar en el *DMIP*. El *DMIP* se dividió en dos etapas:

- a) Etapa I (*DMIP1*). Utilizando como casos de estudio las cuencas del río *Illinois*, río *Blue* y río *Elk*. Esta primera etapa concluyó en agosto del 2004 y participaron un total de 12 instituciones de Dinamarca, China, Nueva Zelanda y *EE. UU.* (Smith et al., 2003).
- b) Etapa II (*DMIP2*). En esta etapa se continuó simulando los casos de estudio *Illinois*, *Blue* y *Elk*, con la incorporación de información meteorológica proveniente de radar (*NEXRAD*¹). Para más información sobre estos casos consultar Dávila et al. (2009). Asimismo, se incorporaron dos casos más, correspondientes a las cuencas de alta montaña de los ríos American y Carson. Casos de estudio de la presente tesis.

4.1. Descripción del *DMIP2*

El Proyecto Comparación de Modelos Distribuidos segunda fase (*DMIP2*), fue diseñado entorno a dos objetivos: continuar la investigación y analizar las preguntas de las pruebas

¹ El *Next Generation Radar (NEXRAD)*, es una red de 159 radares meteorológicos de alta resolución en *EE. UU.* Los radares detectan precipitaciones y movimiento del viento y son operados por la *NWS* de la *NOAA*. La nomenclatura de los radares es *Weather Surveillance Radar*, 1988, *Duppler (WSR-88D)*.

realizadas en el *DMIP1* y probar los diferentes modelos distribuidos y agregados en cuencas hidrológicas más complejas en las montañas del Oeste de los *EE. UU.*, cuya característica es la presencia de nieve. Los participantes registrados para la *DMIP2* en enero de 2007 son:

- Thian Yew Gan, U. Alberta, Canadá (*modelo CRR*)
- Mauro DiLuzio, Texas Ag. Ex Station, and Jeff Arnold, *ARS* (*modelo SWAT*)
- Alireza Safari and Hilaire DeSmedt, Vrije U. of Brussels (*Modelo especial hidrológico distribuido WetSpa*)
- Jayantha Obeysekera, South Florida Water Management District (pending)
- Murugesu Sivapalan, U. Illinois
- Kuniyoshi Takeuchi, University of Yamanashi, Japan (modelo hidrológico semidistribuido *BTOPMC*)
- David Hartley, *NW* Hydraulic Consultants
- Jean Vieux, Vieux and Associates (*VfloTM*)
- Eldho Iype, IIT, Bombay, India
- Dennis Lettenmaier, Andrew Wood, U. Washington
- Vazken Andreassian, France (*GRAJ*)
- George Leavesley, *USGS*, Denver CO (*PRMS*)
- Soroosh Sorooshian, *UCI*
- Hoshin Gupta, U. Arizona
- Gulied Artan, *USGS*, Sioux Falls, *SD*
- *NOAA/NWS* Hydrology Laboratory
- Xu Liang, U. California, Berkeley
- Konstantine Georgakakos, *HRC*
- Martyn Clark, U. Colorado/*CIRES*
- John England, *USBR* and *BAMS*
- Witold Krajewski, U. Iowa (precip analysis)
- Neil McIntyre, Barbara Orellana, Imperial College London
- Terri Hogue, *UCLA*
- Dag Lohmann, Risk Management Solutions
- Alain Rousseau, *INRS-ETE*, Canadá (*modelo HYDROTEL*)
- Yi Zheng, Tsinghua University, Beijing, China
- Ken Mitchell, *NCEP*
- Jasper Vrugt, Los Alamos National Lab
- Li Lan, Wuhan University, China.
- Christa Peters-Lidard, *NASA* Goddard

- David Tarboton, Utah State U.
- Alexey Sokolov, Russia
- Ezio Todini, University of Bologna, Italy (*modelo TOPKAPI*)
- Félix Francés, Universidad Politécnica de Valencia (UPV), España (*modelo TETIS*)

4.2. Interés por participar en el DMIP²

Es importante mencionar que los interés del Grupo de Hidráulica e Hidrología (GHH), del Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia (DIHMA-UPV), en participar en el *DMIP²* con el modelo distribuido TETIS son: en primer lugar aprovechar la información proporcionada por *NOAA/NWS* y probar el modelo en los casos de estudio señalados anteriormente con la finalidad de conocer la posición del modelo TETIS frente a los demás modelos participantes. En segundo lugar analizar el funcionamiento del submodelo de fusión de nieve de TETIS en las cuencas de alta montaña propuestas e identificar mejoras al mismo. Y por último participar y contribuir con la comunidad científica en las reuniones que organiza la *NOAA/NWS* anualmente, sobre las diferentes cuestiones en torno al tema de la modelación distribuida.

4.3. Información proporcionada por la NOAA/NWS

La *NOAA/NWS*, creó un espacio dentro de su sitio web (<http://www.nws.noaa.gov/>), donde puso a disposición de los participantes, información concerniente a las zonas de estudio del proyecto *DMIP* en sus dos fases. Para el *DMIP²* la *NOAA/NWS* proporcionó la siguiente información (<http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/dmip/2/>):

- Información de carácter descriptivo sobre *DMIP²*
- Modelo Digital de Elevación (*DEM por sus siglas en inglés*)
- Información de texturas suelos (*SSURGO*³ y *STATSGO*³)

² La *Soil Survey Geographic (SSURGO)*, es una base de datos geográficos de suelo producidos y distribuidos por la *Natural Resources Conservation Service (NRCS)* de la *National Cartography and Geospatial Center (NCGC)* [<http://soils.usda.gov/>].

³ El *State Soil Geographic (STATSGO)*, es también una base de datos de la *NRCS* cuya diferencia con la *SSURGO* es la resolución y el grado de detalle.

- Datos de caudales (*USGS*⁴)
- Datos de evaporación potencial (*NOAA*)
- Datos de precipitación (*NEXRAD*)
- Datos de temperatura (*NEXRAD*)
- Información de vegetación (*DGUM*⁵)
- Datos de cobertura de nieve (*NOHRSC*⁶)
- Datos de Altura Equivalente de Agua (*SWE por sus siglas en inglés*) [*SNOTEL*⁷]
- Información de hidrografía

4.4. Casos de estudio

Las cuencas del río *American* y río *Carson* se localizan en Sierra Nevada *EE. UU.* Entre los estados de California y Nevada [longitud 118°-124° W y latitud 38°-40° N] y (Figura 4. 1). Según Simpson et al. (2004), a pesar de que estas cuencas están geográficamente cerca, sus regímenes hidrológicos son bastante diferentes debido a su elevación media y a su ubicación. La cuenca del río *Carson* tiene un área 8,084 *km*² (Carroll et al., 2000), es una cuenca con una altura de 2,417 metros y un régimen dominado completamente por la nieve. El área de la cuenca del río *American* es de 4,740 *km*² (Shamir y Georgakakos, 2007), y una elevación de 1,270 metros, 1,147 metros por debajo de la cuenca del río *Carson*.

Según Jeton et al. (1996), los caudales monitoreados en los desagües de ambas cuencas por precipitación (lluvia), son menores que los generados por la combinación de lluvia y fusión de nieve.

⁴ La *United States Geological Survey (USGS)*, es la agencia científica del gobierno de los *EE. UU.* encargada de proporcionar información confiable para describir y comprender la tierra y minimizar pérdidas humanas y materiales producto de desastres naturales. La agencia atiende cuatro disciplinas: biología, geología, geografía e hidrología (<http://www.usgs.gov/>).

⁵ El *Department of Geography, University of Maryland (DGUM)* [<http://www.geog.umd.edu/>].

⁶ *National Operational Hydrologic Remote Sensing Center (NOHRSC)* de la *NWS* es la encargada de proporcionar observaciones y productos cartográficos de nieve para *EE. UU.* (<http://www.nohrsc.nws.gov/>).

⁷ *Snow Telemetry (SNOTEL)*, es un sistema automático de nieve compuesto por sensores de clima operados por la *National Resources Conservation Service (NRCS)* en los *EE. UU.* [<http://www.wcc.nrcs.usda.gov/snow/>]. Proporcionan datos de contenido de agua de la nieve, precipitación, temperatura, profundidad, velocidad del viento, radiación solar, humedad y presiones atmosféricas. En *EE. UU.* hay 600 estaciones *SNOTEL* ubicadas generalmente en cuencas de alta montaña.

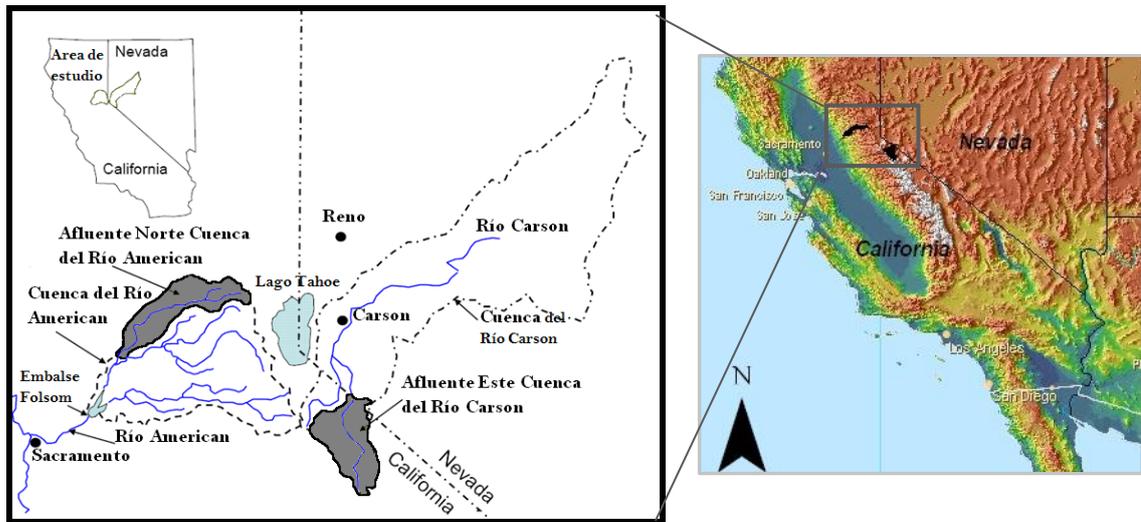


Figura 4. 1. Localización de las cuencas del río *American* y río *Carson* en Sierra Nevada, así como los casos de estudio: afluente norte de la cuenca río *American* y afluente este de la cuenca del río *Carson*. Ubicadas entre los límites del estado de California y Nevada de EE. UU., (obtenido de Jeton et al., 1996)

La NOAA/NWS propuso para el DMIP2 utilizar como casos de estudio las subcuencas afluente norte del río *American* con un área de 886 km^2 y afluente este del río *Carson* con un área de 922 km^2 (Figura 4. 1). En adelante se referida a estas como subcuenca del río *American* y subcuenca del río *Carson*.

La precipitación es dominada para ambas subcuencas por los efectos orográficos, con una precipitación media anual 560 mm (*Carson*) y 813 mm (*American*) a los 393 msnm , 1244 mm (*Carson*) y 1651 mm (*American*) a los 1676 msnm (Jeton et al., 1996). La precipitación se produce en su mayoría en forma de nieve para la subcuenca del río *Carson*, mientras que para la subcuenca del río *American* como lluvia, nieve o la combinación de ambas.

El período de invierno comprende seis meses (noviembre-abril) [Pandey et al., 1999], presentándose las mayores precipitaciones entre noviembre y enero. Las temperaturas en la subcuenca del río *Carson* varían entre los $0\text{-}14^\circ\text{C}$ y para la subcuenca del río *American* entre los $3\text{-}18^\circ\text{C}$.

En cuanto a la cobertura vegetal la subcuenca del río *Carson* presenta pastizales en las partes más altas y bosques de coníferas en las zonas de menor altitud. La subcuenca del río *American* presenta una cobertura vegetal formada por bosques de pino-encino, arbustos, pastizales. Los

suelos en las subcuencas están compuestos principalmente de arena y arcilla (*Carson*) y de suelos franco arcillosos y franco arenosos (*American*). La geología de la subcuenca del río *Carson* incluye rocas volcánicas y granodioritas. La subcuenca del río *American* incluye rocas metasedimentarias y granodioritas (Jeton et al., 1996).

Para más información relacionada con las cuencas de estudio consultar Dettinger et al. (2004); Schaake et al. (2007); Shamir y Georgakakos (2007) y Carroll et al. (2000).

5. Información geográfica, datos y parámetros para la modelación con TETIS

El primer paso en la aplicación de un modelo distribuido es la estimación inicial de parámetros a escala de celda. La distribución espacial de la mayor parte de los datos de entrada al modelo TETIS se expresan mediante mapas de parámetros, algunos de los cuales se derivan directamente del *DEM* (Francés y Múnera, 2008). Además, el modelo TETIS requiere para representar los componentes del ciclo hidrológico datos, información y parámetros. Los datos o *inputs* son series hidrometeorológica compuestas por lluvia, nieve, temperatura, caudales y ETP. La información de entrada al modelo como ya se ha comentado es el *DEM* y los mapas de pendientes, direcciones de flujo y celdas acumuladas. Estos mapas permiten representar las características geomorfológicas y relaciones topológicas en la red de drenaje (Francés y Múnera, 2008). Los mapas de parámetros son el almacenamiento estático H_u , conductividades hidráulica del suelo y substrato rocoso (K_s y K_p). En este capítulo se describe como se determinó la información que requiere el modelo TETIS para los dos casos de estudio, utilizando las herramientas *ArcGis* e *Interface Description Language (IDL)*.

5.1. Modelo Digital de Elevación

La topografía es reconocida como un factor determinante en la respuesta de las cuencas hidrográficas de montaña a un evento de precipitación (Kirkby y Chorley, 1967; Dunne et al., 1975; O'Loughlin, 1981; Beven y Kirkby, 1979; Beven y Wood, 1983). Define los efectos de la gravedad en el movimiento del agua en la cuenca y por lo tanto influye en muchos aspectos del sistema hidrológico (Wolock y Price, 1994). En la presente tesina la topografía de los casos de estudio es representada por un Modelo Digital de Elevación (*DEM*), a partir del cual se obtuvo la hidromorfometría de las cuencas. Un *DEM* se define como una estructura numérica que representa la distribución espacial de la altitud de la superficie del terreno (Martínez et al., 2005).

La *NOAA/NWS*, proporcionó el *DEM* para las cuencas de estudio (subcuenca del río *American* y río *Carson*), en dos diferentes resoluciones: un arco-segundo (30 metros, escala 1:80,000) [<http://seamless.usgs.gov/index.php>] y 15 arco-segundo (421 metros, 1:1.250.000). En el caso del *DEM* de 15 arco-segundos, la *NOHRSC* lo obtuvo por remuestreo del *DEM* de tres arco-segundos (90 metros; escala 1:250.000). La *NOAA/NWS* dejó a libre elección de los participantes el uso de cualquiera de los *DEMs*, tanto para el proyecto *DMIP1* como para *DMIP2*. La fuente de los *DEMs*, es el *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)* de la *USGS*. El *SRTM* fue un proyecto conjunto entre la *National Aeronautics and Space Administration (NASA)*, la *National Geospatial-Intelligence Agency (NGA)*, el Centro Aeroespacial de Alemania (*DLR*) y la Agencia Espacial de Italiana (*ASI por sus siglas en inglés*) creado con el objetivo de obtener *DEMs* a una escala mundial (Rabus et al., 2003). Los *DEMs* fueron proporcionados en formato *raster*⁸, en coordenadas geográficas (latitud y longitud), por lo que un primer paso fue georeferenciarlas a la proyección *Albers Equal Area Conic USGS Datum NAD 83* (Tabla 5. 1). Esta proyección es recomendada por la *NOAA/NWS*, para el *DMIP2*, debido a que es una de las más utilizadas por la *USGS* y el *Hydrologic Engineering Center (HEC)* en la producción de cartografía de *EE. UU.*

⁸ Los archivos *raster* son imágenes formadas por una cuadrícula donde cada celda o pixel tiene asignado un número de acuerdo al atributo de la superficie que representa.

Tabla 5. 1. Parámetros de la proyección *Albers Equal-Area Conic*, usados en la georreferenciación de la información espaciales

Parámetros	Valor
1er paralelo estándar:	29,50 N
2do paralelo estándar:	45,50N
Longitud del meridiano central:	96,00W
Latitud de la proyección original:	23,00 W
Falso Este:	0,00
Falso Norte:	0,00
Datum:	NAD83
Unidades:	Metros

Un segundo pasó consistió en obtener a partir de los *DEMs* (1 y 15 arc-seg) [Figura 5. 1], la delimitación de las cuencas de los casos de estudio, tomando como puntos de desagües: la estación ubicada al norte del embalse *Folsom* (38,936 N y 121,023 W) para la subcuenca del río *American* y las estaciones de *Markleeville CA* (38,715 N y 119,764 W) y *Gardnerville NV* (38,485 N y 119,704 W) para la subcuenca del río *Carson*. Para observar la influencia del tamaño de celda en la cuantificación del área de las subcuencas, se compararon estas con las áreas oficiales proporcionadas por la *NOAA/NWS* (Tabla 5. 2)

Lo anterior por que según Beven (1995), la macroescala en la modelación hidrológica es inadecuada para representar los procesos hidrológicos de largos periodos. Kuo et al. (1999), en su artículo titulado “*Effect of grid size on runoff and soil moisture for a variable-source-area hydrology model*”, concluye que la desviación en las simulación aumenta con el tamaño de celda, sin embargo, señala que el costo computacional decrece proporcionalmente el cuadrado del tamaño de celda. Con base en lo anterior y tomando en cuenta el costo computacional en el proceso de optimización y las diferencias entre áreas, las cuales no superan el 1,26% (Tabla 5. 2), se ha decidido utilizar los *DEMs* de 15 arc-seg (421 metros) para ambos casos de estudio. Con la correspondiente corrección en la producción de escorrentía y las observaciones al evaluar el funcionamiento del modelo.

Además, de lo anteriormente expuesto, el modelo TETIS se ha implementado a escala espacial de 400 metros en otras cuencas de España y Francia obteniéndose buenos resultados (Francés et al., 2002; Vélez et al., 2002 y Francés et al., 2007).

Tabla 5. 2. Análisis realizado comparando las áreas de la *USGS*, con las áreas de la subcuencas obtenidas a partir de los *DEM*s proporcionados por la *NOAA/NWS*

Estación de aforo	Clave	Área	Área	Diferencia		Área	Diferencia	
		USGS (Km ²)	DEM1 30 m (Km ²)	(USGS — DEM1) (Km ²)	(%)	DEM2 421m (Km ²)	(USGS — DEM2) (Km ²)	(%)
<i>Embalse Afluente Norte del lago Clementine CA</i>	11427000	885,5	882,97	2,53	0,29	875,64	9,86	1,11
<i>Markleeville, CA</i>	10308200	714,8	716,72	1,92	0,27	723,93	9,13	1,26
<i>Gardnerville, NV</i>	10309000	922	925,9	3,9	0,42	928,15	6,15	0,67

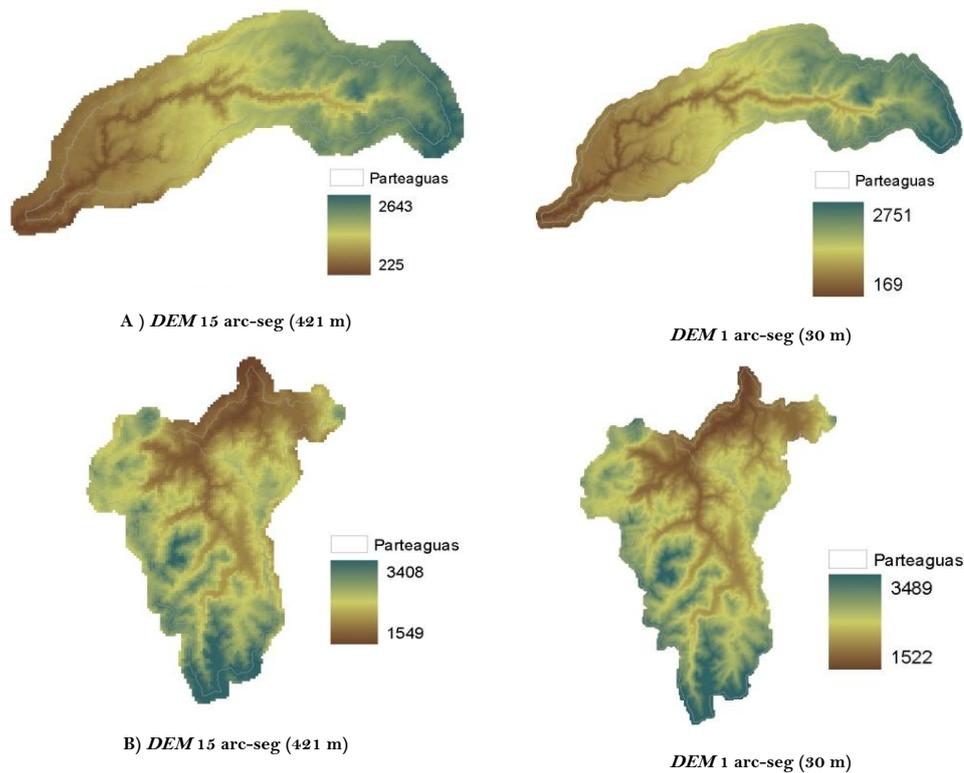


Figura 5. 1. Modelos Digitales de Elevación proporcionados por la *NOAA/NWS* (421 metros y 30 metros tamaño de celda). Para las subcuencas del río *American* (A) y *Carson* (B). Usados en el análisis de áreas mostrado en la *Tabla 5.2*

5.1.1. Mapas derivados del DEM

Los mapas de entrada al modelo TETIS derivados del *DEM* son: el mapa de pendientes, direcciones de flujo y celdas acumuladas, determinados para la ambas subcuencas (*Figura 5. 2*). Estos mapas permiten representar las características geomorfológicas de las cuencas y relaciones topológicas en la red de drenaje.

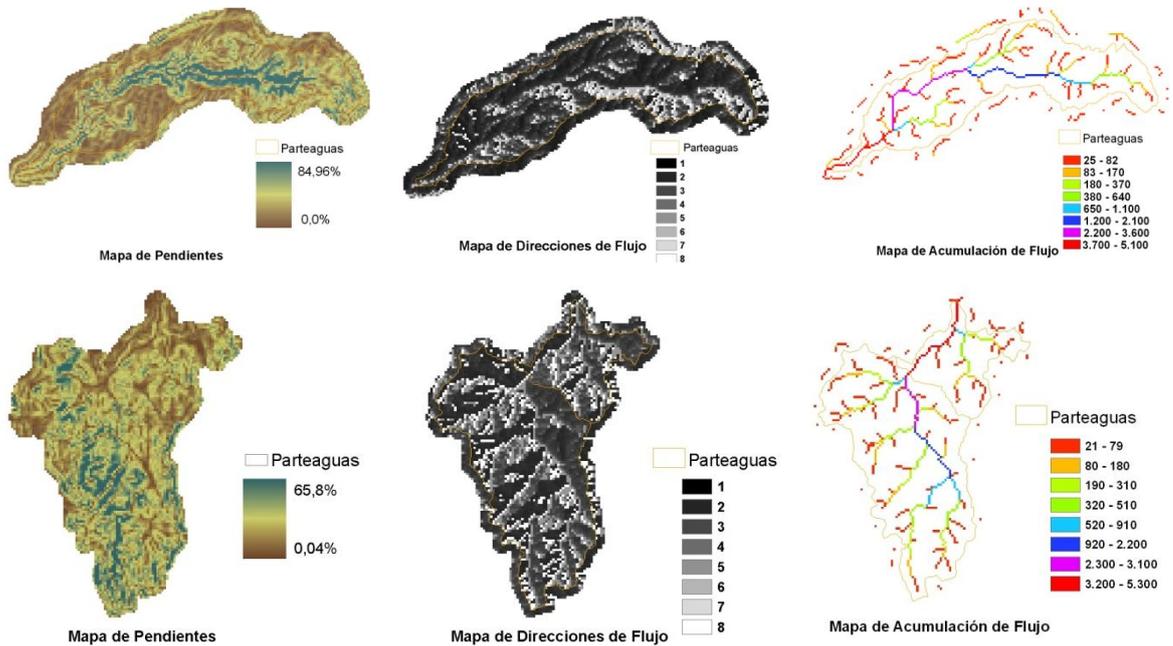


Figura 5. 2. Mapas derivados de los *DEMs* (421 metros): mapa de pendientes, direcciones de flujo y acumulación de flujo. Para las subcuencas del río *American* y río *Carson* y usados en el modelo TETIS

5.2. Mapas de parámetros hidráulicos del suelo

El modelo de producción de escorrentía del modelo TETIS (*CAPITULO 3*), cuenta con nueve parámetros, calculados internamente por el modelo en función del *DEM* y tres mapas de parámetros (H_u , k_s y k_p). A continuación se describe como fueron obtenidos los parámetros H_u , k_s y k_p para la modelación hidrológica con TETIS.

5.2.1. Mapa capacidad de almacenamiento estático del suelo (H_u)

Para determinar el mapa del parámetro del suelo H_u , que representa en el modelo TETIS (I_1) a las abstracciones iniciales y el contenido de agua útil o almacenamiento capilar del suelo (H_{util}) [Francés y Múnera, 2008]. Se utilizaron los siguientes datos geográficos, en formato raster proporcionados por la *NOAA/NWS*: mapa de pendientes (Figura 5. 2), mapa de ocupación del suelo (*DGUM*), mapa de texturas del suelo (*SSURGO* y *STATSGO*) y mapa de profundidades (Figura 5. 3). En el caso de los mapas de ocupación y texturas de suelo fueron

proporcionados a una resolución espacial de un kilómetro, para solucionar este problema debido a que el modelo requiere homogeneidad espacial de los datos, se realizó una desagregación a la escala de estudio (421 m). El mapa de profundidades del suelo se dedujo en función de los 11 estratos u horizontes que componen el mapa de texturas y la clasificación de Miller y White (1998).

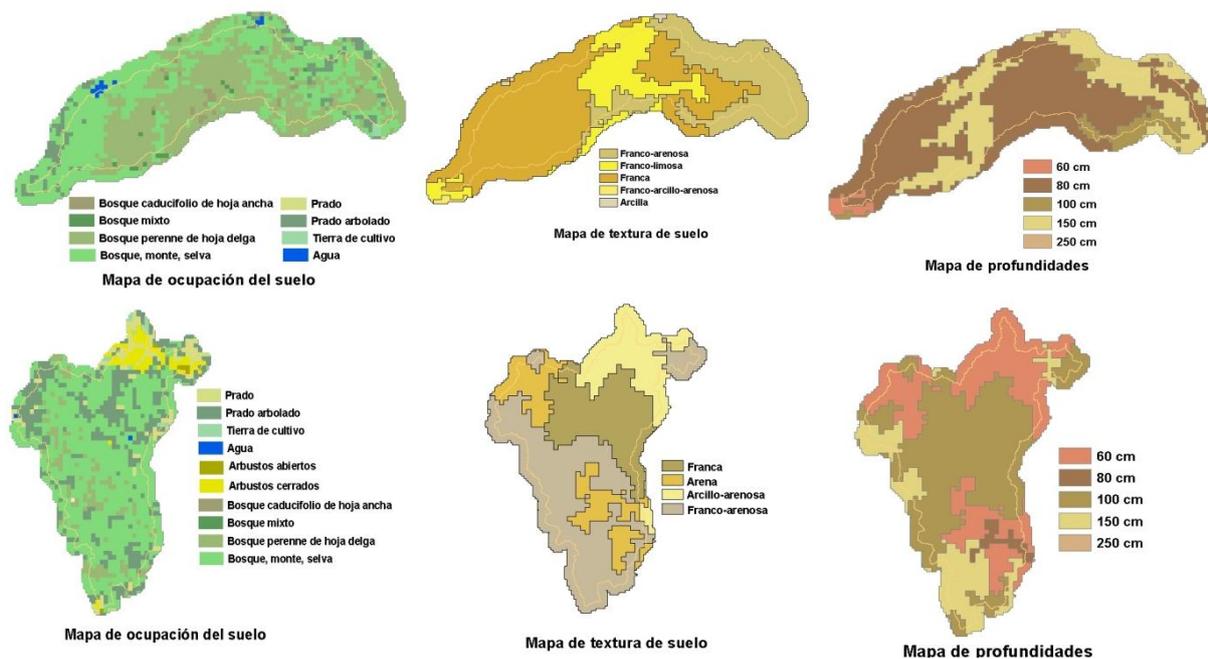


Figura 5. 3. Mapas de ocupación y texturas de suelos de las subcuencas del río *American* y río *Carson* proporcionados por la *NOAA/NWS* para el *DMIP2*. Mapa de profundidades de suelo. El mapa de texturas es un ejemplo localizado entre 20-30 *cm* de los 11 horizontes proporcionados

El primer paso para determinar H_u , consistió en calcular H_{util} utilizando la ecuación [5.1], donde la capacidad de campo (CC) y el punto de marchites permanente (PMP), se obtuvieron con el programa *Soil Water Characteristics (SWC)*, que permite estimar la características hidrodinámicas del suelo con base a las variables de texturas del suelo y materia orgánica (MO) [Saxton y Rawls, 2006], ρ profundidad del horizonte del suelo considerado, ρ_b densidad aparente del suelo seco y ρ_w densidad del agua. El *SWC* fue desarrollado por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (*USDA* por sus siglas en inglés).

En la Tabla 5. 3 se muestran los valores obtenidos de *CC* y *PMP* con diferentes porcentajes de *MO*.

$$M_{util} = \frac{\rho_b \cdot P \cdot CC - PMP}{\rho_w \cdot 100} \quad [5.1]$$

Tabla 5. 3. Muestra los valores de *CC* y *PMP* obtenidos de *SWC* de la *USDA*, usados para el cálculo de almacenamiento capilar del suelo

Textura	MO=0%		MO=1%		MO=2%		MO=3%		MO=4%		MO=5%	
	PMP % Vol	CC % Vol										
Arena	1,6	5,8	2,7	7,2	3,8	8,6	5,0	10,1	6,1	11,6	7,3	13,3
Areno-franca	3,0	8,5	4,1	9,9	5,1	11,4	6,2	12,9	7,3	14,4	8,3	16,0
Franco-arenosa	5,8	14,4	6,7	15,8	7,6	17,2	8,5	18,6	9,4	20,1	10,3	21,6
Franco-limosa	9,0	27,0	9,6	28,2	10,2	29,4	10,7	30,6	11,3	31,8	11,9	33,0
Limosa	4,7	28,1	5,3	29,5	6,0	30,9	6,6	32,3	7,2	33,8	7,9	35,2
Franca	11,0	23,8	11,6	25,0	12,3	26,1	12,9	27,3	13,6	28,5	14,2	29,7
Franco-arcillo-arenosa	16,7	25,9	17,4	26,9	18,0	27,9	18,6	28,8	19,2	29,8	19,8	30,8
Franco-arcillo-limoso	20,4	37,0	20,6	37,4	20,9	37,7	21,1	38,1	21,3	38,5	21,6	38,9
Franco-arcillosa	20,4	33,6	20,7	34,2	21,1	34,7	21,5	35,3	21,8	35,9	22,2	36,5
Arcillo-limosa	26,6	41,4	26,6	41,2	26,7	41,1	26,7	41,0	26,8	40,9	26,9	40,8
Arcilla	29,0	41,8	29,2	41,7	29,3	41,6	29,4	41,6	29,5	41,5	29,6	41,4
Arcillo-arenosa	23,9	34,8	24,3	35,3	24,7	35,8	25,1	36,3	25,5	36,8	25,8	37,3

El segundo paso consistió en determinar las abstracciones iniciales producto de la intercepción por cobertura vegetal (*hojas, tallos y troncos*) y almacenamiento en depresiones. Para ello se utilizaron como base los valores de almacenamiento e intercepción propuestos por Francés y Múnera, (2008) [Tabla 5. 4].

En las Tabla 5. 5 y Tabla 5. 6 se muestran los valores asignados de almacenamiento e intercepción para ambos casos de estudio, asumiendo debido a que no se cuenta con más información que la cobertura vegetal de la cuenca de los ríos Saja-Besaya (Francés y Múnera, 2008), y los casos de estudio presentan estructuras de follaje muy parecidos.

Tabla 5. 4. Muestra los valores asignados a las abstracciones iniciales por cobertura vegetal (almacenamiento e intercepción) tomado de (Francés y Múnera, 2008)

Clave	Descripción	Almacenamiento (mm)	Intercepción (mm)
1,2,3	Bosque	4,5	9
4,5	Pastos o hierbas	6	3
6	Suelos desnudo	1	0
7	Urbano alta densidad	5	1
8	Urbano baja densidad	3	2
9	Agua	0	0

Tabla 5. 5. Muestra los valores asignados a las abstracciones por almacenamiento e intercepción a la subcuenca del río *American*

Clave	Nombre	Almacenamiento (<i>mm</i>)	Intercepción (<i>mm</i>)
0	Agua	0	0
1	Bosque perenne de hoja delgada	4,5	9
4	Bosque caducifolio de hoja ancha	4,5	9
5	Bosque mixto	4,5	9
6	Bosque, monte, selva	4,5	9
7	Prado arbolado	6	3
10	Prado	6	3
11	Tierra de cultivo	1	1

Tabla 5. 6. Muestra los valores asignados a las abstracciones por almacenamiento e intercepción a la subcuenca del río *Carson*

Clave	Nombre	Almacenamiento (<i>mm</i>)	Intercepción (<i>mm</i>)
0	Agua	0	0
1	Bosque perenne de hoja delgada	4,5	9
4	Bosque caducifolio de hoja ancha	4,5	9
6	Bosque, monte, selva	4,5	9
7	Prado arbolado	6	3
8	Arbustos cerrados	6	3
9	Arbustos abiertos	5	2
10	Prado	6	3
11	Tierra de cultivo	1	1

El último paso fue determinar las abstracciones por irregularidades del terreno que generan encharcamiento. Estas abstracciones están directamente relacionadas con la pendiente del terreno. Para evaluarlas se usó el criterio de Francés y Múnera, (2008), que establece que los terrenos completamente horizontales pueden almacenar hasta 10 *mm* de lluvia y a partir de aquí el almacenamiento se reduce con una tasa constante de 1,25 *mm* por cada porcentual, hasta llegar a ser nulo para pendientes mayores al 8%.

En la Figura 5. 4 se muestra el mapa del parámetro H_u , resultado de la suma de las abstracciones iniciales y H_{util} mencionadas anteriormente.

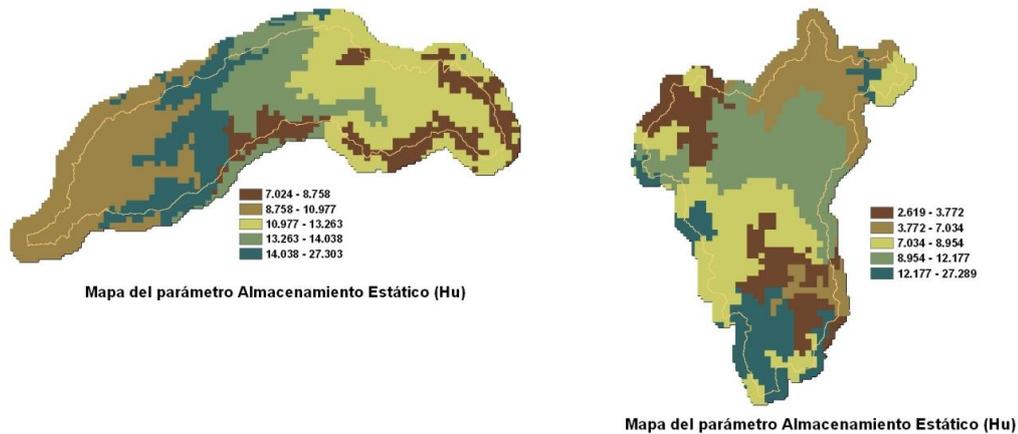


Figura 5. 4. Mapas del parámetro de almacenamiento estático ($\text{mm} \cdot 100$), para las subcuencas del río *American* y río *Carson*

5.2.2. Mapa conductividad hidráulica del suelo (k_s)

La conductividad hidráulica de un suelo, es un coeficiente que describe la capacidad de los materiales del suelo para permitir el paso del agua de un punto a otro en términos cuantitativos (Puricelli, 2003). Esta es representada en el modelo TETIS por el mapa del parámetros k_s , interviene en los procesos de infiltración e interflujo (Vélez, 2003). Se obtuvo a partir del *SWA* variando el contenido de *MO* y estableciendo los siguientes porcentajes de contenido de arena y arcilla (Tabla 5. 7).

Tabla 5. 7. Muestra los porcentajes de arena y arcilla usados en el *SWA*, para obtener las conductividades hidráulicas del suelo. Para los dos casos de estudio

Textura	Arena (%)	Arcilla (%)
Arena	90	4
Areno-franca	82	6
Franco-arenosa	65	10
Franco-limosa	21	14
Limosa	7	6
Franca	42	18
Franco-arcillo-arenosa	60	28
Franco-arcillo-limoso	10	34
Franco-arcillosa	33	34
Arcillo-limosa	7	45
Arcilla	28	49
Arcillo-arenosa	51	40

En los valores de k_s obtenidos del *SWA* (Tabla 5. 8), se observa una disminución a medida que aumenta el dominio de los materiales finos, por lo que, materiales finos tienen menor

conductividad hidráulica. Se muestra también un incremento asociado con el contenido de *MO*.

Las texturas del estrato superior del suelo (0-5 cm), se distribuyen de la siguiente manera: en la subcuenca del río *Carson* con un 82% de textura areno franca, 17% franco-arenosa y 1% franca. Para la subcuenca del río *American* 60,4% franca, 38,7% franco arenosa y 0,9% franco limosa.

Tabla 5. 8. Muestra los valores de k_s obtenidos para porcentajes de *MO* (0-5%). Considerando únicamente la textura y sin tomar en cuenta la estructura del suelo

Textura	MO=0%	MO=1%	MO=2%	MO=3%	MO=4%	MO=5%
	Ks (cm/h)	Ks (cm/h)	Ks (cm/h)	Ks (cm/h)	Ks (cm/h)	Ks (cm/h)
Arena	12,174	11,797	11,962	12,355	12,878	13,488
Areno-franca	8,163	8,442	8,872	9,402	10,007	10,675
Franco-arenosa	3,738	4,214	4,746	5,336	5,985	6,693
Franco-limosa	0,595	0,963	1,45	2,068	2,832	3,756
Limosa	0,412	0,85	1,491	2,361	3,489	4,903
Franca	0,989	1,295	1,657	2,078	2,564	3,119
Franco-arcillo-arenosa	0,577	0,655	0,739	0,83	0,929	1,035
Franco-arcillo-limoso	0,179	0,308	0,485	0,717	0,991	1,375
Franco-arcillosa	0,215	0,297	0,398	0,519	0,662	0,829
Arcillo-limosa	0,15	0,235	0,345	0,484	0,656	0,863
Arcilla	0,055	0,072	0,093	0,117	0,145	0,177
Arcillo-arenosa	0,099	0,112	0,127	0,142	0,159	0,177

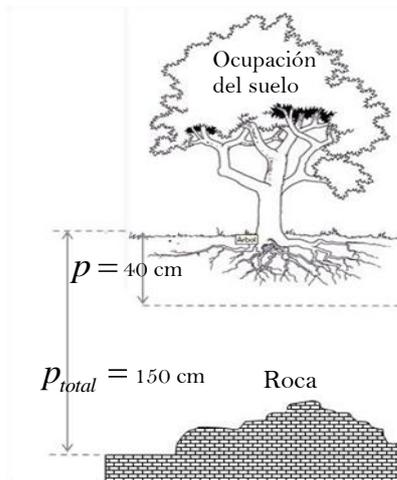


Figura 5. 5. Esquema del perfil del suelo, se indica la profundidad del estrato superior considerado para los procesos de infiltración e interflujo

En la determinación del mapa del k_s se usó las conductividades asociadas a un porcentaje de *MO* (Tabla 5. 8). Y los cinco primeros horizontes de textura (0-5, 5-10, 10-20, 20-30 y 30-40 cm) al considerar 40 centímetros de estrato superior del suelo (Figura 5. 5). El k_s representativo a nivel de celda en el modelo TETIS se determinó usando la ecuación [5.2].

$$k_s = \sum k_{si} \cdot p_i / p \quad [5.2]$$

Donde k_s conductividad hidráulica del suelo saturado en el total del perfil del suelo, k_{si} conductividad hidráulica del suelo saturado del

horizonte i , p_i profundidad del horizonte i y p profundidad total del perfil del suelo seleccionado.

En la Figura 5. 6 se muestra el mapa del parámetro k_s resultante para la subcuenca del río American y río Carson usados en el modelo TETIS.

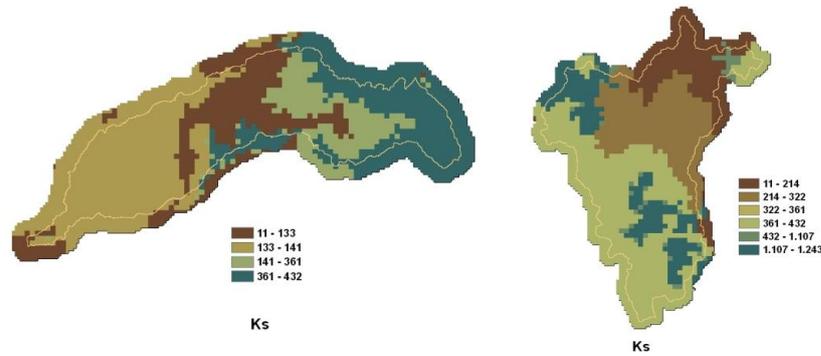


Figura 5. 6. Mapas del parámetro de conductividad hidráulica del suelo saturado ($cmh^{-1} * 100$), para las subcuencas del río American y río Carson

5.2.3. Mapa de conductividad hidráulica del substrato rocoso (k_p)

El parámetro K_p , representa a las características hidrodinámicas de las capas inferiores del suelo. Según Vélez, (2003), la percolación, las pérdidas subterráneas y la velocidad del flujo base son los procesos físicos que dependen del k_p .

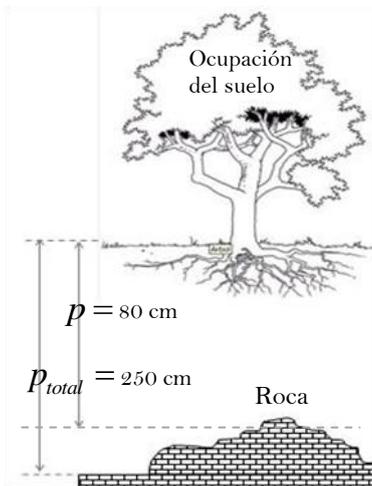


Figura 5. 7. Esquema del perfil del suelo, se indica la profundidad del estrato inferior considerado para el cálculo de k_p

El mapa del parámetros k_p se determinó considerando los valores de conductividad hidráulica de las texturas de suelo (Tabla 5. 8), por debajo de 80 centímetros, incluyendo el horizonte conformado por roca por arriba de los 250 centímetros de profundidad (Figura 5. 7). Debido a que no se cuenta con información litológica de las subcuencas de estudio se propuso asignar el valor de $0,01 \text{ cmh}^{-1}$ con base a la literatura geológica de (Puricelli, 2003), lo cual equivaldría a tener rocas ígneas metamórficas, basaltos, areniscas poco

consolidadas o rocas carbónicas fracturadas. En la Figura 5. 8, se muestra el mapa del parámetro de conductividad hidráulica en el substrato rocoso obtenido aplicando la ecuación [5.2], para las subcuencas del río American y río Carson.

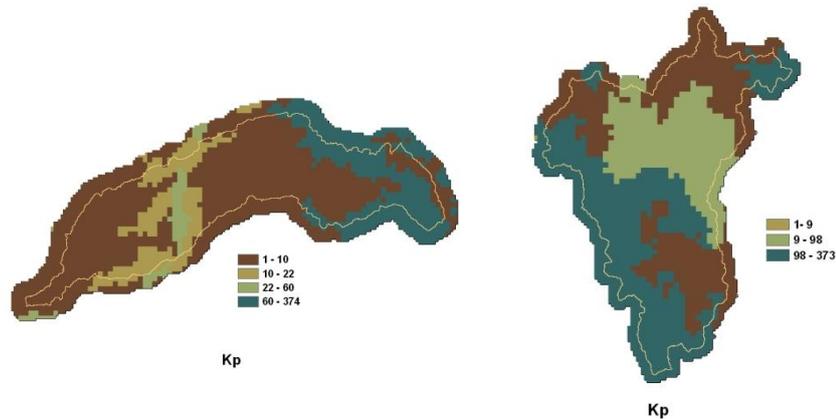


Figura 5. 8. Mapas del parámetro de conductividad hidráulica del substrato rocoso ($cmh-1*100$), para las subcuencas del río *American* y río *Carson*

5.3. Índice de cobertura vegetal

El índice de cobertura vegetal (λ_v) que usa el modelo TETIS permite evaluar la variabilidad en el ciclo anual de la ETP mediante valores mensuales del λ_v . El λ_v representa el comportamiento del ciclo vegetativo de la cobertura vegetal, clasificándolas en perennes, semicaducifolias y caducifolias. Para su determinación se correlacionaron el mapa de ocupación y los valores usados por Francés y Múnera, (2008) [Figura 5. 9]. Analizando la ocupación se observa que en el caso de la subcuenca del río *Carson* predomina la ocupación por bosque, monte y selva con $552,30 \text{ km}^2$ (59,65%) [Tabla 5. 9 y Figura 5. 10], a diferencia de la subcuenca del río *American*, donde predomina el bosque perenne de hoja delgada con $431,78 \text{ km}^2$ (48,9%) [Tabla 5. 9 y Figura 5. 10].

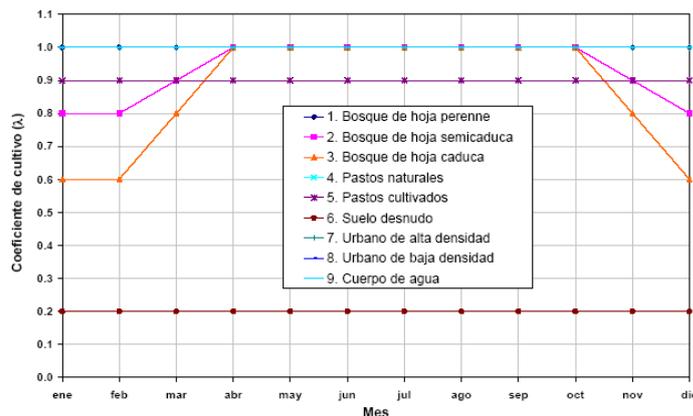


Figura 5. 9. Muestra la distribución temporal del índice de cobertura vegetal usado en la cuenca de los ríos Saja-Besaya (obtenido de Francés y Múnera, 2008)

Tabla 5. 9. Distribución de la ocupación de suelo para las subcuencas del río *American* y río *Carson*. Obtenidos del mapa de ocupación proporcionado por la *NOAA/NWS*

Clave	Nombre	<i>Carson</i> Área (km ²)	<i>American</i> Área (km ²)
0	Agua	0,71	1,78
1	Bosque perenne de hoja delga	80,89	431,78
4	Bosque caducifolio de hoja ancha	0,71	18,47
5	Bosque mixto	0,00	6,40
6	Bosque, monte, selva	552,30	388,85
7	Prado arbolado	203,98	35,15
8	Arbustos cerrados	45,07	0,00
9	Arbustos abiertos	2,82	0,00
10	Prado	36,65	0,00
11	Tierra de cultivo	2,80	0,52

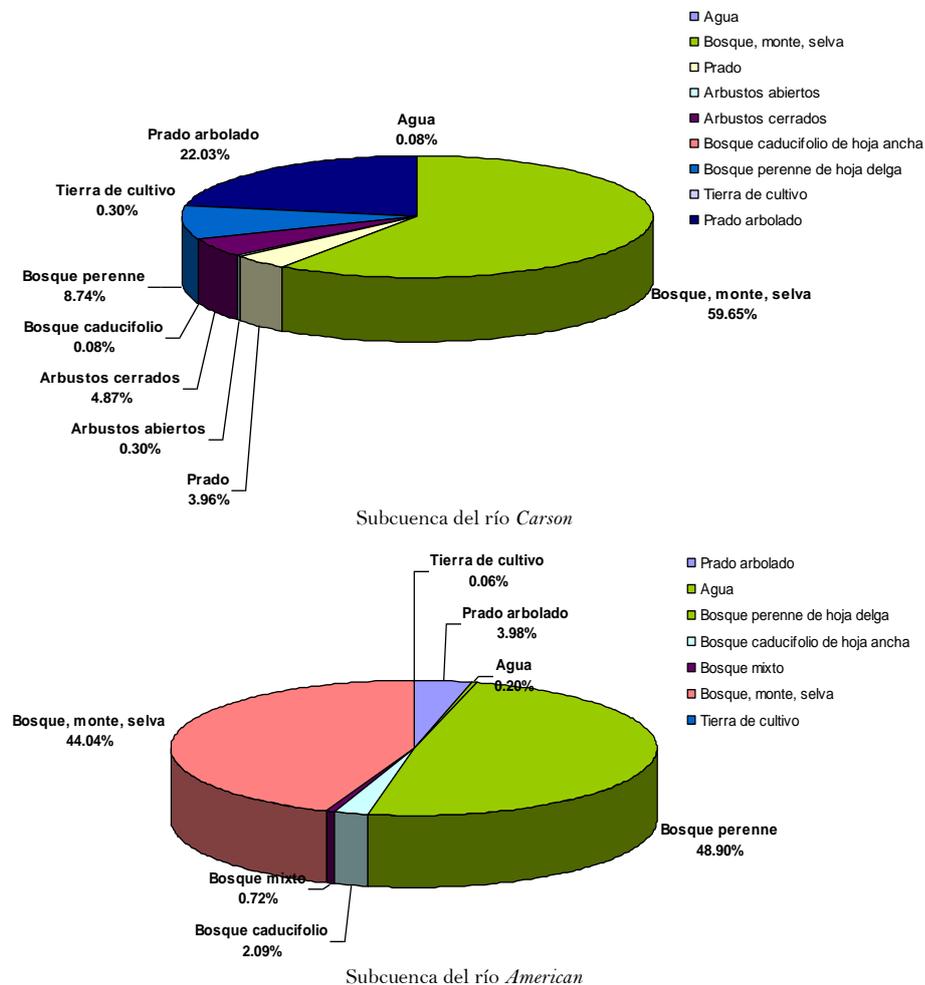


Figura 5. 10. Porcentaje de distribución de la ocupación del suelo para ambos casos de estudio, obtenido en función del área de cobertura vegetal

Con base en lo anterior se proponen los siguientes valores mensuales de λ_v para la modelación en TETIS, con la corrección en la calibración del modelo (Tabla 5. 10).

Tabla 5. 10. Índices de cobertura vegetal mensual propuestos tomando en cuenta los valores para la cuenca de los ríos Saja-Besaya y el análisis de la ocupación del suelo. Para ambos casos de estudio

Clave	Nombre	Subcuenca del río <i>Carson</i>											
		λ_v (mes)											
		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1	Agua	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
2	Bosque perenne de hoja delgada	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
3	Bosque caducifolio de hoja ancha	0,6	0,6	0,8	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,8	0,6
4	Bosque, monte, selva	0,8	0,8	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,8
5	Prado arbolado	0,8	0,8	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,8
6	Arbustos cerrados	0,6	0,6	0,8	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,8	0,6
7	Arbustos abiertos	0,6	0,6	0,8	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,8	0,6
8	Prado	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
9	Tierra de cultivo	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
		Subcuenca del río <i>American</i>											
		λ_v (mes)											
		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1	Agua	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
2	Bosque perenne de hoja delgada	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
3	Bosque caducifolio de hoja ancha	0,6	0,6	0,8	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,8	0,6
4	Bosque mixto	0,8	0,8	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,8
5	Bosque, monte, selva	0,8	0,8	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,8
6	Prado arbolado	0,8	0,8	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,8
7	Prado	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
8	Tierra de cultivo	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9

5.4. Datos de Hidrometeorología

Los datos hidrometeorológicos proporcionados por la *NOAA/NWS* y que se usaron en la modelación hidrológica con TETIS son: precipitación, temperatura, evaporación, serie de caudales y altura equivalente de agua (nieve).

5.4.1. Lluvia y temperatura

La *NOAA/NWS* proporcionó una serie de 16 años de datos de lluvia y temperatura a escala temporal horaria para el proyecto *DMIP2* (enero 1987-diciembre 2002). Los datos se obtuvieron

interpolando con el método del *IDW* un total de 249 estaciones (Figura 5. 11), para generar mallas de lluvia a una resolución de 4762,5 metros que corresponde al tamaño de celda del *Hydrologic Rainfall Analysis Project (HRAP)*. El formato de los datos es *xmrg* del *NEXRAD* y proyección polar estereográfica (60° N y 105° W). Las mallas de precipitación obtenidas fueron comparadas con el *PRISM*⁹ a escala mensual y anual, obteniéndose los siguientes resultados mostrados en la Figura 5. 12.

En el caso de los datos de temperatura, estos corresponden a las temperaturas medias derivadas de las temperaturas máximas y mínimas registradas. En la Figura 5. 13 se muestra la malla de 39x48 de distribución de datos proporcionada por la *NOAA/NWS*, que comprende ambas subcuencas de estudio. Para más información sobre la metodología utilizada para generar los datos de lluvia y temperatura consultar Moreda et al. (2006).

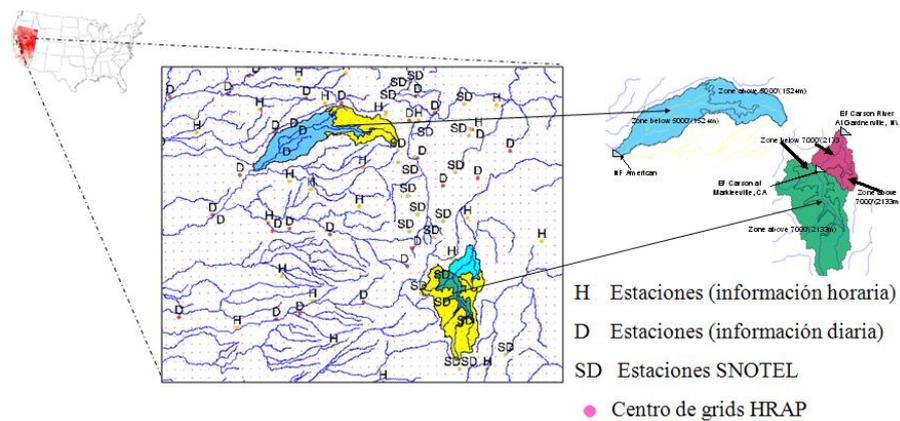


Figura 5. 11. Muestra la distribución de las 249 estaciones usadas (H, D, S), para la interpolación a la escala *HRAP* de la lluvia y temperatura para las subcuencas del río *American* y río *Carson* en el proyecto DMIP2 (obtenido de Moreda et al., 2006)

En el modelo TETIS las mallas de lluvia se incorporaron como datos puntuales en un archivo de texto en formato CEDEX. El modelo utiliza el método *IDW* para la distribución espacial. Los *inputs* lluvia se proporcionaron al modelo respetando la variabilidad espacial de los datos horarios proporcionados por *NOAA/NWS*, asignando al centro de celda el valor de precipitación y considerando este como una estación virtual (Figura 5. 13). Con la finalidad de

⁹ *Parameter-elevation Regressions on Independent Slope Model (PRISM)*, es un grupo establecido en la Universidad de Oregón creado para proporcionar información espacial del clima y servicios cartográficos para las instituciones públicas, privadas y educativas en los *EE. UU.* y en el extranjero. Utiliza mediciones puntuales de precipitación, temperatura y elementos climáticos para producir coberturas digitales continuas (<http://www.prism.oregonstate.edu/>).

dar mayor eficiencia al modelo reduciendo el tiempo de computo, se propuso reducir el área de la malla (39x48), en función del área de las subcuencas a una malla de 13x23 para la subcuenca del río *American* y una malla de 17x14 para la subcuenca del río *Carson* (Figura 5. 13). Para lo anterior se recortaron un total de 140.256 archivos *ascii* utilizando un programa desarrollado en código *IDL* para formar los archivos de episodios de lluvia que utiliza el modelo TETIS.

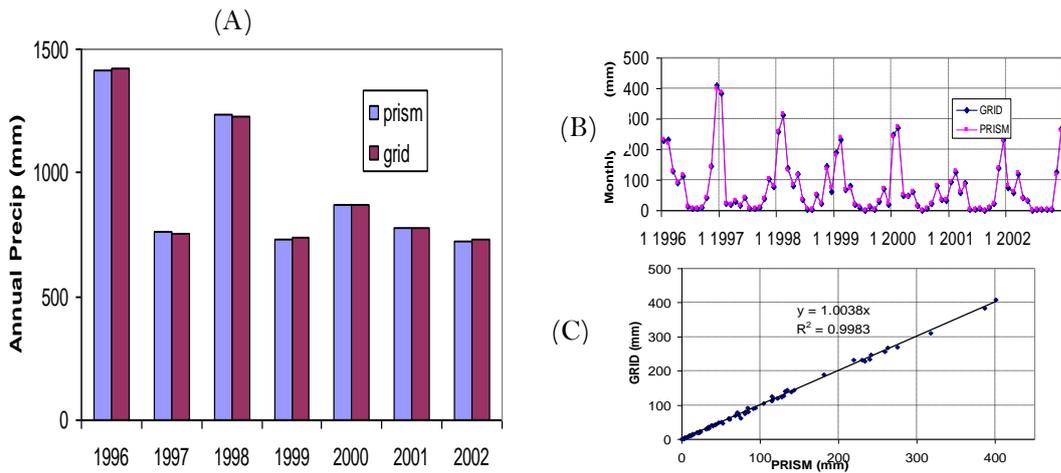


Figura 5. 12. (A) comparación de precipitaciones medias anuales entre los datos para el *DMIP2* proporcionados por la *NOAA* y los generados por el *PRISM*. (B) comparación mensual y (C) se observa un alta correlación entre la precipitación calculada por la *NOAA* y la de *PRISM* (Moreda et al., 2006)

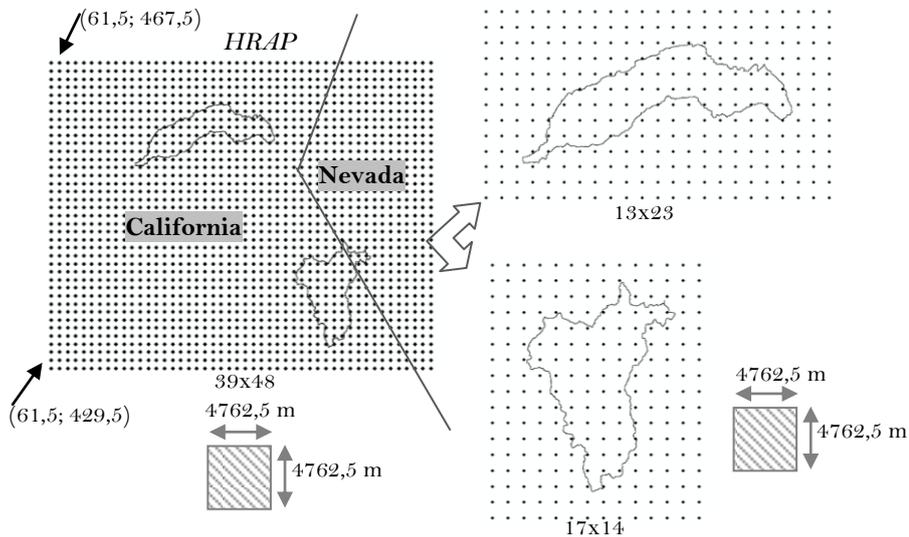
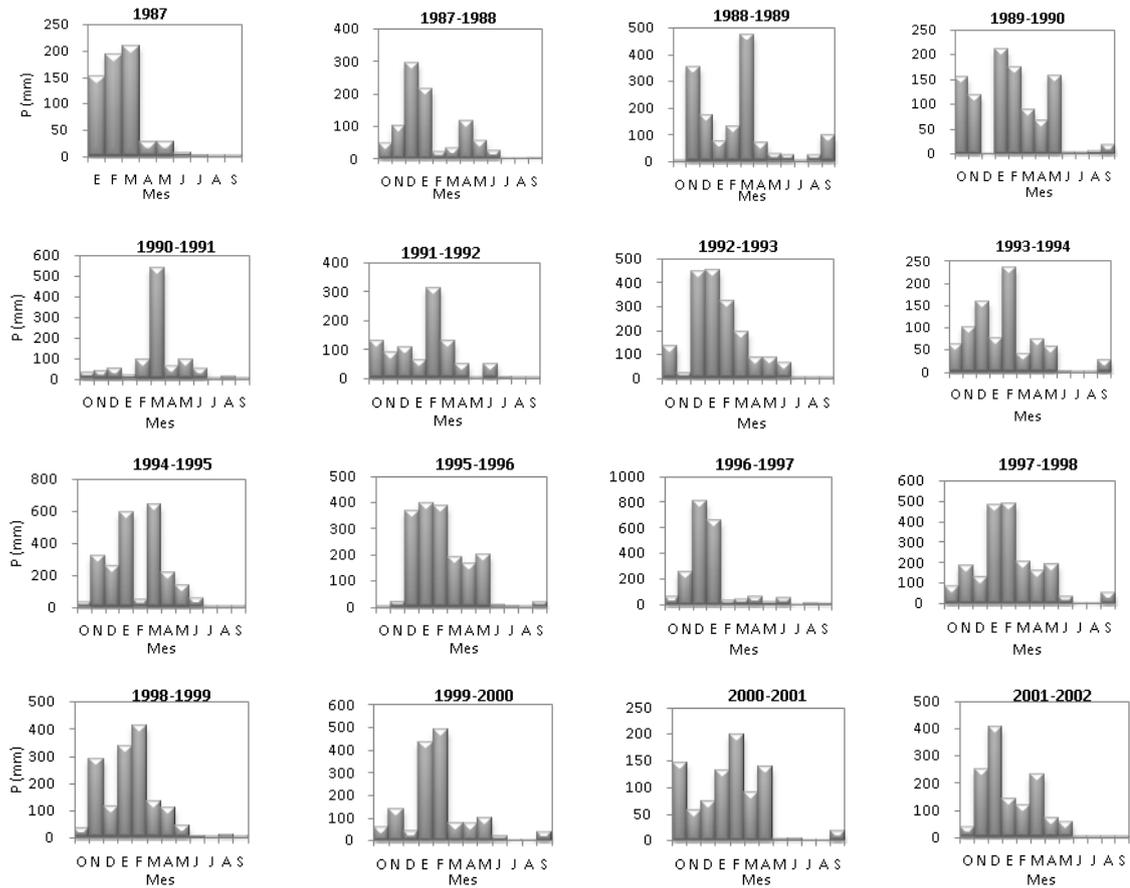


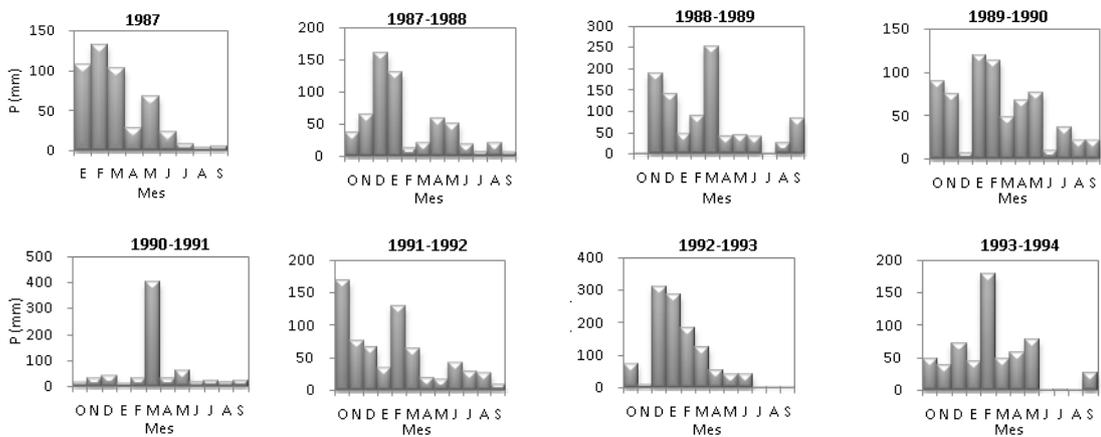
Figura 5. 13. Malla 39x48 de datos de lluvia proporcionados por la *NOAA/NWS* (140.256 archivos *ascii*). Malla de 13x23 subcuenca del río *American* y 17x14 subcuenca del río *Carson* utilizadas como estaciones virtuales separadas 4762,5 metros y a partir de las cuales se generaron los archivos de episodios

Se obtuvo la distribución en años hidrológicos de la lluvia con una discretización mensual y representadas en un hietogramas para ambas subcuencas (Figura 5. 14), con la finalidad de observar la variabilidad temporal de la lluvia en los años proporcionados por *NOAA/NWS*.

Subcuenca del río *American*



Subcuenca del río *Carson*



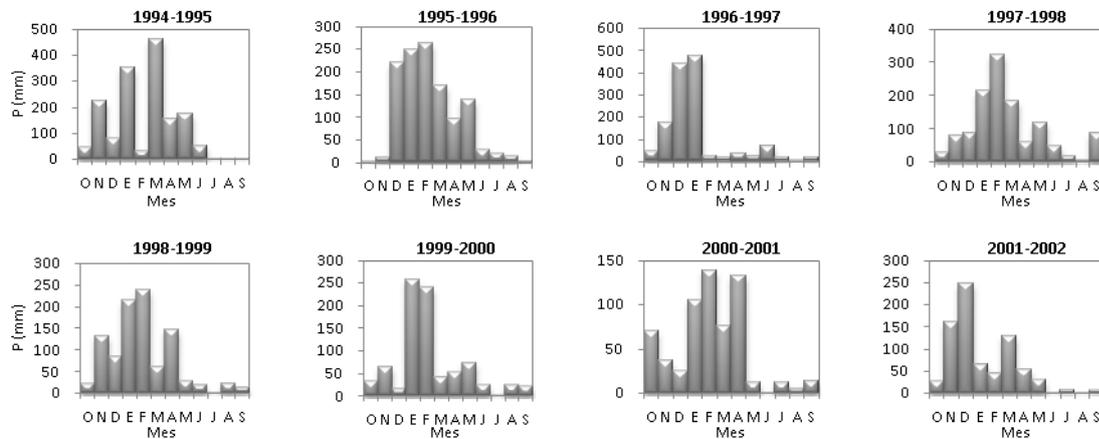


Figura 5. 14. Distribución mensual de la precipitación, en las subcuencas de río *American* y río *Carson*. Obtenidos a partir de las mallas de 13x23 (*American*) y 17x14 (*Carson*)

Analizando los histogramas anteriores para ambas subcuencas tenemos que efectivamente como señala Pandey et al. (1999) es su artículo “*Precipitation structure in the Sierra Nevada of California during Winter*”, las precipitaciones más fuertes se presentan durante el periodo de invierno (*noviembre-abril*), aunque es difícil determinar si son en forma de lluvia, nieve o mixta.

En el caso de la subcuenca del río *Carson* se observa febrero como el mes con precipitaciones más fuertes seguido de enero y diciembre. La media de la precipitación anual calculada a partir de los 16 años en la subcuenca del río *Carson* es de 906,26 mm, comparando este valor con el valor medio de 902 mm determinado por Jeton et al. (1996), se observa una excelente aproximación. Para la subcuenca del río *American* la media de la precipitación anual de 1378 mm, comparado con los 1232 mm anuales de Jeton et al. (1996), se vuelve a tener una buena aproximación.

Una interrogante que surgió durante el desarrollo de la tesis, fue si el modelo TETIS estaba interpolando la lluvia correctamente a partir del archivo *input* de episodios de lluvia procesados (malla 12x23 y 17x14). Lo anterior debido a que el modelo se ha probado siempre en proyección *Universal Transversal de Mercator* (UTM) y nunca en *Albers Equal-Area Conic*, por lo que se decidió seleccionar dos eventos: 04/03/1991 (subcuenca río *Carson*) y 24/12/1988 (subcuenca río *American*), con la finalidad de comparar los resultados de precipitación media que calcula TETIS dentro de las cuencas con los calculados con la herramienta *ArcGis*, utilizando el mismo algoritmo *IDW* en ambos casos para la interpolación de dicha variable (Figura 5. 15). Se obtuvo como diferencias máxima 0,034 mm para la subcuenca río *Carson* y

0,049 mm en la subcuenca río *American*. Los resultados indican que el modelo ubica correctamente las estaciones virtuales concluyendo que el modelo puede ser utilizado con otras proyecciones.

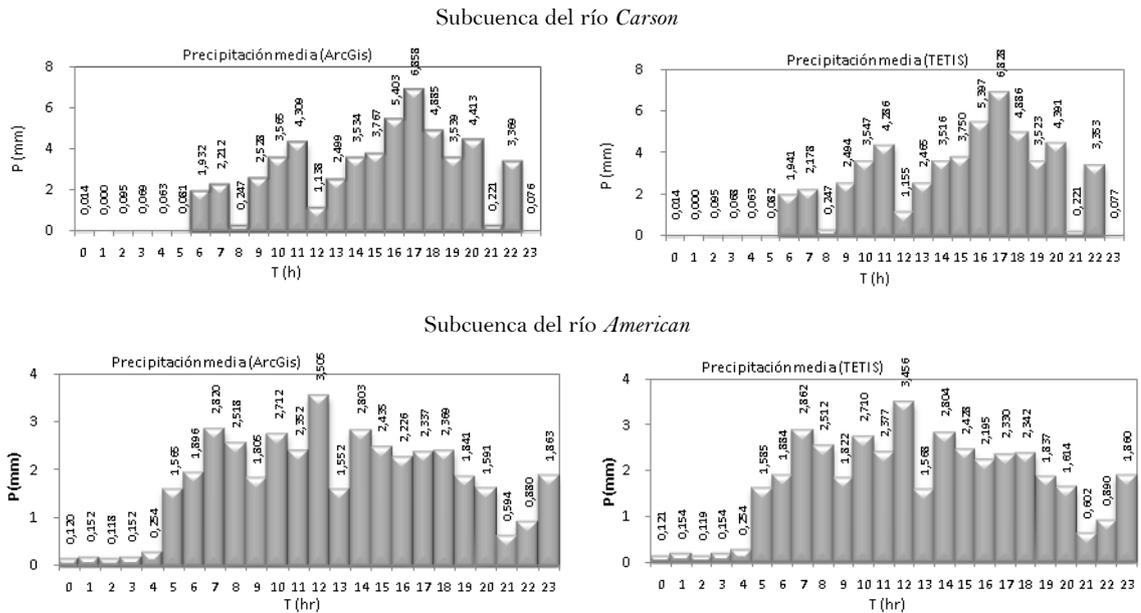
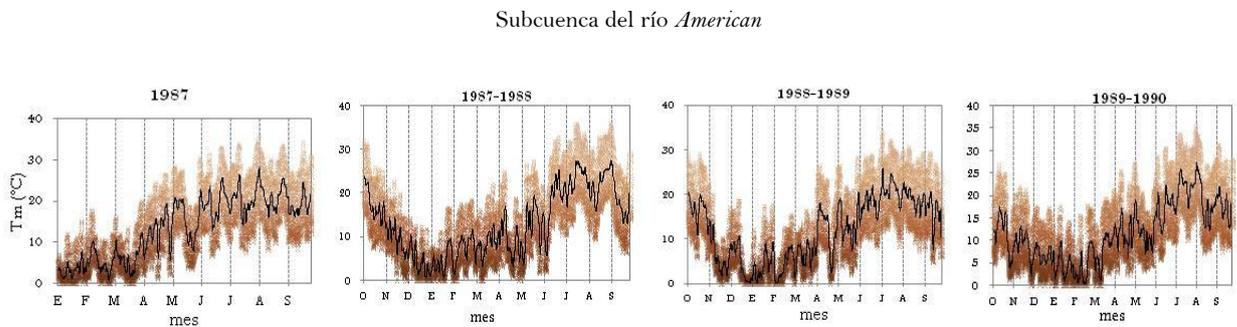
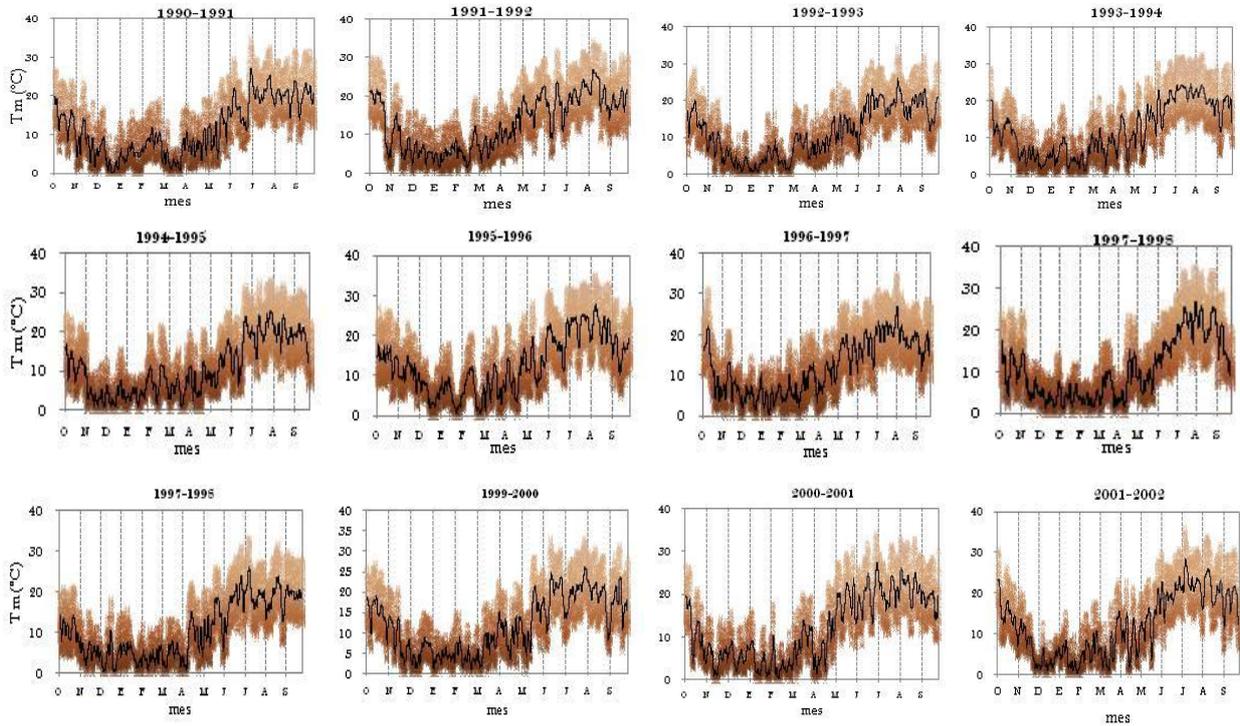


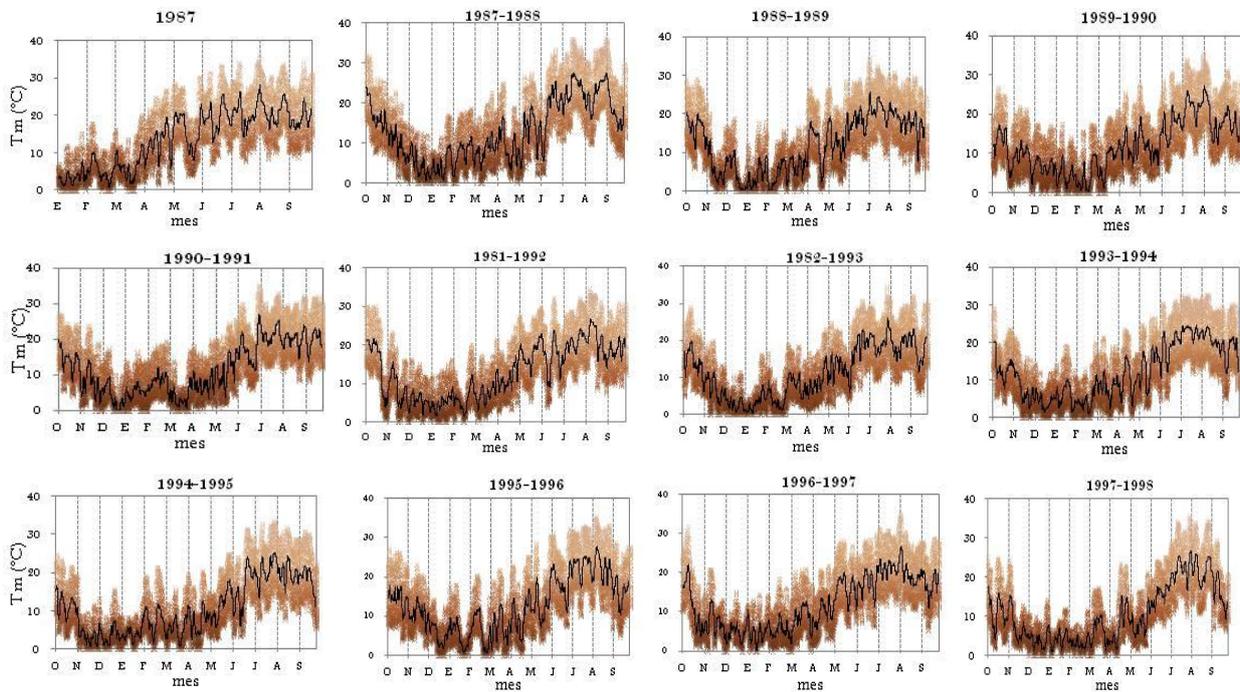
Figura 5. 15. Comparación de las precipitaciones en las subcuencas del río *American* y río *Carson* para los eventos 24/12/1988 y 04/03/1991, generadas en el modelo TETIS y la herramienta *ArcGis*. Utilizando el método *IDW* para la interpolación

Por último se obtuvo la distribución de las temperaturas medias para ambas subcuencas (Figura 5. 16). Dichas distribuciones temporales fueron utilizadas por el submodelo de fusión de nieve de TETIS en los eventos seleccionados para la modelación.





Subcuenca del río Carson



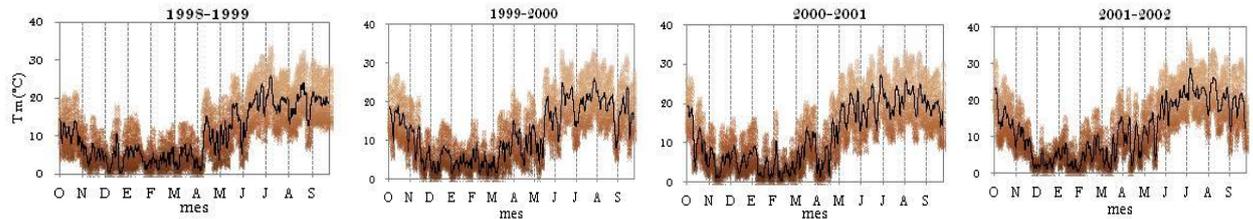


Figura 5. 16. Distribución horaria de las temperaturas, en las subcuencas de río *American* y río *Carson*. Obtenidos a partir de las mallas de 13x23 (*American*) y 17x14 (*Carson*). Se muestra también las temperaturas medias. En el eje de las abscisas se muestran agrupadas a nivel mensual, sin embargo, la escala es horaria

Es importante comentar que para fines de la presente tesina se asume que tanto las series de datos de precipitación y temperatura han sido calculados y distribuidos espacialmente de manera correcta en ambos casos de estudio.

5.4.2. Nieve

La *NOAA/NWS*, proporcionó datos de cubierta de nieve y *SWE* procesados por *NOHRSC*. La *NOHRSC* tiene como principal tarea generar los mapas de cubierta de nieve para todo *EE. UU.*, y porciones de Canadá. En la estimación de esta información la *NOHRSC* utilizó:

- Imágenes de satélite *Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)* y *Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES)*
- Datos de *SWE* obtenidos de radiación gamma
- Estaciones de observación *SNOTEL*, que reportan datos puntuales de *SWE*, profundidad de nieve, temperatura, etc.

La *NOAA/NWS* proporcionó 254 archivos *grids* de cubierta de nieve en formato *ascii* (tamaño de celda igual a 1 *km*), en coordenadas geográficas (122 W, 37.5 N; 119 W, 40 N). Y para el período 1990-1997, distribuidos de la siguiente manera: 138 *grids* para el periodo 1990-1995, 138 para el año 1996 y 59 para el año 1997. En la Figura 5. 17, se muestran unos ejemplos de cubierta de nieve en las subcuencas del río *American* y río *Carson*.

El modelo TETIS para la fusión de nieve utiliza como *inputs* la temperatura, *SWE* y un mapa de cubierta de nieve, utilizado este último como estado inicial (Vélez, 2003).

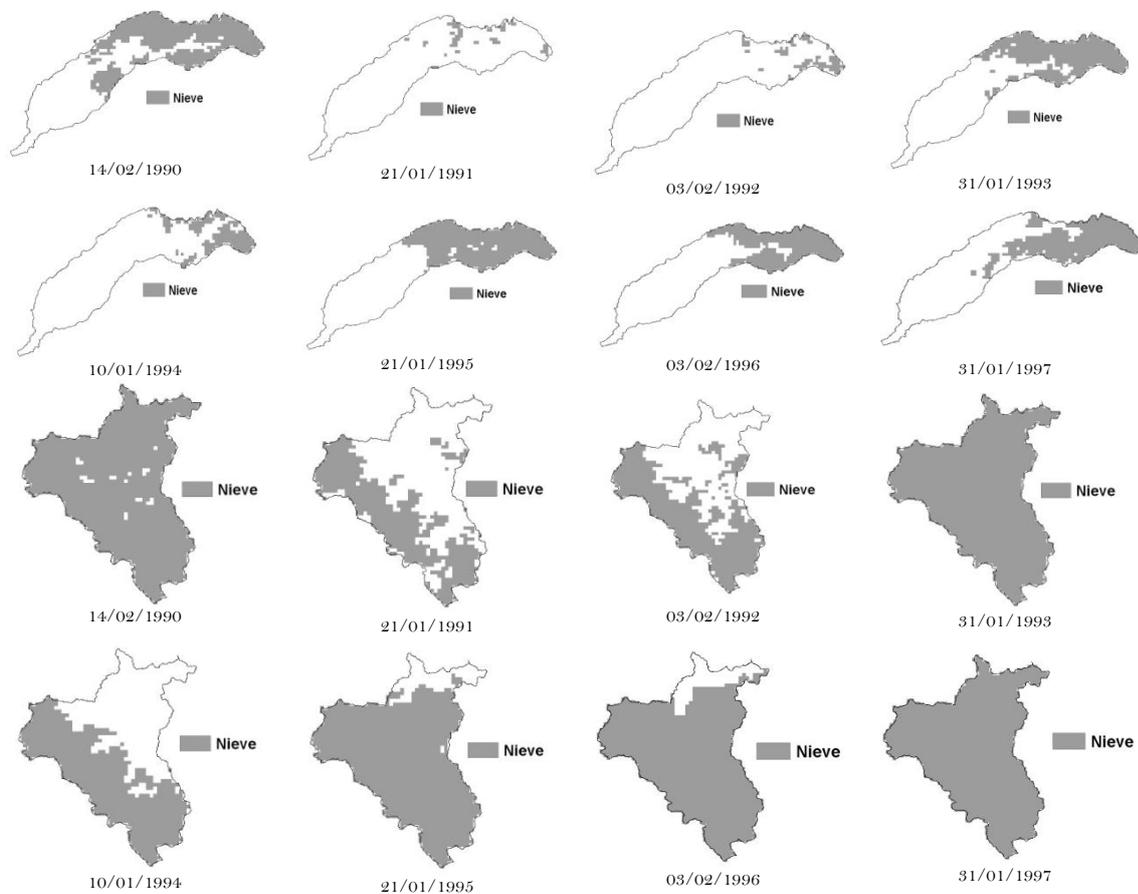


Figura 5. 17. Muestra un ejemplo por año de cubierta de nieve de las 254 imágenes proporcionadas por la NOAA/NWS, para la subcuenca río *American* y río *Carson*

La NOAA/NWS proporcionó también una serie de 10 años datos observados de *SWE* a escala diaria (1987-1997), para la subcuenca del río *American* y nueve años para la subcuenca del río *Carson*. Los datos fueron obtenidos de estaciones puntuales *SNOTEL* (Tabla 5. 11 y Figura 5. 18). En el caso de la subcuenca del río *American* los datos de *SWE* fueron complementados con información en tiempo-real (horaria y 5 minutil) de sensores automatizados, la NOAA/NWS no describe el procedimiento seguido para lo anterior.

Tabla 5. 11. Estaciones *SNOTEL* proporcionadas por la NOAA/NWS, usadas en la modelación de la fusión de nieve

Subcuenca	Estación	Lat/log	Elevación (m)	Periodo de Observaciones
Río <i>American</i>	<i>Huysink</i>	39,2820/-120,527	2011	10/1987-09/1997
	<i>Blue Canyon</i>	39,2760/-120,708	1609	10/1987-09/1997
	<i>Blue Lakes</i>	38,6078/-119,924	2455	10/1989-09/1997
Río <i>Carson</i>	<i>Ebbetts Pass</i>	38,5495/-119,804	2671	10/1989-09/1997
	<i>Poison Flats</i>	38,5055/-119,626	2357	10/1989-09/1997
	<i>Spratt Creek</i>	38,6662/-119,817	1863	10/1989-09/1997

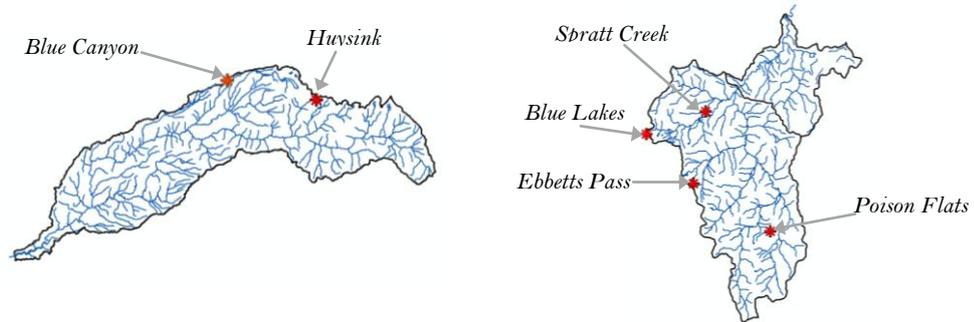


Figura 5. 18. Ubicación geográfica de las estaciones *SNOTEL* para la subcuenca del río *American* y río *Carson*, proporcionadas por la *NOAA/NWS* para el proyecto *DMIP2*

En la Figura 5. 19 se muestra la instrumentación de las estaciones *SNOTEL* de la subcuenca del río *Carson*.

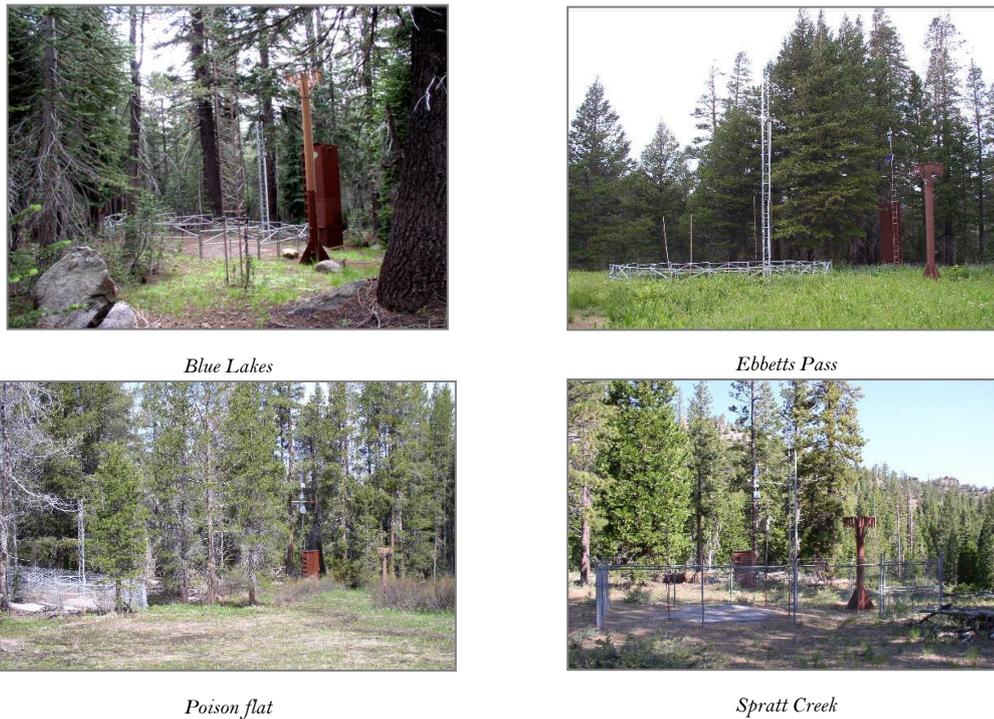


Figura 5. 19. Las imágenes muestran la instrumentación de las estaciones *SNOTEL* ubicadas en la subcuenca río *Carson*

La serie de datos temporales de *SWE* de las estaciones *SNOTEL* (Figura 5. 20), fueron utilizados para la calibración de los parámetros de M_f y T_b del submodelo de fusión. La

calibración se realiza comparando las *SWE* observadas y las *SWE* generadas por el modelo TETIS.

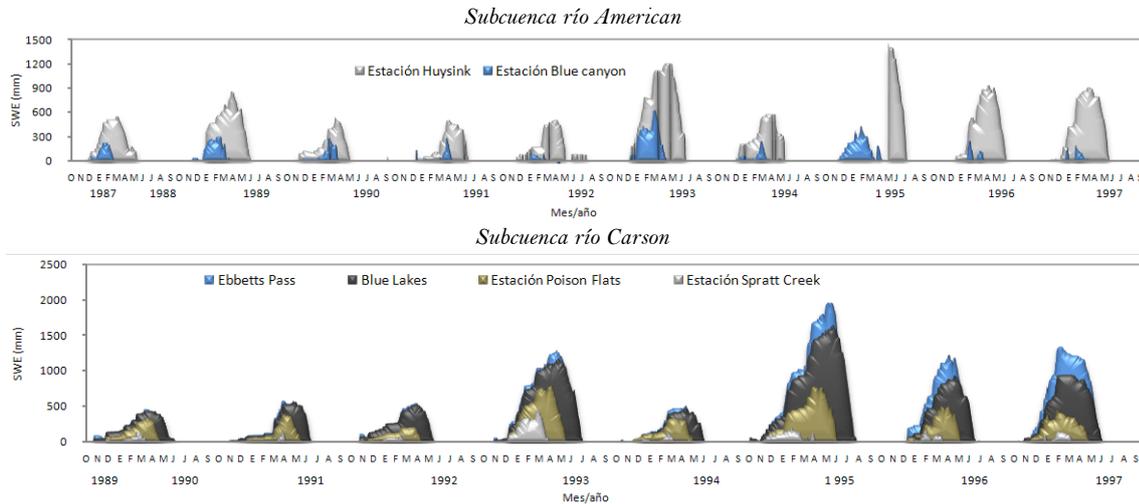


Figura 5. 20. Muestra la serie de datos temporales de *SWE*, proporcionados por *NOAA/NWS*. En las series se puede observar la variabilidad temporal de la nieve

De la observación de los gráficos (Figura 5. 20), se desprende que la acumulación de nieve empieza a tomar relevancia en el mes de *noviembre*, llegando su punto más álgido en los meses de *febrero, marzo y abril*, para ponerse a cero a finales de *julio* siguiendo por lo general esta tendencia cíclica el resto de los años. Se puede observar también que en el caso de la subcuenca río *Carson* adquiere una cota superior a los *2000 mm (Ebbetts Pass)* de reserva acumulada de agua en forma de nieve, muy superior al resto de los sistemas estudiados.

5.4.3. Evaporación

El modelo TETIS requiere para cuantificar las salidas Y_1 de evapotranspiración del T_1 , datos medios diarios de ETP para calcular la ETR. Por definición la ETP corresponde a la evaporación que se produciría si la humedad del suelo y la cobertura vegetal estuvieran en condiciones óptimas (sin estrés hídrico). La ETR es la producida realmente en las condiciones existentes en cada cuenca. La *NOAA/NWS* proporcionó sólo datos medios mensuales de evaporación potencial (EP) para ambas subcuencas (Tabla 5. 12). Se decidió usar los valores de

EP como *input* al modelo los cuales serán corregidos en el proceso de calibración. En la variabilidad temporal de la ETP interviene el λ_v .

Tabla 5. 12. Evaporación potencial media mensual proporcionada por la *NOAA/NWS*

Subcuenca	Evaporación potencial media mensual (<i>mm</i> día ⁻¹) en las áreas de estudio											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
American	0,7	1,1	2,0	3,2	4,4	5,2	5,5	5,1	4,2	3,0	1,8	1,0
Carson	0,6	1,0	1,8	3,0	4,1	4,9	5,1	4,7	3,8	2,7	1,6	0,8

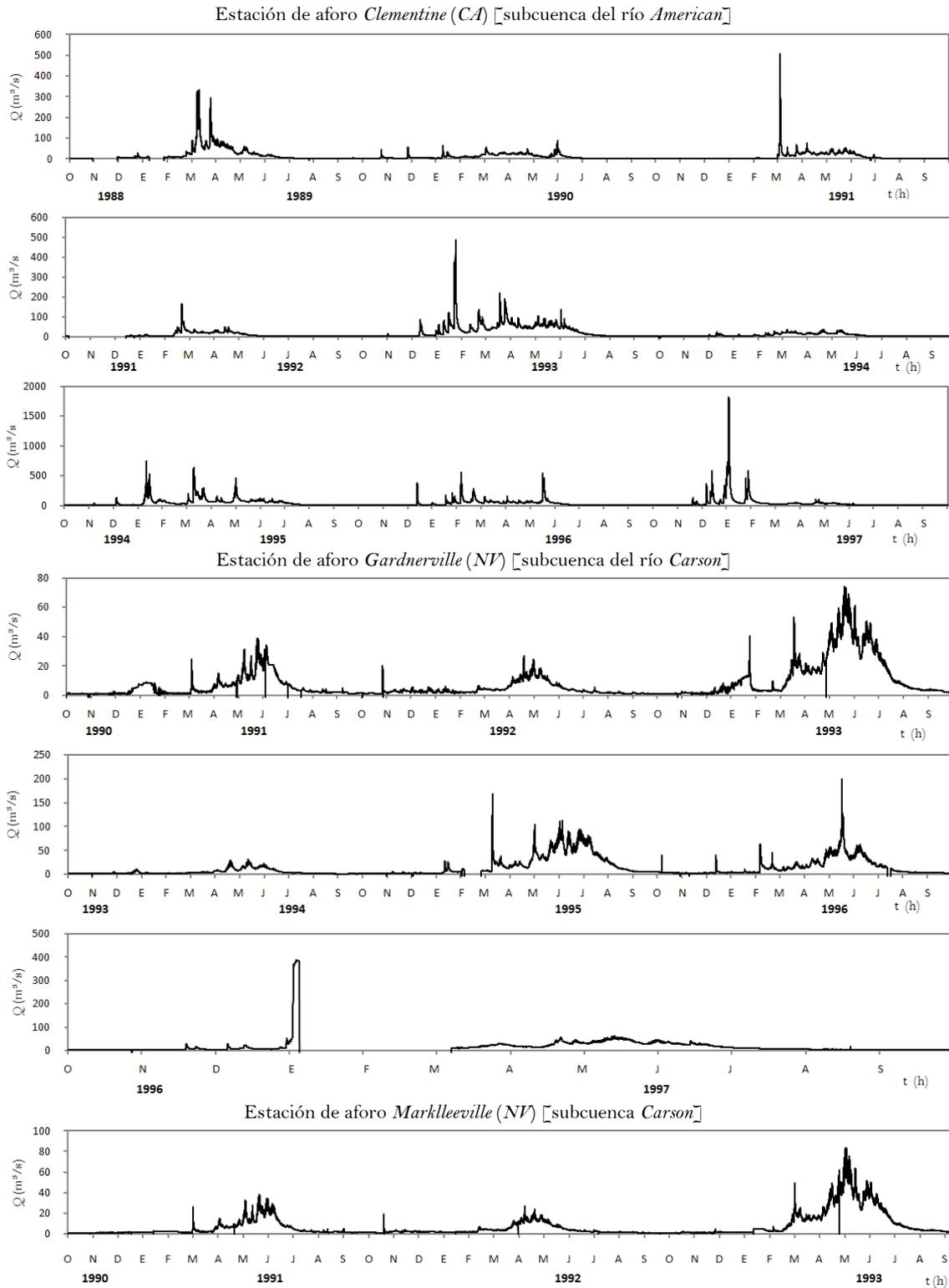
5.4.4. Caudales

Los datos de caudales proporcionados por la *NOAA/NWS*, son instantáneos a escala horaria adquiridos de *Automated Data Processing System (ADAPS)*. El *ADAPS* fue desarrollado para el procesamiento y almacenamiento de datos del agua y es parte del *National Water Information System (NWIS)*, desarrollado por la *USGS* de *EE. UU.* El *NWIS* es una base de datos que consta de cuatro subsistemas: *ADAPS*, el *Ground-Water Site Inventory System (GWSI)*, el *Water-Quality System (QWDATA)* y el *Site-Specific Water-Use Data System (SWUDS)*.

Los datos de caudales proporcionados corresponde a la siguiente distribución: estación del embalse Afluyente Norte del lago *Clementine* con una serie que comprende de 01/10/1988-30/09/1997 (subcuenca del río *American*) y las estaciones *Marklleeville* (California) y *Gardnerville* (Nevada), la serie comprende de 01/10/1990-30/09/1997 (subcuenca río *Carson*) [Figura 5. 21 y Figura 5. 22]. Estas estaciones son las propuestas por la *NOAA/NWS* para la calibración y validación de los modelos.



Figura 5. 21. Ubicación geográfica de las estaciones de aforo proporcionados por *NOAA/NWS* para la calibración y validación de los modelos



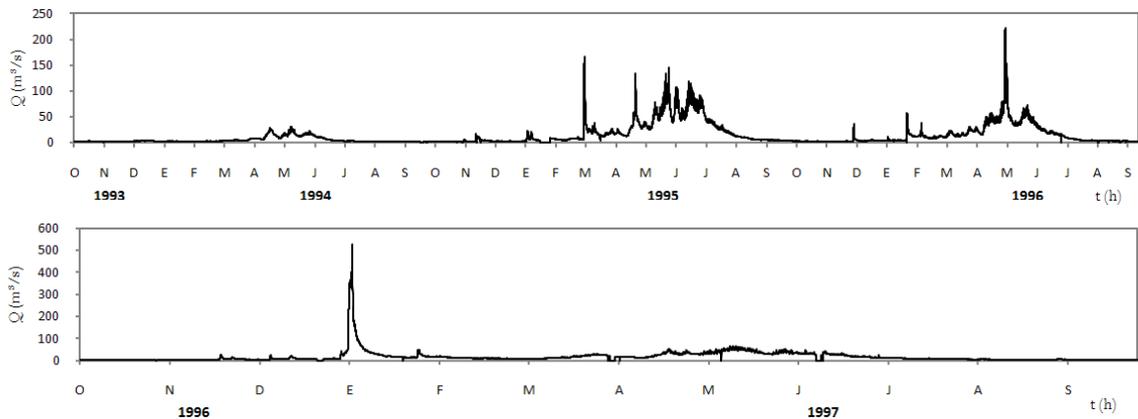


Figura 5. 22. Muestra los hidrogramas con las series de caudales en las estaciones propuestas por la NOAA/NWS. A escala horaria y que serán usados para la calibración de los modelos de las subcuencas del río *American* y río *Carson*

El caudal medio para el periodo hidrológico estudiado de la subcuenca del río *American* es de $23,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y el de la subcuenca del río *Carson* $11,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Se observa un comportamiento cíclico en ambas subcuencas asociado al periodo de invierno (*noviembre-abril*). Se puede verificar también lo expresado por Pandey et al. (1999), que efectivamente los caudales por episodios de lluvia los podemos ubicar entre los meses de *noviembre* y *enero*, en los meses de *febrero* a *julio* reflejan una alta influencia de la fusión de nieve.

En ambas subcuencas se registran caudales mínimos en la época estival, para la subcuenca del río *American* $1,15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y para la subcuenca del río *Carson* $1,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (agosto-octubre), producto de las aportaciones del caudal base. La variación de los caudales mínimos y máximos instantáneos es amplia desde valores ciertamente bajos hasta máximos extremos muy altos como se muestra en la Figura 5. 22. Para fines de la modelación hidrológica en TETIS se usan los datos de las series de caudales tal cual los proporcionó la NOAA/NWS.

5.4.5. Embalses

En las subcuencas de estudio se localizan una serie de cuerpos de agua naturales o artificiales producto de la orografía y la fusión de la nieve Figura 5. 23. En el caso de la subcuenca del río *American* preocupaba el hecho de que la estación de calibración *Norte de Folsom* se ubicara geográficamente sobre la presa del Lago *Clementine* [1] (Figura 5. 23), sin embargo en la literatura proporcionada por la NOAA/AWS se indica que esta se encuentra a 50 metros aguas

arriba de la presa. Así mismo, estudios exhaustivos han demostrado que el embalse afluente Norte del lago *Clementine* tiene efectos pequeños sobre la atenuación del hidrograma. En total para la subcuenca del río *American* se localizaron un total de 13 cuerpos de agua y 17 para la subcuenca del río *Carson*, con áreas de 0,125 a 0,934 km^2 (Figura 5. 23 y Tabla 5. 13).

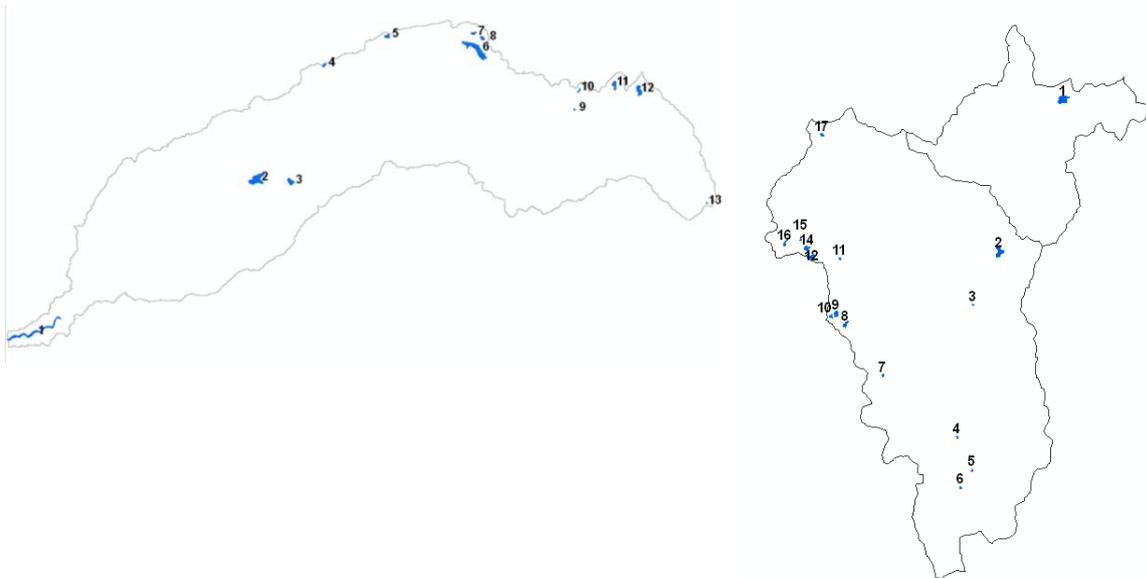


Figura 5. 23. Muestra los cuerpos de agua que existen en las subcuencas del río *American* y río *Carson*. Los cuerpos de agua en las subcuencas corresponden a lagos naturales y embalses

El modelo TETIS puede simular lagos y embalse, sin embargo, no se han tomado en cuenta debido a que se carece de la información necesaria (curvas de embalse y desagüe), la *NOAA/NWS* indicó no considerarlos en la modelación.

Tabla 5. 13. Áreas de los cuerpos de agua localizados en las subcuencas de estudio, de acuerdo con la información vectorial proporcionada por la *NOAA/NWS*

Subcuenca <i>American River</i>			Subcuenca del <i>Carson River</i>		
No	Nombre	Área (km^2)	No	Nombre	Área (km^2)
1	Embalse afluente Norte y Lago <i>Clementine</i>	0,934	1	No identificado	0,539
2	Embalse <i>Sugar Pine</i>	0,914	2	Lago <i>Heenan</i>	0,487
3	Embalse Grande	0,242	3	Lago <i>Golf Creek</i>	0,013
4	<i>Drum Forebay</i>	0,090	4	Lago <i>Poison</i>	0,023
5	Lago <i>Putt</i>	0,126	5	Lago <i>Tamarack</i>	0,024
6	Embalse de lago del valle	1,180	6	Lago <i>Whitecliff</i>	0,029
7	Embalse (s/nombre)	0,084	7	Lago <i>Bull</i>	0,022
8	Lago <i>Kelly</i>	0,101	8	Embalse <i>Kinney</i>	0,130

Continuación **Tabla 5.13**

9	Lago <i>Mill Huntley</i>	0,020	9	Lago <i>Upper Kinney</i>	0,142
10	Lago s/nombre	0,034	10	Lago <i>Lower Kinney</i>	0,069
11	Lago <i>Palisade</i>	0,183	11	Lago <i>Raymond</i>	0,027
12	Lago <i>Serena/hielo/Dulzura</i>	0,307	12	Embalse <i>Wet Meadows</i>	0,125
13	Lago de la montaña Meadow	0,013	13	Lago <i>Summit</i>	0,033
			14	Lago <i>Lower Sunset</i>	0,125
			15	Lago <i>Hellhole</i>	0,010
			16	Lago <i>Tamarack2</i>	0,071
			17	Lago <i>Burnside</i>	0,058

6. Modelación hidrológica con TETIS

En esta etapa de la tesina se alcanzaron los dos primeros objetivos presentados inicialmente que son: implementar el modelo hidrológico distribuido TETIS, en las cuencas de alta montaña *American* y *Carson* en *EE. UU.*, para su evaluación dentro del proyecto *DMIP2* y evaluar el funcionamiento del submodelo de fusión de nieve de TETIS en los casos de estudio. Para ello se realizó la calibración y la validación de ambas subcuencas para ser enviadas para su evaluación en la *NOAA/NWS*.

6.1. Calibración

En términos generales, el objetivo de la calibración puede ser definido como la selección de los parámetros del modelo que permitan simular el comportamiento hidrológico de una cuenca de la mejor manera posible (Madsen, 2000). En la calibración de un modelo hidrológico, el hidrólogo debe especificar los valores de los parámetros del modelo que se acerquen a describir la realidad del sistema que se quiere representar (Yapo et al., 1998). Existen para ello la calibración manual y automática, basada esta última en algoritmos de optimización [Dawdy y O'Donnell, 1965; Nash y Sutcliffe, 1970; Chapma, 1970; Monro, 1971; Johnston y Pilgrim,

1976; Pickup, 1977; Soroosh Sorooshian, 1981; Sorooshian et al., 1983; Gupta y Sorooshian, 1985; Brazil y Krajewski, 1987; Hendrickson et al., 1988]. En el caso de la calibración manual Eckhardt y Arnold (2001), comentan que el éxito depende esencialmente de la experiencia del modelador y de su conocimiento e interacción con el modelo. Además, siempre es subjetiva y puede consumir mucho tiempo. En el caso de la calibración automática, Duan et al. (1992) señalan que los principales problemas que afectan a los algoritmos automáticos son:

- Múltiples regiones de atracción, donde el óptimo encontrado depende del valor inicial
- Óptimo local menor, cuando existen pequeños fosos en la superficie de respuesta
- Rugosidad en la superficie de respuesta, en donde existen singularidades, puntos con derivadas discontinuas
- Zonas planas, que indican insensibilidad del modelo
- Zonas de igual valor de la función objetivo con diferentes parámetros
- Forma, la superficie es no convexa y contiene riscos largos y curvos
- Emplean mucho tiempo
- Dependen de la función objetivo seleccionada

Tomando en cuenta lo anterior y debido a que no se puede realizar calibración automática de los parámetros de fusión junto con los FC_s del modelo TETIS, se decidió al igual que como se ha realizando en otras cuencas simuladas con el modelo, la calibración automática de los FC_s con la correspondiente corrección manual y la calibración manual de los factores de fusión.

Un punto importante en toda calibración adicional a lo anteriormente expuesto es el conocimiento del área de estudio, debido a que muchos procesos físicos sólo pueden ser entendidos en su totalidad con trabajo de campo.

La calibración se realizó en tres fases:

- 1) *Fase I*: en esta fase se seleccionó un evento con *input* sólo por lluvia, debido a que según el proyecto I+D “*Un modelo de predicción de crecidas para el S.A.I.H. de la confederación hidrográfica del Tajo*”, introducir la variable nieve en el proceso de calibración puede enmascarar los resultados.
- 2) *Fase II*: en la segunda fase se realizó la calibración de los parámetros del submodelo de fusión de nieve (M_{f1} y M_{f2}).

3) *Fase III*: por último, se realizó la calibración para eventos en invierno considerando las dos variables (*input* por lluvia y nieve) [Figura 6. 1].

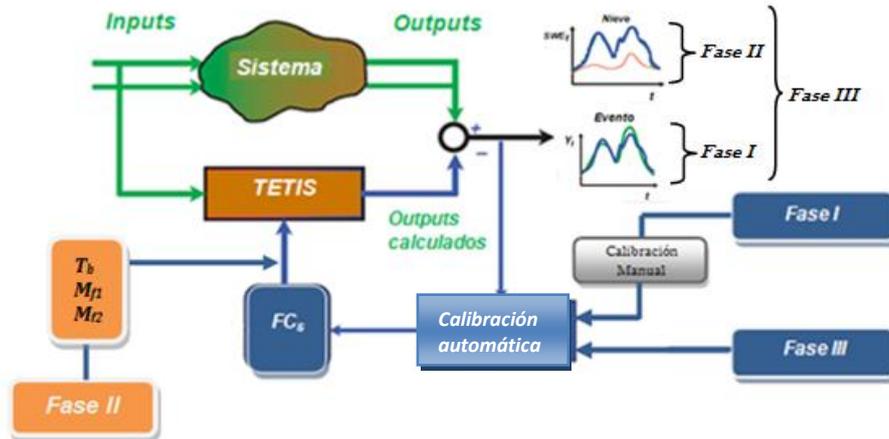


Figura 6. 1. Muestra el proceso y las fases de calibración utilizadas para los modelos de las subcuencas del río *American* y río *Carson*

El modelo TETIS requiere para su implementación la calibración de nueve parámetros (Tabla 6. 1) y cuatro variables de estado inicial: almacenamiento estático (H_1), humedad del suelo en el almacenamiento de superficie (H_2), almacenamiento gravitacional (H_3) y almacenamiento del acuífero (H_4) [Francés et al., 2007]. Los parámetros son calibrados utilizando nueve factores correctores (FC_s): almacenamiento estático (FC_1), Evapotranspiración (FC_2), infiltración (FC_3), escorrentía (FC_4), percolación (FC_5), interflujo (FC_6), pérdidas (FC_7), flujo base (FC_8) y velocidad del flujo (FC_9). Según Francés et al. (2007), el número de parámetros a calibrar es reducido drásticamente con el uso de los FC_s que usa el modelo TETIS. Los FC_s corrigen de forma global los parámetros de producción (H_u , λ , k_s y k_p) y traslación, al multiplicarlos de forma directa.

Tabla 6. 1. Parámetros a calibrar en el modelo TETIS a nivel de celda (obtenido de Francés et al., 2007)

Parámetros	
Almacenamiento estático máximo	$H_u^* = FC_1 H_u$
Índice de cobertura vegetal	$\lambda^* = FC_2 \lambda$
Capacidad de infiltración	$k_s^* = FC_3 k_s$
Velocidad de escurrimiento superficial	$u^* = FC_4 u$

Continuación **Tabla 6.1.**

Capacidad de percolación	$K_p^* = FC_5 k_p$
Velocidad del interflujo	$k_{ss}^* = FC_6 k_s$
Capacidad de salida de flujo al acuífero	$k_{pp}^* = FC_7 k_p$
Velocidad del flujo base	$k_b^* = FC_8 k_p$
Velocidad en el cauce	$V^* = FC_9 V$

6.1.1. *Calibración fase I*

En esta primera etapa de la calibración se decidió usar como valores de partida los factores correctores estimados por Dávila et al. (2009); para la cuenca *Illinois* ($FC_1=0,3883$; $FC_2=1,166$; $FC_3=0,7105$; $FC_4=1,100$; $FC_5=0,3757$; $FC_6=29,52$; $FC_7=0,00$; $FC_8=80,00$; $FC_9=0,2777$; $H_1=60,00\%$; $H_2=0,00\%$; $H_3=0,00\%$ y $H_4=50,00\%$). Se comenzó con la subcuenca río *American*, la cual se simuló en el episodio 20/may/1990-31/jul/1990, con los siguientes criterios: *input* sólo por lluvia, aportaciones por fusión ($Y_0=0$) y $SWE=0$.

Los estadísticos obtenidos son: un $RMSE=22,998$ y un $NSE=-3.05$, lo que demuestra que la cuenca *Illinois* y la subcuenca río *American* tiene un comportamiento hidrológico diferente. Con base en lo anterior el siguiente paso consistió en un ajuste manual de los FC_s y por último la utilización del algoritmo de optimización *Shuffled Complex Evolution-University of Arizona* ($SCE-UA$) que usa el modelo TETIS, propuesto por Duan et al. (1992) con modificaciones de Sorooshian et al. (1993). Este algoritmo fue inicialmente desarrollado para la calibración de modelo agregados, con buenos resultados, para más información consultar: Duan et al. (1992); Sorooshian et al. (1993); Gan y Biftu (1996) y Kuczera (1997).

El modelo TETIS cuenta con las siguientes funciones objetivas para maximizar o minimizar según sea el caso: error cuadrático medio ($RMSE$ por sus siglas en inglés), el estimador de la máxima verosimilitud heteroescedástica ($HMLE$ por sus siglas en inglés), índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe (NSE por sus siglas en inglés), $RMSE$ mensual, coeficiente de eficiencia (CE) y error Gaussiano autocorrelacionado ($AMLE$ por sus siglas en inglés).

El *SCE-UA* del modelo TETIS, no realiza optimización multi-objetivo que según Madsen (2000), permite obtener mejores resultados y mejora la identificación de las mejores soluciones a tendiendo a los objetivos de la optimización de una nube de soluciones adecuadas.

Se seleccionó el *NSE* como función objetivo [6.1], donde *NSE* va de 0-1 (un ajuste perfecto sugiere un valor igual a 1), $Q_{t,sim}$ caudal simulado, $Q_{t,obs}$ caudal observado y \bar{Q} caudal medio. Debido a que este criterio es usado comúnmente para la evaluación de modelos hidrológicos (Eckhardt et al., 2002; Peterson y Hamlett, 1998 y Eckhardt y Arnold, 2001).

El *NSE* involucra estandarización de la varianza residual y su valor esperado no cambia con la longitud del registro o la magnitud de la escorrentía.

$$NSE = 1 - \sum_{t=1}^T \frac{Q_{t,sim} - Q_{t,obs}}{Q_{t,obs} - \bar{Q}}^2 \quad [6.1]$$

En la optimización del episodio seleccionado (20/may/1990-31/jul/1990), se establecieron rangos amplios iniciales de búsqueda para los FC_s y con un total de 950 iteraciones del algoritmo *SCE-UA* se llegó al siguiente resultado (Figura 6. 2).

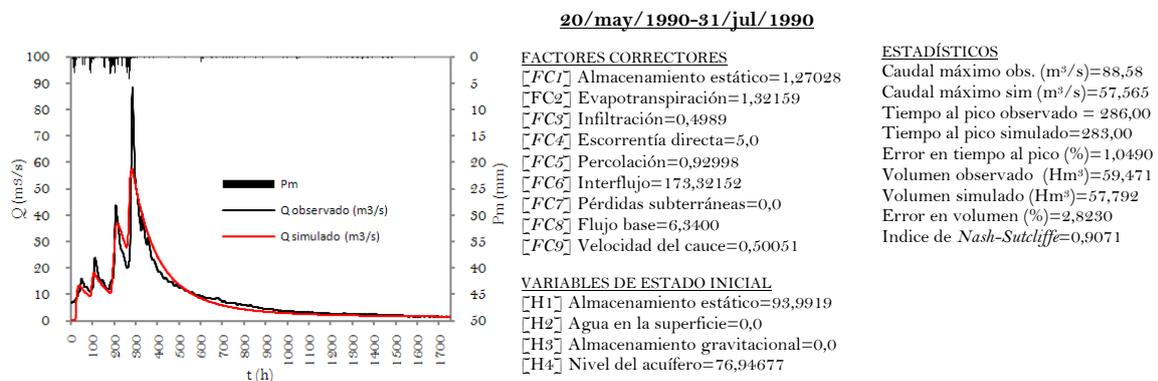


Figura 6. 2. Resultado obtenido con el algoritmo *SCE-UA* para un episodio de primavera con una precipitación de 158,92 mm. Con un total de 950 iteraciones realizadas y en el que se calibraron seis FC_s y dos variables de estado inicial del sistema. El resultado es un *NSE* de 0,9071

Los FC_s optimizados, fueron seleccionados en función de la sensibilidad mostrada en la calibración manual realizada antes de la optimización. Los resultados con los FC_s obtenidos muestran un comportamiento del hidrograma simulado adecuado a tendiendo a la variabilidad

temporal de caudal, sin embargo, se observa una inadecuada representación de la punta del hidrograma que para temas de crecidas es algo desfavorable.

En el análisis de las iteraciones realizadas por el *SCE-UA* (Figura 6. 3), en el espacio de búsqueda se pueden observar la convergencia del algoritmo a la solución, concluyendo que son muchos los valores de los FC_s que cumplen con la función objetivo (*NSE*), por lo que la optimización multi-objetivo permitiría identificar la mejor. El criterio utilizado para la selección de los FC_s es el mayor valor de *NSE*.

En el caso de los FC_1, FC_2, FC_3 y FC_6 el rango de búsqueda establecido parece ser el adecuado. Mientras que FC_5, FC_9 y H_1 se observa que los rangos de búsqueda se pueden ampliar para incluir valores que cumplan con la función objetivo.

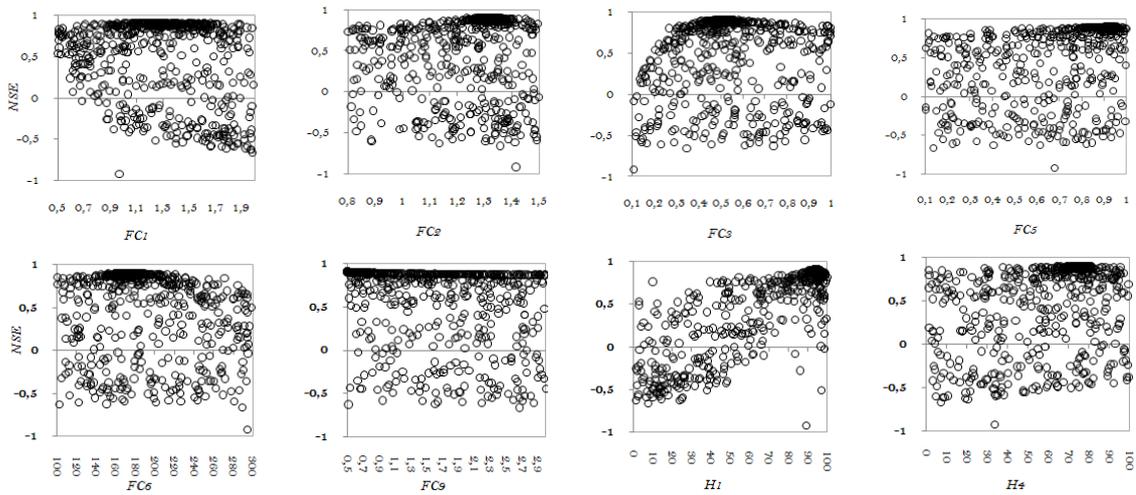


Figura 6. 3. Muestra las iteraciones realizadas por el algoritmo *SCE-UA*, en el plano de búsqueda para los FC_s optimizados y bajo la función objetivo seleccionada (*NSE*)

Con base en los resultados anteriores de decidió probar cambiando los rangos de búsqueda para los FC_s . Como se puede observar se obtiene el mismo error en la punta del hidrograma (1,049%), sin embargo, se mejoró la representación del flujo base, el descenso del hidrograma y el *NSE* (Figura 6. 4).

Como se puede observar en un rango superior de 150 a 210 del FC_6 , se obtienen valores de *NSE* que se alejan de la solución óptima (Figura 6. 5).

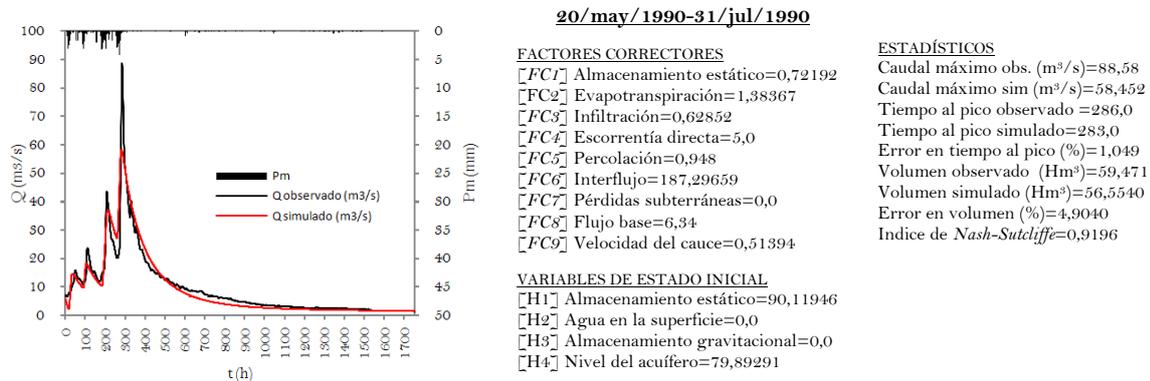


Figura 6. 4. Resultados obtenidos con el algoritmo *SCE-UA* para el mismo evento (Figura 6.2). Con nuevos rangos de búsqueda en la optimización. El resultado es un *NSE* de 0,9196

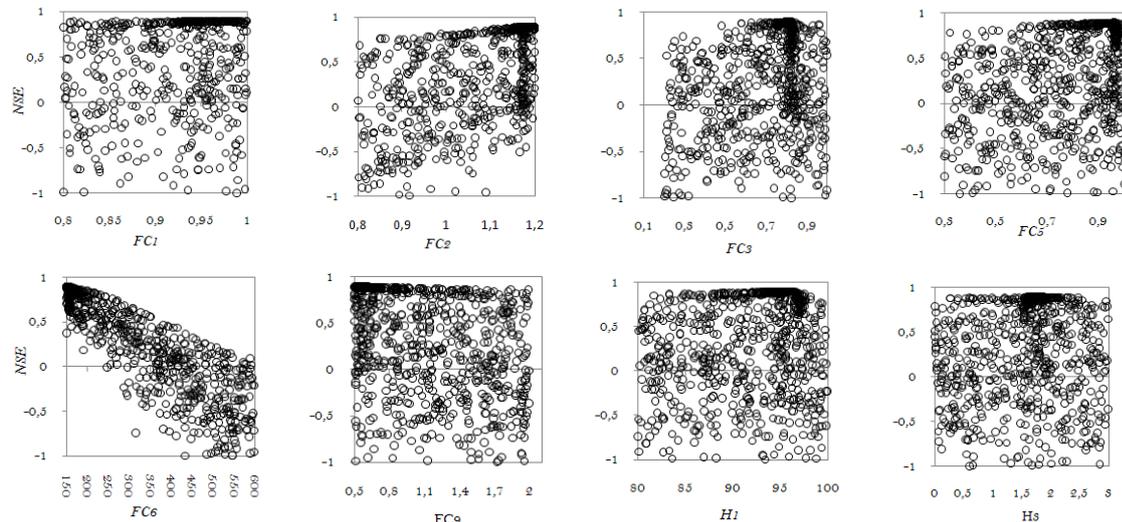


Figura 6. 5. Muestra las iteraciones realizadas por el algoritmo *SCE-UA* en el plano de búsqueda para los *FCs*, para la segunda optimización se cambiaron los rangos de búsqueda

Se continuó con la calibración del evento anterior optimizando ahora los siguientes factores correctores: FC_3 , FC_4 , FC_8 debido a que se observó una alta sensibilidad del modelo TETIS al variar los valores de estos FC_s y las variables de estado inicial H_1 y H_4 . El proceso de optimización fue cortado, por que se observó que con *NSE* muy altos se pierde la similitud entre los picos como se puede observar en la Figura 6. 6. Es decir, a partir de valores de *NSE* del orden de 0,91 la diferencia entre las puntas de los hidrogramas ($Q_{máx}$), es un valor constante de $30 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y el tiempo de punta es dos horas aproximadamente (error de 0,669%) y 0 Hm^3 la diferencia entre volúmenes.

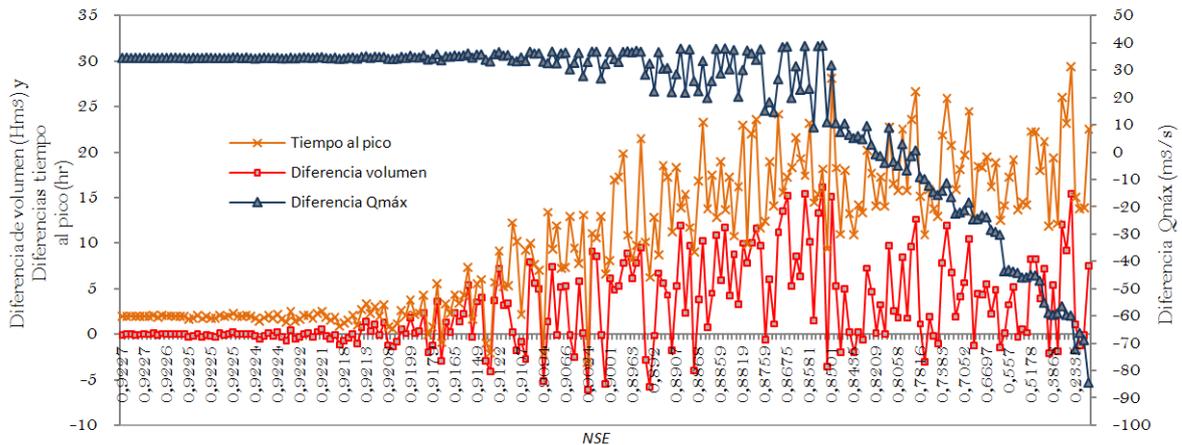


Figura 6. 6. Representación de las variaciones del tiempo de punta, la diferencias entre el volumen observado y el simulado por TETIS y diferencias en $Q_{máx}$ observado y simulado en función del NSE

Con base en lo anterior se concluye que el máximo NSE obtenido es 0,9227 para el evento seleccionado en la calibración de la subcuenca del río *American*.

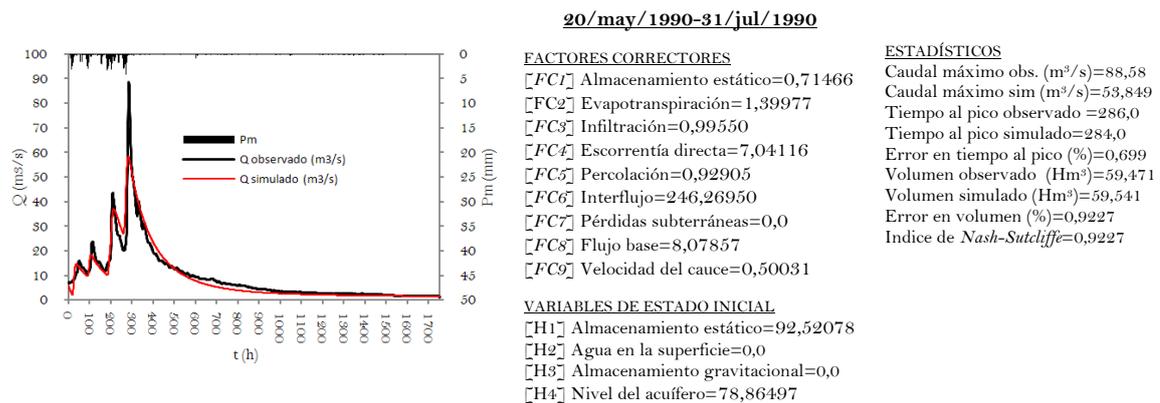


Figura 6. 7. Calibración final obtenida por optimización automática y conjunto de FC_s obtenidos para reproducir un episodio de primavera con *input* sólo por lluvia

Con los resultados anteriores (Figura 6. 7), se concluye la *fase I* de manera satisfactoria para la subcuenca del río *American*. El resultado de la *fase I* es un conjunto de FC_s y los rangos de calibración seleccionados en función del NSE más alto obtenido (Tabla 6. 2).

En el caso particular de la subcuenca del río *Carson* y como acertadamente Simpson et al. (2004) lo explicó, esta tiene un régimen hidrológico completamente diferente a la subcuenca del río *American*, lo anterior fue claramente confirmado cuando se intentó localizar un episodio

para la calibración del modelo con los siguientes criterios: *input* sólo por lluvia $SWE = 0$ y aportaciones por fusión cero ($Y_0 = 0$). Al analizar las series de caudales (Figura 5. 22) se observa un régimen hidrológico dominado completamente por la fusión de nieve. Existen pequeñas fluctuaciones del hidrograma (menores $8 \text{ m}^3/\text{s}$) producto de pequeñas lluvias y que son difíciles de reproducir con el modelo TETIS. Con base en lo anterior se decidió no calibrar la *fase I* en la subcuenca del río *Carson* y en su lugar utilizar el conjunto de FC_s obtenidos en la *fase I* para la subcuenca del río *American* como FC_s iniciales en la calibración de la *fase III*.

Tabla 6. 2. Conjunto de FC s finales obtenidos para la subcuenca del río *American* y con las condiciones específicas del episodio seleccionado. Rangos finales de búsqueda para la optimización con *SCE-UA*

Factores correctores	Optimo	Límite inferior	Límite superior
FC_1	0,71466	0,5	1,9
FC_2	1,39977	0,8	1,5
FC_3	0,99550	0,1	1,0
FC_4	7,04116		
FC_5	0,92905	0,1	1,0
FC_6	246,26950	100,0	600,0
FC_7	0,0		
FC_8	8,07857		
FC_9	0,50031	0,5	2,9
H_1	92,52078	0,0	100,0
H_2	0,00		
H_3	0,00	0,0	3,0
H_4	78,86497	0,0	100,0

6.1.2. Calibración fase II

El submodelo *grado-día* de fusión de nieve que usa TETIS, cuenta con dos componentes básicas: la que determina la acumulación (T_b , $T_a < T_b$) y la que corresponde a la fusión (T_b , $T_a \geq T_b$). Para la fusión (Y_0) utiliza tres parámetros: temperatura base T_b , factor de fusión (M_{f1}) y factor de fusión con lluvia (M_{f2}).

Según Vélez (2003), el submodelo de fusión de TETIS no toma en cuenta los efectos del viento sobre la nieve, al igual que los provocados por la densidad de la nieve, la pendiente y la orientación de laderas, por la parsimonia planteada inicialmente para el modelo.

En el submodelo de fusión de TETIS la T_b , M_{f1} y M_{f2} son representados con un valor constante para toda la cuenca, no se considera una distribución espacio-temporal de los mismo. Aunque en la literatura se indique por ejemplo que el M_{f1} varía con la latitud, la época del año, las propiedades físicas de la nieve y la orientación de ladera. Una aproximación valida sería aumentar el número de parámetros con un método tipo índice como lo proponen Dunn y Colohan (1999). Sin embargo, un primer objetivo es evaluar el submodelo de fusión como se encuentra programado actualmente en TETIS, los cambios a futuro se realizaran dependiendo de los resultados que se obtengan.

El submodelo *grado-día* requiere ser calibrado de forma independiente a la calibración de los FC_s . La calibración de los parámetros se realizó de forma manual (a prueba y error) usando varias combinaciones de T_b , M_{f1} y M_{f2} y comparando los datos la SWE observada de las estaciones *SNOTEL Huysink* y *Blue Canyon* para la subcuenca del río *American* y *Spratt Creek*, *Blue Lakes*, *Ebbetts Pass* y *Poison Flats* para la subcuenca del río *Carson* proporcionados por la *NOAA/NWS* contra los SWE obtenidos de la simulaciones para las dos subcuencas.

En el caso de la subcuenca del río *American* se utilizaron para la calibración los episodios: 01/oct/1988-30/jun/1989, 27/agos/1989-31/may/1990 y 01/nov/1992-19/jul/1993 que corresponden a un otoño-invierno y a eventos con media, baja y alta presencia de nieve respectivamente. Se calibró inicialmente T_b por su alta importancia al definir si hay fusión o acumulación de la nieve. En la literatura es muy usado un $T_b = 0^\circ\text{C}$ (DeWalle y Albert Rango, 2008), por lo anterior se decidió probar valores de T_b en torno a los 0°C (-2, -1, 0, 1, 2, 3). En las primeras simulaciones para la calibración de T_b se usaron como valores iniciales $M_{f1} = 4$, $M_{f2} = 6$ obtenidos del proyecto I+D para la cuenca Jarama (cuenca del Tajo, España).

Los resultados obtenidos mostraron que al utilizar $-2 \leq T_b \leq 1$ con los factores de fusión anteriores, las SWE están muy por debajo de las SWE observadas en las estaciones de *Huysink* ($-1,7926 \leq NSE \leq -0,1552$) y *Blue Canyon* ($-0,7808 \leq NSE \leq 0,2768$) y para los tres episodios simulados. Con base en lo anterior se probó con los factores $M_{f1} = 1$ y $M_{f2} = 2$

reducidos al límite de acuerdo con los valores propuesto por varios autores (Tabla 2. 4), observándose mejoras en *Huysink* ($-0,9315 \leq NSE \leq 0,7884$) y *Blue Canyon* ($-0,6445 \leq NSE \leq 0,8168$), la $T_b = 1^\circ\text{C}$, fue la que mejores resultados obtuvo para el episodio de alta y media presencia de nieve. Tomando en cuenta el análisis anterior, la primera conclusión es que los valores de $T_b < 1^\circ\text{C}$ no representan adecuadamente el proceso de acumulación y fusión en la subcuenca del río *American*. $T_b \geq 3^\circ\text{C}$ tienden a sobre estimar la acumulación de nieve en la estación *SNOTEL Blue Canyon*, por lo tanto las posibles T_b se encuentran entre $1-3^\circ\text{C}$.

En conclusión, después de varias simulaciones hechas probando diferentes combinaciones de T_b , M_{f1} y M_{f2} se obtuvieron los parámetros que mejor reproducen el comportamiento a nivel de celda de las *SWE* en las dos estaciones *SNOTEL* correspondiente [$T_b = 2,8$, $M_{f1} = 2,7$ y $M_{f2} = 5,0$]. Se usó una gráfica de tendencia lineal para observar la forma como el submodelo *grado-día* de TETIS reproduce las *SWE* diarias observadas. Los valores de R^2 varían de 0,28 a 0,91 observándose que el submodelo reproduce de mejor manera el proceso de fusión en la estación *Huysink* que se ubica a mayor elevación y para los eventos de media y alta presencia de nieve (Figura 6. 8).

En el caso de la subcuenca río *Carson* se seleccionaron los episodios: 01/oct/1992-31/jul/1993, 01/nov/1993-30/jun/1994 y 01/oct/1994-31/jul/1995 que corresponden a eventos de media, baja y alta presencia de nieve respectivamente. Se realizó la calibración de T_b bajo el mismo criterio que para la subcuenca del río *American* ($M_{f1} = 4$ y $M_{f2} = 6$), se observó que a partir de $T_b = 0^\circ\text{C}$ el submodelo de TETIS logró reproducir la acumulación y fusión en las estación *Spratt Creek* de menor altura para el invierno medio ($0,0386 \leq NSE \leq 0,8531$), sin embargo, el resto de estaciones no cumplen por lo que la $T_b = 0^\circ\text{C}$ se descarto. Analizando el resto de resultados se llegó a la conclusión que las T_b que pueden satisfacer se encuentra en el rango $2-3^\circ\text{C}$.

El paso siguiente consistió en obtener los factores M_{f1} y M_{f2} que describan mejor el proceso de fusión. Para ello se probaron diferentes combinaciones de T_b en el rango establecido anteriormente con diferentes M_{f1} y M_{f2} . En el análisis se observó incertidumbre en la predicción de *SWE* en la estación *Blue Canyon* ubicada a 1609 metros. Lo anterior coincide con los resultados obtenidos por Shamir y Georgakakos (2006), quienes reportaron mejores

resultados de distribución de nieve para las estaciones en altas elevaciones, con un incremento en la incertidumbre para las estaciones bajas.

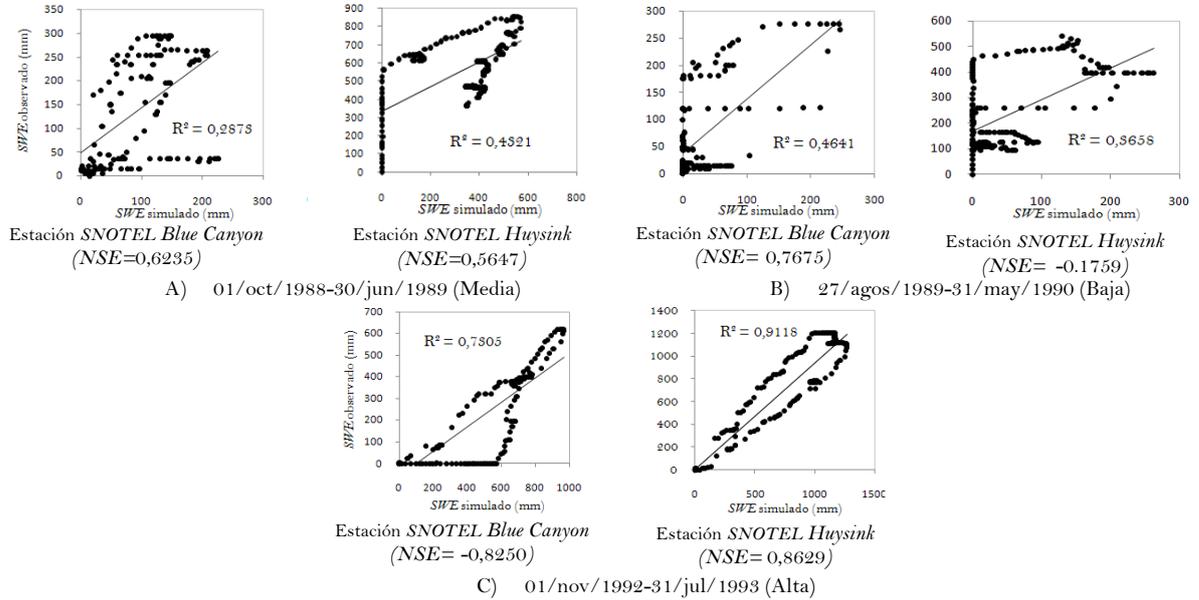


Figura 6. 8. Comparación de los valores de *SWE* observados en las estaciones SNOTEL (*Blue Canyon* y *Huysink*) y los simulados con el modelo *grado-día* de TETIS en la subcuenca río *American*. Obtenidos al calibrar los tres parámetros de fusión que usa el submodelo ($T_b=2,8$; $M_{f1}=2,7$ y $M_{f2}=5,0$)

En conclusión, par0061 la subcuenca del río *Carson*, después de varias simulaciones hechas probando diferentes combinaciones de T_b , M_{f1} y M_{f2} se obtuvieron los parámetros que mejor reproducen el comportamiento a nivel de celda de las *SWE* en las cuatro estaciones SNOTEL correspondientes [$T_b=2,5$, $M_{f1}=2,6$ y $M_{f2}=3,8$] (Figura 6. 9).

Los valores de R^2 varían de 0,33 a 0,98 ($-14,4 \geq NSE \leq 0,92$); observándose que el submodelo reproduce nuevamente mejor la acumulación y fusión en la estación de mayor latitud (*Blue Lakes*, *Ebbetts Pass* y *Poison Flats*).

Los conjuntos de parámetros de fusión obtenidos son resultado de un proceso largo y pesado por lo que el submodelo de fusión de nieve debería de utilizar calibración automática (*SCE-UA*) al igual que para los FC_s , siendo lo anterior un punto negativo del modelo. Dentro de las futuras mejoras se propone la calibración automática con fines de reducir el tiempo de calibración y la incertidumbre en la obtención de los parámetros de fusión.

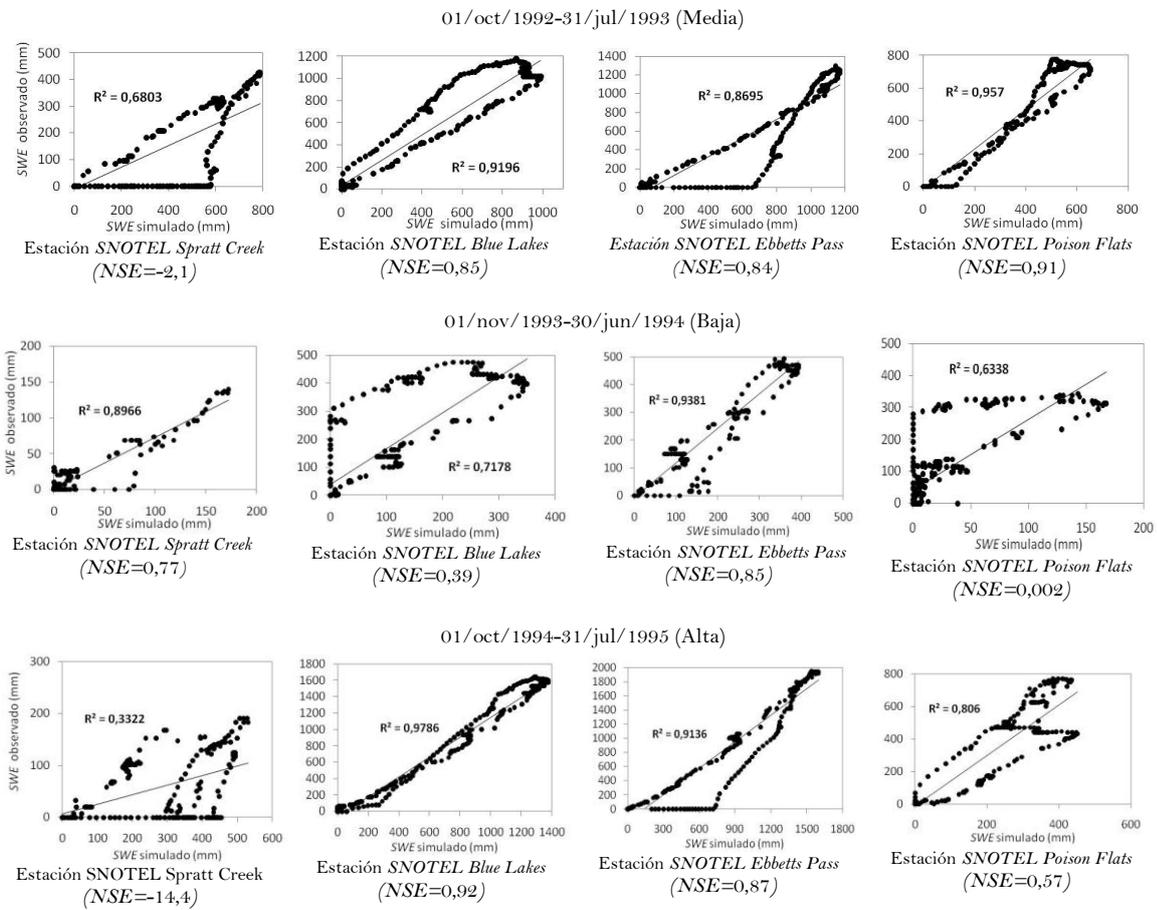


Figura 6. 9. Comparación de los valores de *SWE* observados en las estaciones *SNOTEL* (*Blue Canyon* y *Huysink*) y los simulados con el submodelo *grado-día* de TETIS, en la subcuenca río *Carson*. Obtenidos al calibrar los tres parámetros de fusión que usa el submodelo ($T_b=2,5$, $M_{f1}=2,6$, $M_{f2}=3,8$)

Además de la verificación a nivel puntual con las estaciones *SNOTEL*, una verificación más realizada al submodelo de fusión de TETIS, consistió en evaluar la distribución espacial de la cobertura de nieve, para ello se comparó la cubierta de nieve simulada con el submodelo contra la cubierta proporcionada por *NOAA/NWS* (apartado 5.4.2).

Para el análisis se seleccionaron dos imágenes para cada subcuenca, tomadas el día 10/ene/1994 y 17/ene/1995 para la subcuenca del río *American* y 19/abr/1992 y 17/ene/1995 para la subcuenca del río *Carson* (Figura 6. 10).

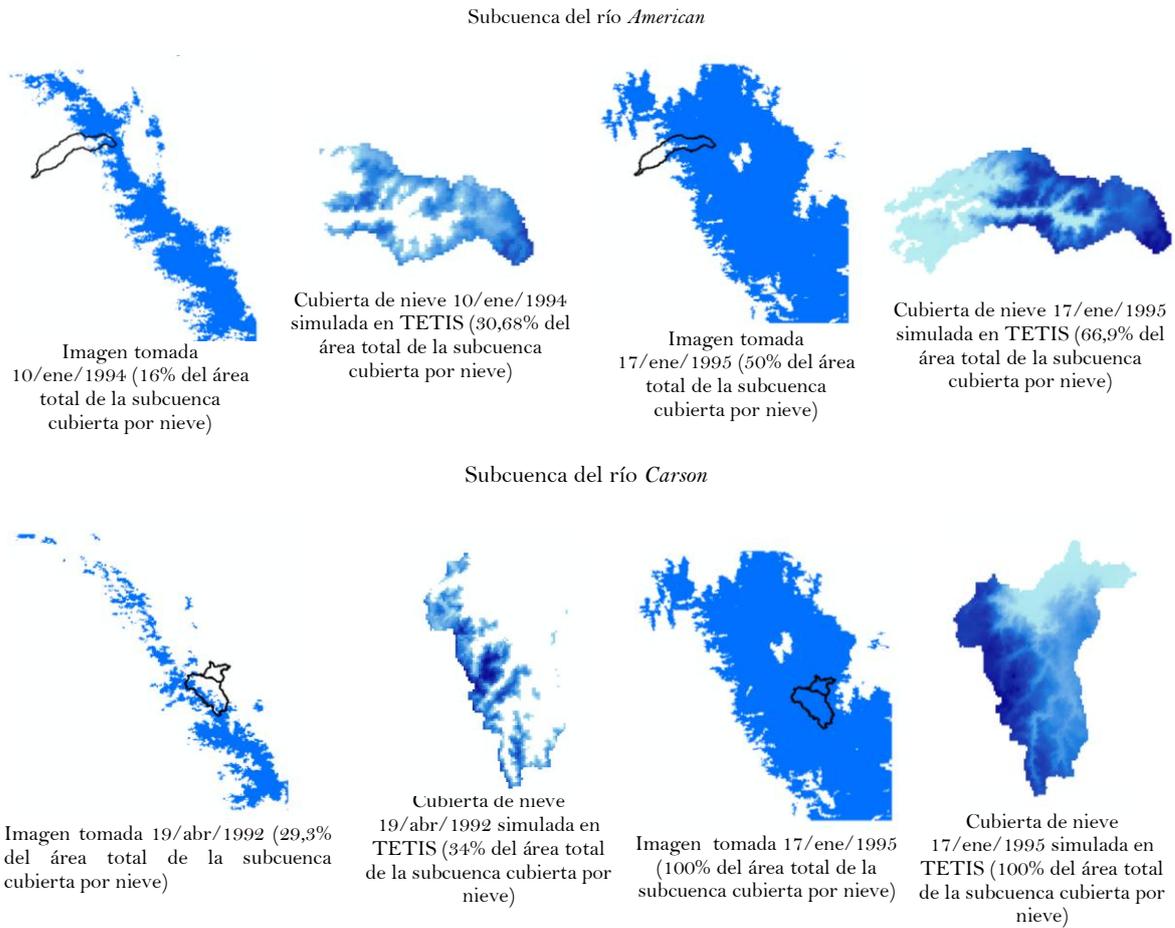


Figura 6. 10. Análisis de la distribución espacial de la nieve, realizado comparando las imágenes de cubierta de nieve proporcionadas por *NOAA/NWS* para el *DMIP2* y la distribución espacio-temporal de la de nieve que calcula en modelo TETIS

Es importante destacar que el inicio de los episodio simulados es con $SWE = 0$, comenzado la simulación el primero de *octubre* (año hidrológico). Con base en lo anterior la siguiente pregunta formulada, es si el modelo puede reproducir de mejor manera la distribución espacial de la cubierta de nieve proporcionándole el valor inicial de SWE , conocido este de las estaciones *SNOTEL*. Se simularon los episodios 10/ene/1994-01/may/1994 para la subcuenca del río *American.*, con valores de SWE observados en la estación *Blue Canyon* de 25mm y *Huysink* de 215,14 mm. En el caso de la subcuenca del río *Carson* se usó el mismo episodio que en la subcuenca del río *American*, con los siguientes valores de SWE iniciales:

Spratt Creek de 0 mm, *Blue Lakes* de 137,16 mm, *Ebbetts Pass* de 149,86 mm y *Poison Flats* de 116,84 mm. Los resultados obtenidos son mostrados en la Figura 6. 11.

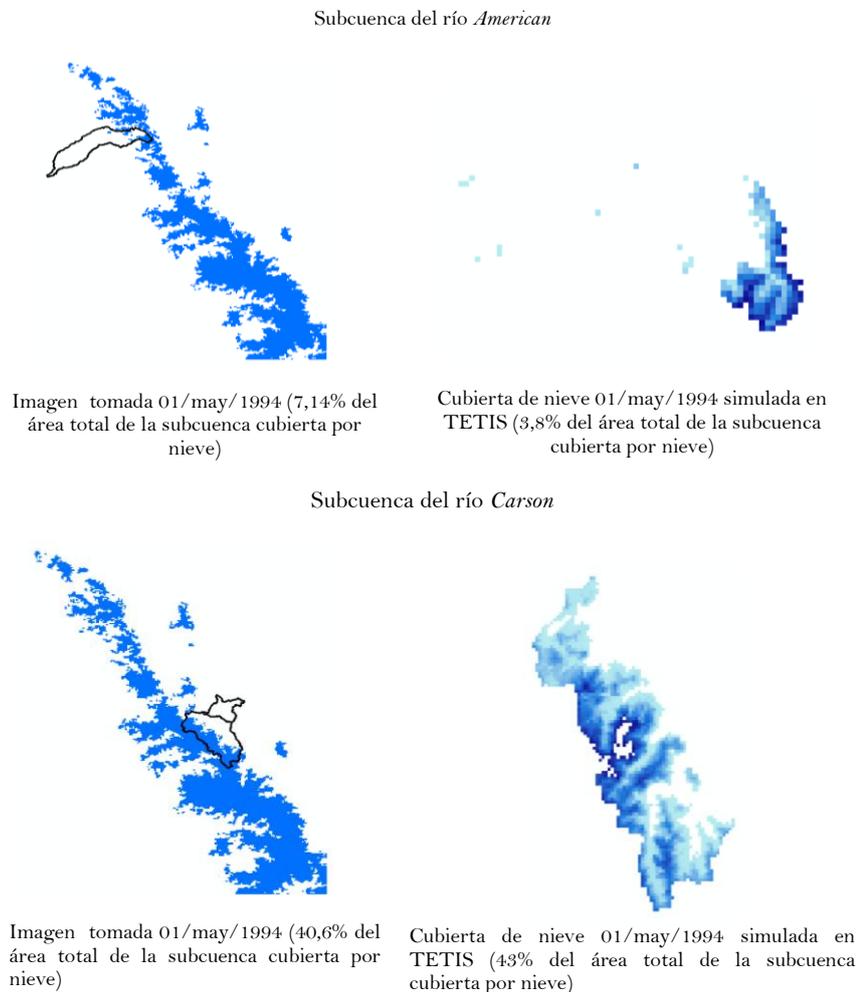


Figura 6. 11. Se observa la reproducción de las cubiertas de nieve obtenidas con estas nuevas simulaciones para el episodio seleccionado (10/ene/1994-01/may/1994). Sin embargo, se comprobó que los resultados anteriores obtenidos no son función de utilizar valores iniciales $SWE \neq 0$

Se observa una mejor aproximación del modelo TETIS en la distribución espacial de la cubierta de nieve en la etapa final del invierno. Por último se analizó el comportamiento espacio-temporal de la cubierta de nieve de manera continua y se cuantificó el error entre ellas. Para lo cual se seleccionó el episodio 01/nov/1993-30/jun/1994 con baja presencia de nieve, recordando que es precisamente en estos episodios donde se observó menor eficiencia del submodelo para reproducir el comportamiento del proceso de fusión.

Los resultados obtenidos (Figura 6. 12 y Tabla 6. 3), muestran una muy buena representación espacial en la subcuenca del río *Carson*, sin embargo, en la subcuenca del río *American* en la época de mayor presencia de nieve el submodelo sobre estima la *SWE*, esto puede repercutir fuertemente en temas de evaluación de recurso disponible.

En el caso de la imagen 21/feb/1994 para la subcuenca del río *American* más que un error del modelo corresponde a un error en la imagen (Figura 6. 12).

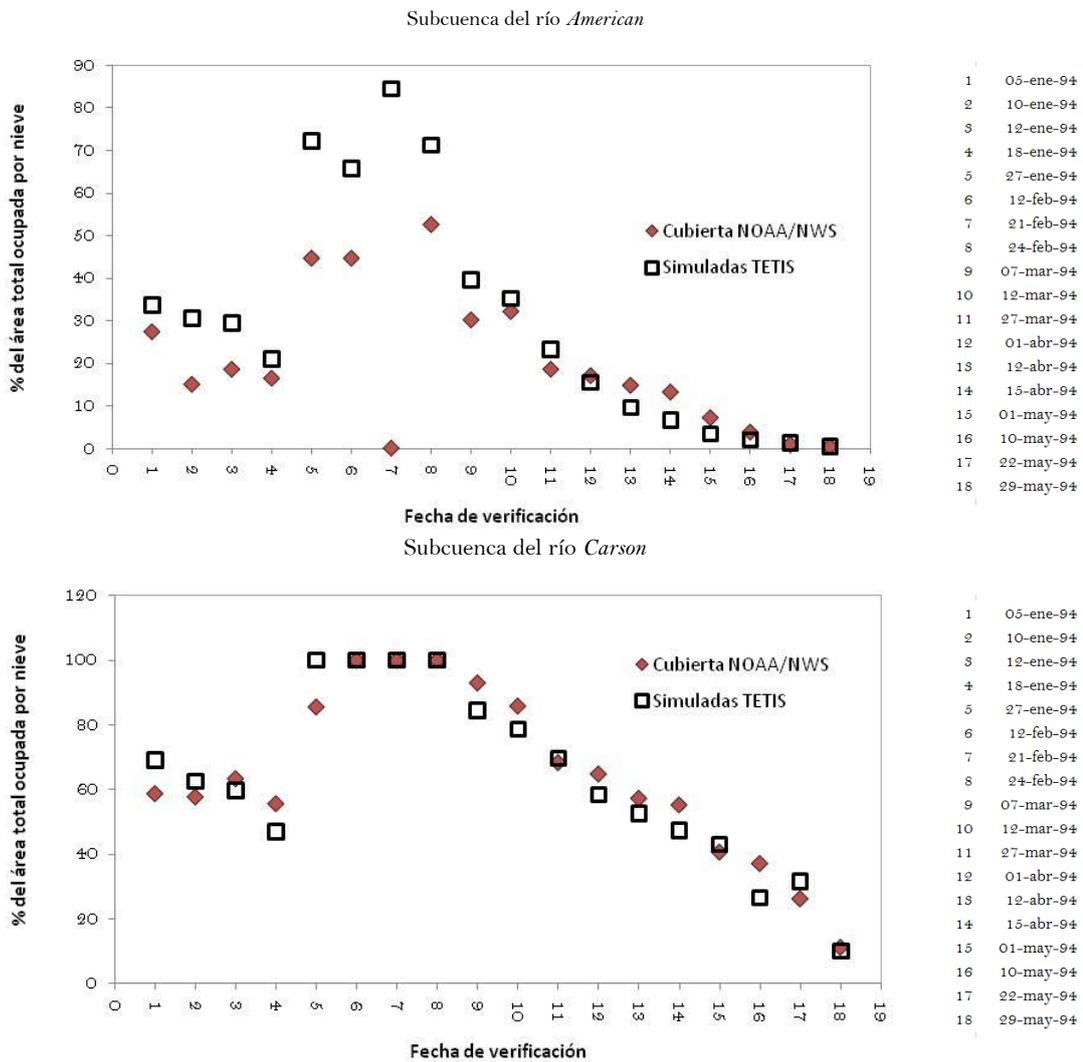


Figura 6. 12. Comparación de cubiertas de nieve para ambas subcuencas, expresada en porcentaje del área total ocupada por nieve para determinadas fechas de toma de imágenes, proporcionadas por la *NOAA/NWS*. La cubierta de la imagen se obtuvo utilizando *el ArcGis*

Tabla 6. 3. Resultados del análisis de distribución espacial de la cubierta de nieve para el episodio seleccionado

Subcuenca del río <i>American</i>						
Fecha	Área (km^2)		% de la subcuenca cubierta por nieve		DIF (%)	
	Imagen	TETIS	Imagen	TETIS		
05/ene/94	242,24	298,66	27,36	33,73	6,37	
10/ene/94	132,81	271,63	15,00	30,68	15,68	
12/ene/94	164,18	261,31	18,54	29,51	10,97	
18/ene/94	145,49	185,9	16,43	20,99	4,56	
27/ene/94	395,10	638,96	44,62	72,16	27,54	
12/feb/94	433,14	581,86	44,62	65,71	21,09	
21/feb/94	0,00	748,54	0,00	84,53	84,53	
24/feb/94	465,18	630,95	52,53	71,25	18,72	
07/mar/94	266,96	350,08	30,15	39,53	9,38	
12/mar/94	284,31	312,01	32,11	35,24	3,13	
27/mar/94	164,18	205,81	18,54	23,24	4,7	
01/abr/94	150,83	137,33	17,03	15,51	-1,52	
12/abr/94	130,81	85,03	14,77	9,60	-5,17	
15/abr/94	116,80	58,88	13,19	6,65	-6,54	
01/may/94	63,40	30,95	7,16	3,80	-3,36	
10/may/94	33,37	18,14	3,77	2,05	-1,72	
22/may/94	8,01	12,27	0,90	1,39	0,49	
29/may/94	3,34	3,91	0,38	0,44	0,06	

Subcuenca del río <i>Carson</i>						
Fecha	Área (km^2)		% de la subcuenca cubierta por nieve		DIF (%)	
	Imagen	TETIS	Imagen	TETIS		
05/ene/94	541,26	636,29	58,70	69,01	10,31	
10/ene/94	531,92	576,53	57,69	62,53	4,84	
12/ene/94	583,98	550,19	63,34	59,67	-3,67	
18/ene/94	512,56	433,51	55,59	47,02	-8,57	
27/ene/94	788,87	922	85,56	100,00	14,44	
12/feb/94	922	922	100,00	100,00	0	
21/feb/94	922	922	100,00	100,00	0	
24/feb/94	922	922	100,00	100,00	0	
07/mar/94	857,61	779,49	93,02	84,54	-8,48	
12/mar/94	791,54	725,06	85,85	78,64	-7,21	
27/mar/94	630,03	642,17	68,33	69,65	1,32	
01/abr/94	597,32	538,81	64,79	58,44	-6,35	
12/abr/94	527,91	485,98	57,26	52,71	-4,55	
15/abr/94	509,23	436,71	55,23	47,37	-7,86	
01/may/94	372,41	396,15	40,39	43,00	2,61	
10/may/94	341,71	244,59	37,06	26,53	-10,53	
22/may/94	240,93	291,18	26,13	31,58	5,45	
29/may/94	102,11	92,85	11,07	10,07	-1	

6.1.3. Calibración fase III

La fase III consistió en calibrar los FC_s , para episodios con presencia de nieve ($SWE \neq 0$) y que comprendan el periodo de invierno. Para lograr lo anterior se utilizaron el conjunto de FC_s obtenidos en la fase I como valores iniciales.

En el caso de los parámetros del submodelo de fusión de nieve corresponden a los parámetros obtenidos en la *fase II*. La *NOAA/NWS* estableció dentro del *DMIP2* para las subcuencas de estudio, los periodos para realizar el calentamiento, calibración y validación Tabla 6. 4.

Tabla 6. 4. Periodos de calentamiento, calibración y validación; propuestos por la *NOAA/NWS* para el proyecto *DMIP2*

Subcuenca	Calentamiento	Calibración	Validación
Río <i>American</i>	01/oct/1987-30/sep/1988	01/oct/1988-30/sep/1997	01/oct/1997-31/dic/2002
Río <i>Carson</i>	01/oct/1989-30/sep/1990	01/oct/1990-30/sep/1997	01/oct/1997-31/dic/2002

Con base en lo anterior se seleccionaron tres episodios para la calibración, en fusión del orden de magnitud, el menor número de datos faltantes en la serie y el periodo de calibración establecido por la *NOAA/NWS*. La decisión de utilizar tres episodios en la calibración en lugar de uno sólo como lo establece la *NOAA/NWS*, fue con el objetivo de obtener un conjunto de FC_s más robustos y reducir tiempo de cómputo en la calibración automática con el algoritmo *SCE-UA*. En la Tabla 6. 5 se muestran los episodios seleccionados con sus respectivos periodos de calentamiento.

Tabla 6. 5. Episodios seleccionados para la calibración de los modelos en la *fase III*, para la subcuencas del río *American* y *Carson*. Asimismo, el periodo de calentamiento seleccionado

Subcuenca	No. Episodio	Calentamiento	Calibración
Río <i>American</i>	<i>Episodio I</i>	01/dic/1988-01/feb/1989	01/feb/1989-30/jun/1989
	<i>Episodio II</i>	01/nov/1990-01/feb/1991	01/feb/1991-31/jul/1991
	<i>Episodio III</i>	01/ago/1992-01/nov/1992	01/nov/1992-31/jul/1993
Río <i>Carson</i>	<i>Episodio I</i>	01/ago/1990-01/oct/1990	01/oct/1990-31/jul/1991
	<i>Episodio II</i>	01/ago/1991-01/oct/1991	01/oct/1991-31/jul/1992
	<i>Episodio III</i>	01/ago/1992-01/oct/1992	01/oct/1992-31/jul/1993

Es importante recordar que la serie de datos de caudales proporcionada por la *NOAA/NWS*, comprende de 1988-1997 para subcuenca del río *American* y 1990-1997 para la subcuenca del río *Carson* (*sección 5.4.4*). Por lo que, el período de calibración se usó también para la validación de los modelos como se indica en le *sección 6.3*.

6.1.3.1. Subcuenca del río American

- *Calibración episodio I*

La calibración se comenzó con el episodio 01/feb/1989-30/jun/1989, realizado previamente el calentamiento del modelo (01/dic/1988-01/feb/1989), con la finalidad de obtener las condiciones de humedad antecedentes del sistema y comportamiento del acuífero al inicio del periodo de calibración. El episodio seleccionado está constituido básicamente por tres ondas de crecidas superiores a los $300 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y las aportaciones de la fusión de nieve se reflejan claramente entre los meses de abril-junio (Figura 6. 13). Con un total de 253 iteraciones realizadas por el algoritmo *SCE- UA* se obtuvo una nube de soluciones a partir de cual se seleccionó el conjunto de FC_s con el mayor *NSE* (0,8775), producto de comparar el hidrograma de salida observado de la estación del *Lago Clementine* y el hidrograma resultado de la simulación en el modelo TETIS. En cuanto a la fusión de nieve se obtuvieron los siguientes *NSE* comparando los *SWE* observados y simulados, *NSE* de 0,3674 para la estación *SNOTEL Huysink* y un *NSE* de 0,4841 para la estaciones *Blue Canyon*. Los resultados, el conjunto de FC_s y los estadísticos obtenidos se muestran en la Figura 6. 13.

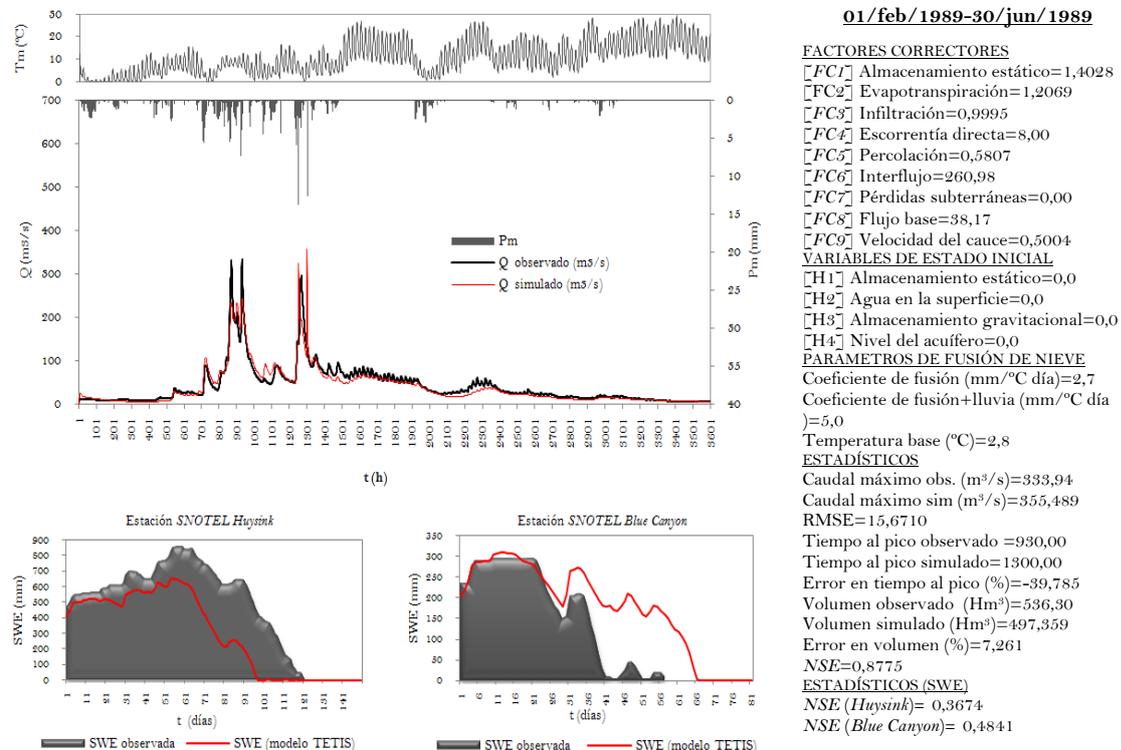


Figura 6. 13. Muestra el hidrograma observado vs el hidrograma simulado con el conjunto de FCs calibrados de manera automática para el episodio I. Asimismo, el comportamiento de la *SWE* en los puntos de observación con el valor *SWE* obtenido a nivel de celda. Por último los FCs y los estadísticos obtenidos

El gráfico de la Figura 6. 13 también permite observar el comportamiento temporal tanto de la precipitación media de la cuenca para los diferentes Δt , así como la variabilidad de las temperaturas medias. Se observa coincidencia de los aumentos y disminuciones de la temperatura con los procesos de acumulación y fusión de la nieve en el episodio calibrado.

- *Calibración episodio II*

En la calibración de este episodio se utilizaron nuevamente el conjunto de FC_s obtenidos anteriormente (Tabla 6. 2). El episodio seleccionado está constituido por una onda de crecida muy importante del orden de los $500 m^3s^{-1}$, baja cubierta de nieve. La precipitación del episodio es de $846,6 mm$ (con precipitaciones de mayor intensidad entre los meses de febrero-marzo) y un evento máximo de $13,18 mm$ registrado el 04/mar/1991. Después de un total de 472 iteraciones se obtuvo un conjunto de FC_s con los siguientes resultados: un NSE de 0,8373 en la reproducción del hidrograma (Figura 6. 14). En el caso de la fusión de nieve un NSE de 0,6419 en la estación *SNOTEL Huysink* y un NSE de -1,18 en la estación *SNOTEL de Blue Canyon* (Figura 6. 14). En esta última el submodelo de fusión de TETIS, sobre estima la acumulación lo que indica que T_b le correspondería un valor menor al determinado en la calibración del submodelo de fusión. Sin embargo, se observa que T_b satisface el proceso en la estación *Huysink* ubicada a mayor latitud. Se observa también que los factores de fusión (M_{f1} y M_{f2}) satisfacen de mejor manera ciertas condiciones, lo que apunta a que una distribución espacial de M_{f1} y M_{f2} puede mejorar los resultados.

- *Calibración episodio III*

Una vez reproducido el comportamiento del acuífero y establecidas las condiciones iniciales utilizando el período de calentamiento (01/ago/1992-01/nov/1992). Se continuó con la calibración del *episodio III*. El episodio seleccionado está constituido por varias ondas de crecidas importante del orden de los 100 y $500 m^3s^{-1}$ aproximadamente. En cuanto a la cubierta de nieve y acumulación este episodio corresponde a un invierno fuerte. Las precipitaciones más importantes se registran entre los meses de diciembre y febrero. Después de un total de 330 iteraciones se obtuvo un conjunto de FC_s que permiten obtener los siguientes resultados: un NSE de 0,8475 en la reproducción del hidrograma. En el caso de la fusión de nieve un NSE de 0,8119 en la estación *SNOTEL Huysink* y de -1,23 en la estación *SNOTEL de Blue Canyon* (Figura 6. 15).

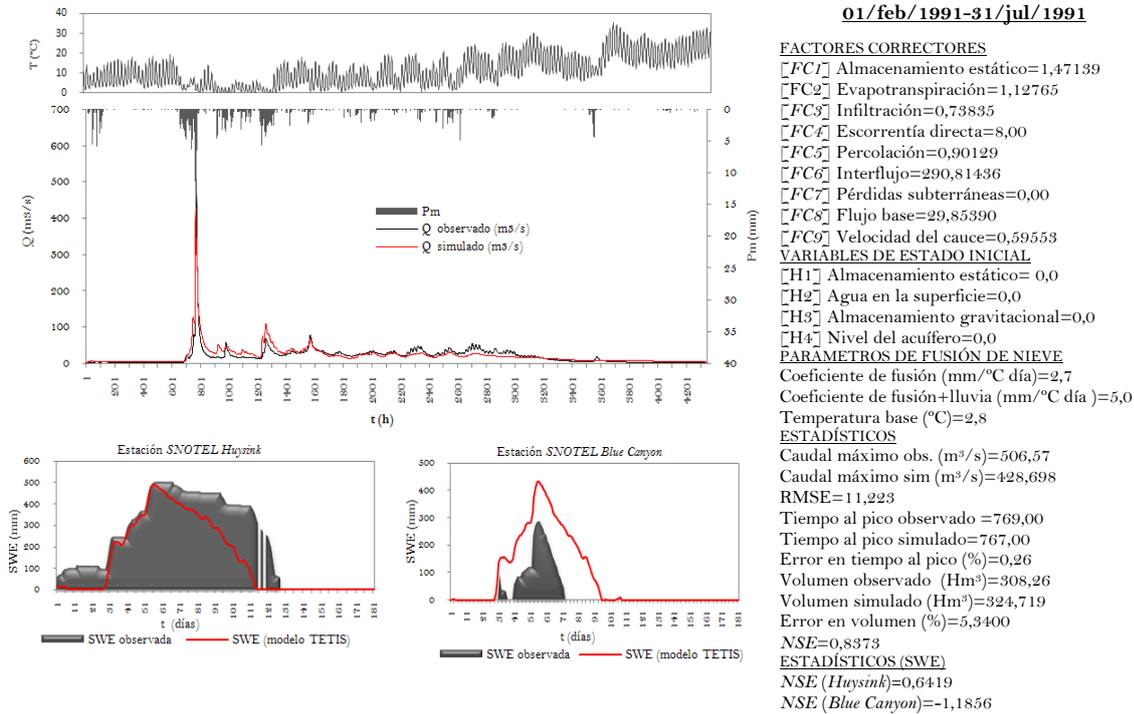


Figura 6. 14. Muestra el hidrograma observado vs el hidrograma simulado con el conjunto de FCs calibrados de manera automática para el episodio II. Asimismo, el comportamiento de la SWE en los puntos de observación con el valor SWE obtenido a nivel de celda.

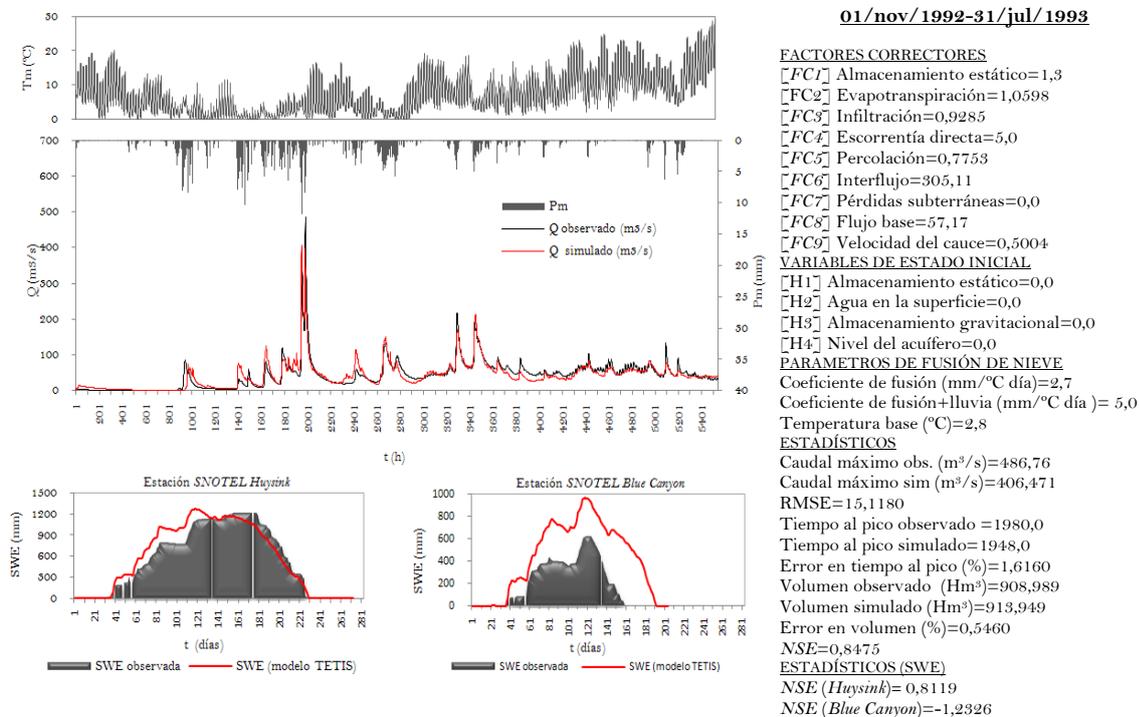


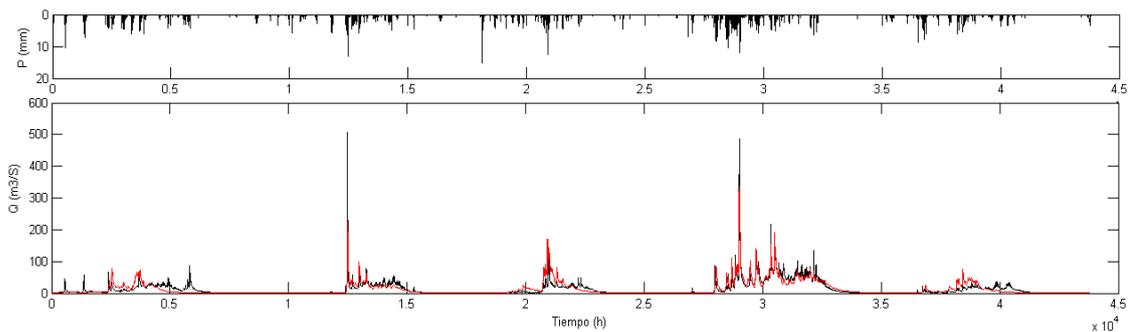
Figura 6. 15. Muestra el hidrograma observado vs el hidrograma simulado con el conjunto de FCs calibrados de manera automática para el episodio III. Asimismo, el comportamiento de la SWE en los puntos de observación con el valor SWE obtenido a nivel de celda. Por último el conjunto de FCs y los estadísticos obtenidos

La calibración realizada (*episodio I, II y III*), muestra buenos resultados de acuerdo a la escala de medición de incertidumbre del *NSE*, que para modelos hidrológicos un *NSE* del orden de 0,8 es considerado como excelentes. Sin embargo, es importante comentar que los conjuntos de FC_s para los tres episodios son diferentes debido a que los episodios tienen diferente orden de magnitud en los *inputs*. Esto es algo desfavorable en los resultados obtenidos debido a que indica que los FC_s no son una solución robusta. Con base en lo anterior el objetivo es proporcionar un sólo conjunto de FC_s que reproduzcan de la mejor manera posible los tres episodios seleccionados. Para ello se realizó simulación continua (01/oct/1989-30/sep/1994), utilizando los tres conjuntos de FC_s finales (Tabla 6. 6), y el episodio 01/oct/1988-30/sep/1989 como calentamiento.

En la Figura 6. 16 se muestran las tres simulaciones continuas realizadas para los tres episodios de calibración. Se seleccionaron los FCs del *episodio II* debido a que proporcionó el *NSE* más alto (0,7682). Por último la simulación continua realizada permitió observar la estacionaridad del acuífero y las aportaciones del flujo base.

Tabla 6. 6. Conjunto de FCs obtenidos en la calibración automática para los tres episodios seleccionados para la subcuenca del río *American*. Se muestra también el *NSE* resultante para los tres episodios

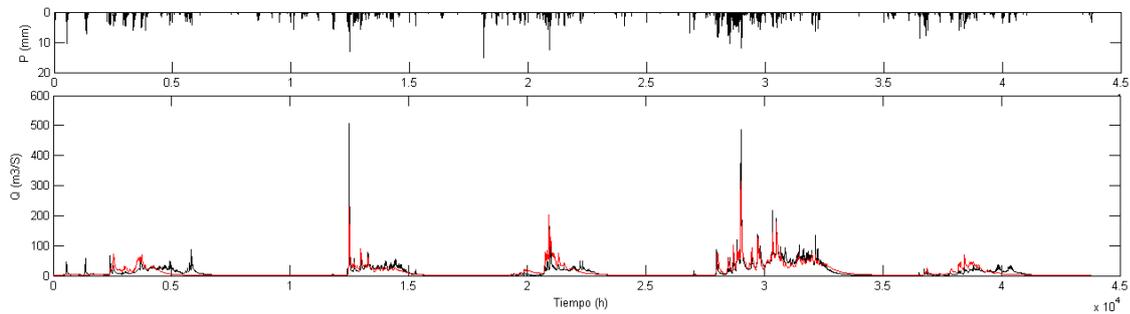
Episodio	FC_1	FC_2	FC_3	FC_4	FC_5	FC_6	FC_7	FC_8	FC_9	<i>NSE</i>
<i>I</i>	1,4028	1,2069	0,9995	8,00	0,5807	260,9800	0,00	38,1700	0,5004	0,8775
<i>II</i>	1,4713	1,1276	0,7383	8,00	0,9013	290,8143	0,00	29,8539	0,5955	0,8373
<i>III</i>	1,3000	1,0598	0,9285	5,00	0,7753	305,1100	0,00	57,1700	0,5004	0,8475



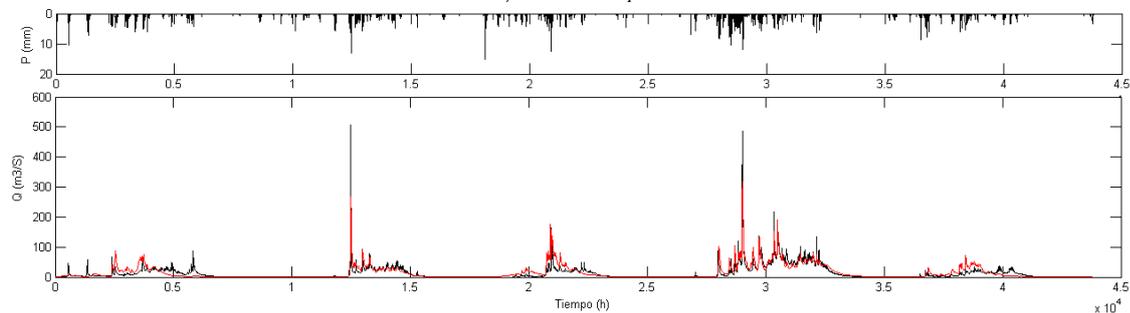
A) FCs del episodio I

Figura 6. 16. Muestra la simulación continua utilizando los FCs de los episodios calibrados en la subcuenca del río *American*, con la finalidad de seleccionar el conjunto de FCs adecuado. Los resultados son un $NSE=0,7427$ usando los FCs del episodio I (A), $NSE=0,7682$ para el episodio II (B) y un $NSE=0,7382$ para los FCs del episodio III (C)

Continuación de la Figura 6.16



B) *FCs del episodio II*



C) *FCs del episodio III*

6.1.3.2. Subcuenca del río Carson

- *Calibración episodio I*

En el caso de la subcuenca del río Carson se siguió el mismo procedimiento de calibración que en la subcuenca del río American. Se seleccionaron nuevamente tres episodios (Tabla 6. 5) y se utilizando como valores iniciales el conjunto de FC_s obtenidos en la sección 6.1.1 (Tabla 6. 2). El episodio I seleccionado está constituido a nivel de caudal por ondas provocadas principalmente por la fusión de la nieve de orden de magnitud no superior a los $80 m^3 s^{-1}$. La precipitación del episodio es de $675,88 mm$. Aunque es difícil determinar con exactitud y cuantificar, si las precipitaciones del episodio ocurren en forma de nieve o lluvia (Figura 6. 17). Es importante recordar que esta subcuenca se encuentra a mayor elevación que la subcuenca del río American por lo cual predominan las precipitaciones en forma sólida. Después de un total de 3247 iteraciones se obtuvo un conjunto de FC_s que permiten obtener los siguientes resultados: un NSE de 0,8139 en la reproducción del hidrograma (Figura 6. 17). En el caso de

la fusión de nieve se obtuvo un NSE de $-14,5$ en la estación *SNOTEL Spratt Creek*, un NSE de $0,84$ en *Blue Lakes*, un NSE de $0,84$ en *Ebbests Pass* y un NSE de $0,87$ en *Poison Flats* (Figura 6. 17). Se observa nuevamente que el submodelo de fusión de TETIS sobre valora la acumulación en la estación *Spratt Creek* que corresponde nuevamente a la estación ubicada a menor altura (1863 m), sin embargo, la distribución temporal de la acumulación parece adecuada. En función de los resultados obtenidos para la subcuenca del río *American* y los de la subcuenca del río *Carson* se pueden concluir que utilizar un valor constantes como parámetros de fusión limita al submodelo de fusión de TETIS.

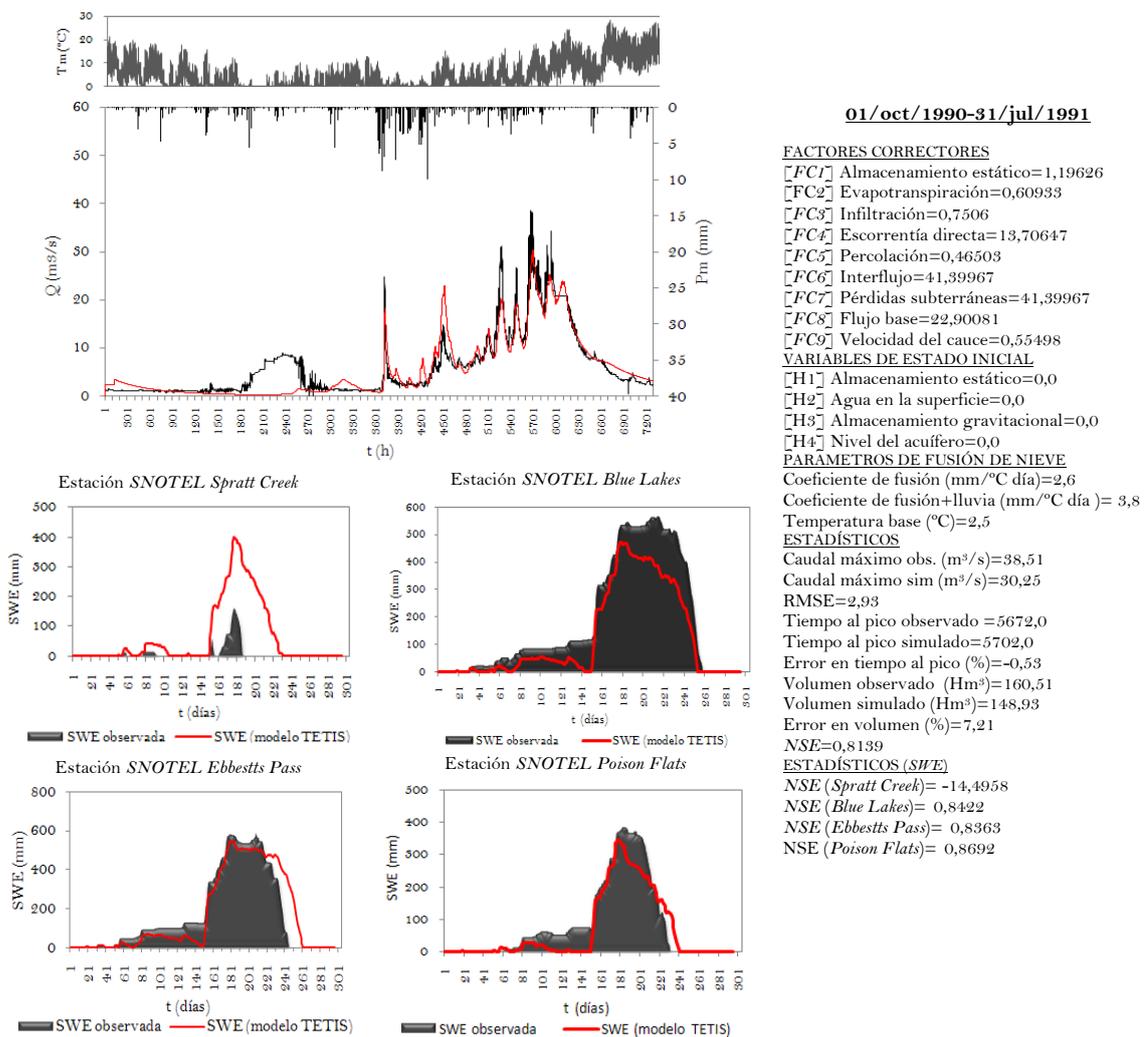


Figura 6. 17. Muestra el hidrograma observado vs el hidrograma simulado con el conjunto de FC s calibrados de manera automática para el episodio I en la subcuenca del río *Carson*. Asimismo, el comportamiento de la SWE en los puntos de observación con el valor SWE obtenido a nivel de celda

• *Calibración episodio II*

El episodio seleccionado para la calibración del *episodio II* (01/oct/1991-31/jul/1992), está constituido en su mayoría por aportaciones de caudal producto de la fusión de la nieve como se puede observar en la Figura 6. 18, Muestra también baja cubierta de nieve y acumulación. La precipitación en el episodio de simulación es de 599,44 mm, con un evento máximo de 12,48 mm registrado el 26/oct/1991. Después de un total de 19604 iteraciones se obtuvo un conjunto de FC_s que permiten obtener los siguientes resultados: un NSE de 0,7323 en la reproducción del hidrograma. Para la fusión de nieve se obtuvieron un NSE de -0,8057 en la estación *SNOTEL Spratt Creek*, un NSE de 0,4395 en *Blue Lakes*, un NSE de 0,7144 en *Ebbetts Pass* y un NSE de -0,1646 en *Poison Flats* (Figura 6. 18).

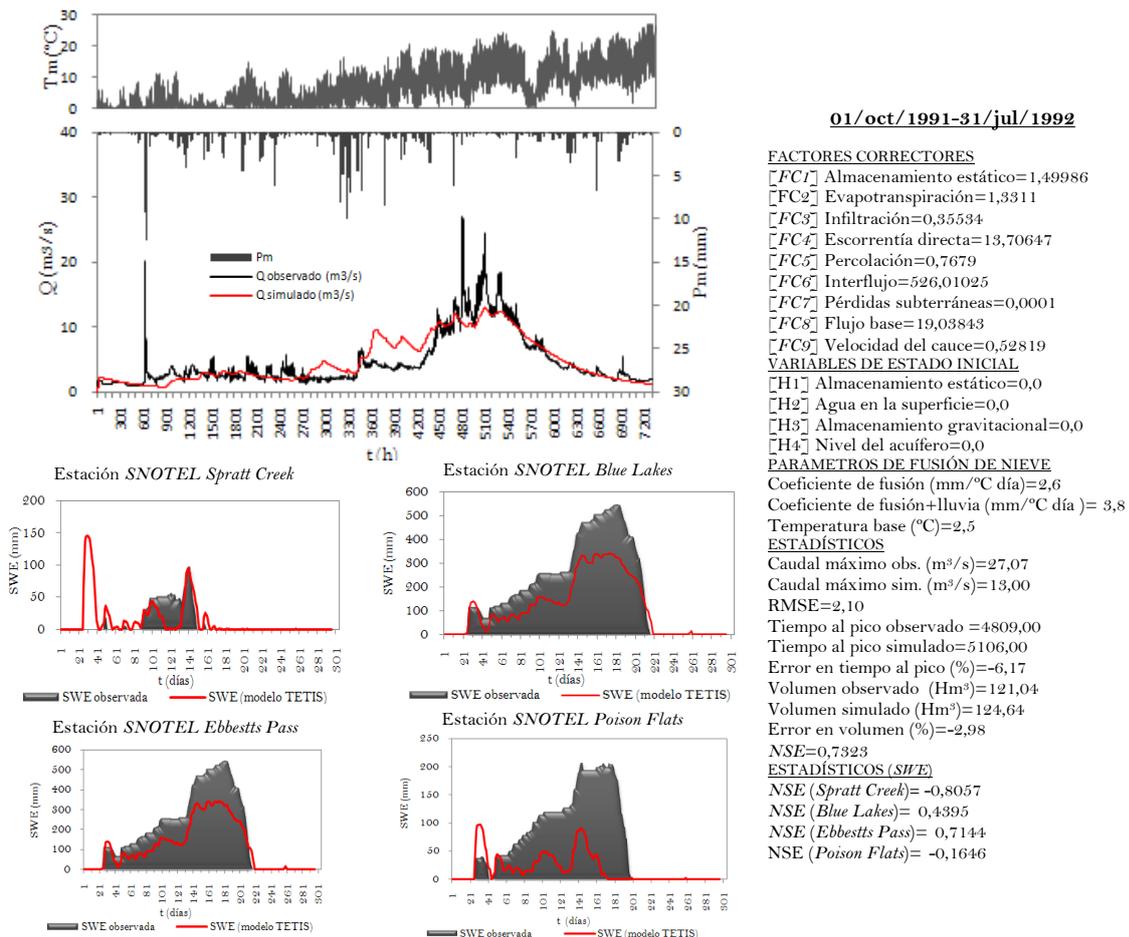


Figura 6. 18. Muestra el hidrograma observado vs el hidrograma simulado con el conjunto de FC s calibrados de manera automática para el *episodio II* en la subcuenca del río Carson. Asimismo, el comportamiento de la SWE en los puntos de observación con el valor SWE obtenido a nivel de celda. Por último los FC s y los estadísticos obtenidos

La calibración de este episodio permite observar la importancia de la calibración de la *fase I* dado el elevado número de iteraciones realizadas por el algoritmo *SCE-UA* para converger a la solución, lo cual tiene repercusión directa en el tiempo de cómputo de la optimización.

- *Calibración episodio III*

En la calibración de este episodio se utilizaron nuevamente el conjunto de FC_s obtenidos anteriormente (Tabla 6. 2). El hidrograma del episodio seleccionado está constituido por ondas que no superan los $80 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Figura 6. 19). Se observa una alta influencia del proceso de fusión, debido a que según Pandey et al. (1999), el episodio incluye un alta presencia de nieve de acuerdo a los datos de *SWE* observados. La precipitación del episodio es de $1125,9 \text{ mm}$. Después de un total de 2965 iteraciones realizadas con el algoritmo *SCE-UA* se obtuvo un conjunto de FC_s . Es importante resaltar nuevamente que el número elevado de iteraciones realizadas indica que los FC_s proporcionados como valores iniciales al modelo TETIS están muy lejos de reproducir los procesos de la subcuenca del río *Carson*. Los estadísticos obtenidos son: un *NSE* de 0,8586 en reproducción de los caudales. En las estaciones de observación *SNOTEL*, un *NSE* = -2,2 (*Spratt Creek*), *NSE* = 0,87 (*Blue Lakes*), *NSE* = 0,84 (*Ebbests Pass*) y un *NSE* = 0,92 (*Poison Flats*) [Figura 6. 19]. Se observa nuevamente que el submodelo de fusión de nieve de TETIS a nivel puntual y los parámetros calibrados (T_b , M_{f1} y M_{f2}) sobre estiman la acumulación en la nieve en la estación *SNOTEL Spratt Creek*.

En la Tabla 6. 7 se muestran los conjuntos de FC_s finales obtenidos de las calibraciones realizadas para los tres episodios seleccionados (*I*, *II* y *III*). Se realizaron simulaciones continuas para seleccionar los factores correctores que reproduzcan de la mejor manera los procesos de la subcuenca en los episodios simulados (Figura 6. 20).

Tabla 6. 7. Conjunto de *FCs* obtenidos en la calibración automática para los tres episodios seleccionados para la subcuenca del río *Carson*. Se muestra también el *NSE* resultante para los tres episodios

Episodio	FC_1	FC_2	FC_3	FC_4	FC_5	FC_6	FC_7	FC_8	FC_9	<i>NSE</i>
<i>I</i>	1,19626	0,60933	0,7506	13,70647	0,46503	41,39967	0,24406	22,90081	0,55498	0,8139
<i>II</i>	1,49986	1,3311	0,35534	13,70647	0,7679	526,01025	0,0001	19,03843	0,52819	0,7323
<i>III</i>	1,4676	0,5309	0,5709	8,0	0,4	75,8962	0,2210	45,1838	1,1633	0,8443

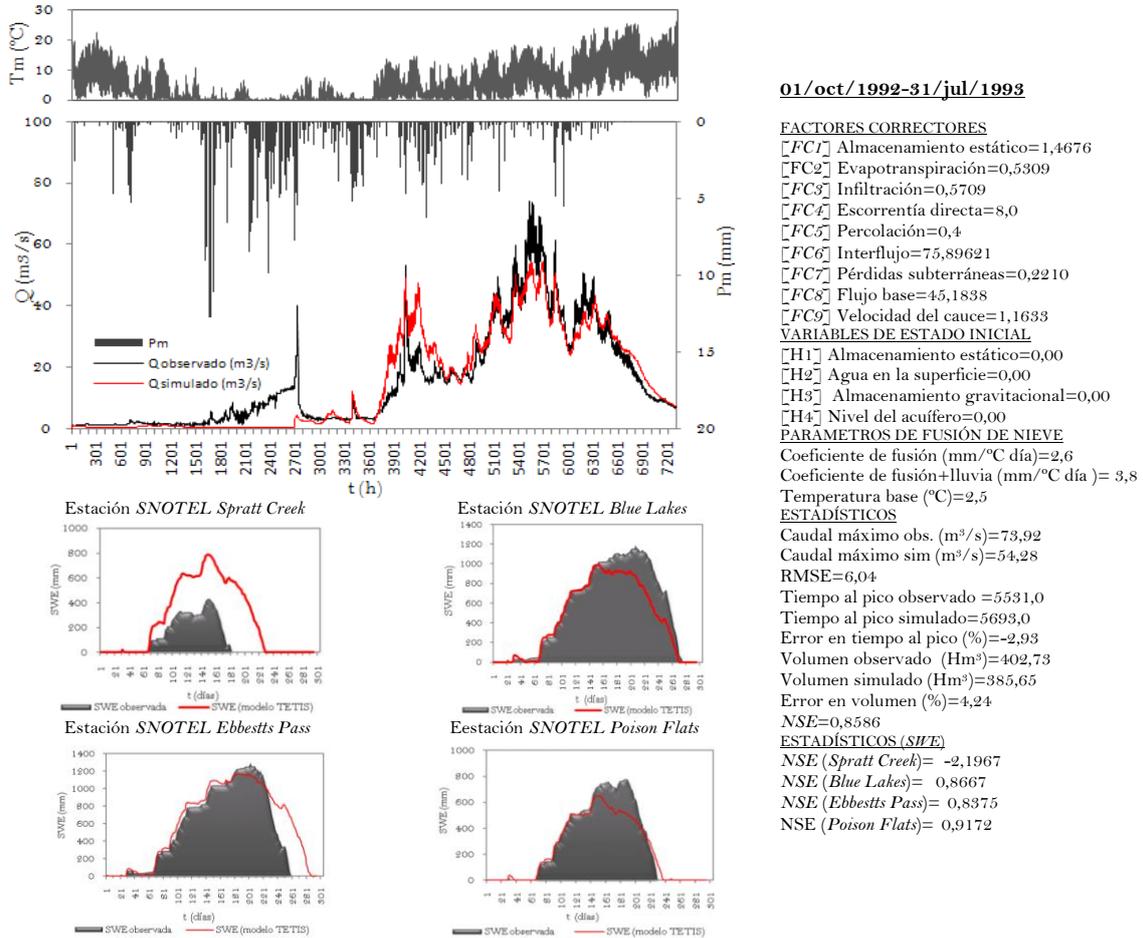
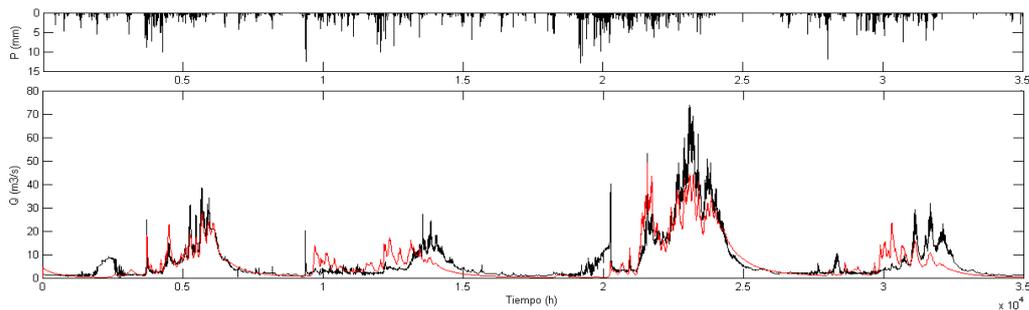


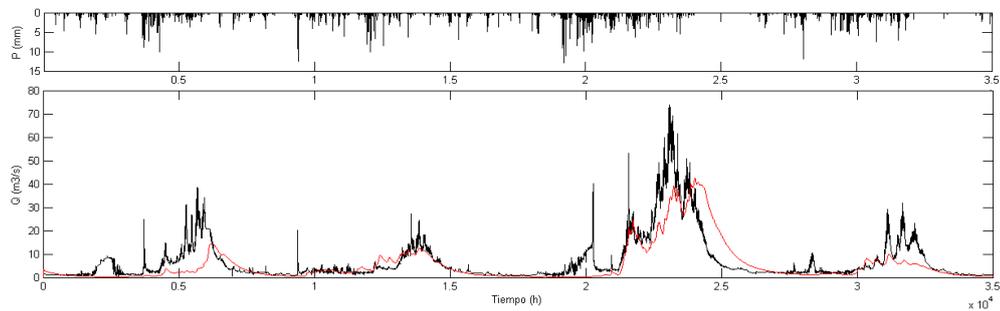
Figura 6. 19. Muestra el hidrograma observado vs el hidrograma simulado con el conjunto de FCs calibrados de manera automática para el episodio III en la subcuenca del río Carson. Asimismo, el comportamiento de la SWE en los puntos de observación con el valor de SWE obtenido a nivel de celda. Y por último el conjunto de FCs y los estadísticos obtenidos



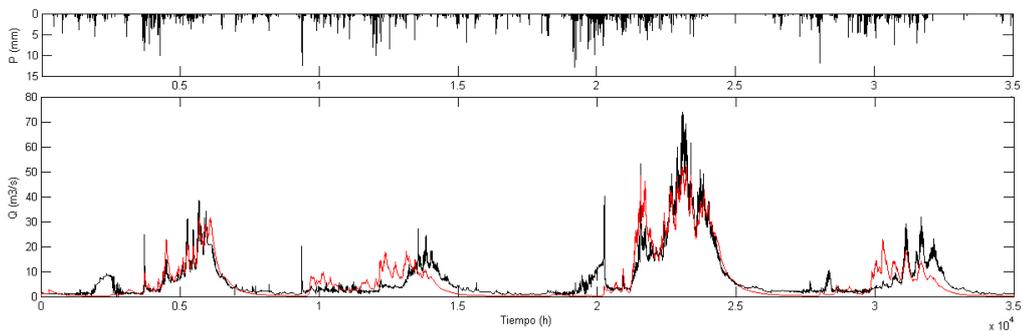
A) FCs del episodio I

Figura 6. 20. Muestra la simulación continua utilizando los FCs de los episodios calibrados en la subcuenca del río Carson, con la finalidad de seleccionar el conjunto de FCs adecuado. Los resultados son un NSE=0,7511 usando los FCs del episodio I (A), NSE=0,5594 para el episodio II (B) y un NSE=0,8005 para los FCs del episodio III (C)

Continuación de la Figura 6. 20



B) *FCs del episodio II*



C) *FCs del episodio III*

En conclusión, en función de los *NSE* obtenidos en las simulaciones continuas el conjunto de *FC_s* que mejor reproduce el comportamiento de la cuenca corresponden al *episodio III*. Los cuales serán utilizados en la validación del modelo.

6.2. Balance hidrológico

La ecuación de continuidad o balance hidrológico es la ley más importante en hidrología y aunque su expresión es muy simple, la cuantificación de sus términos es normalmente complicada, principalmente por la falta de medidas directas y por la variación espacial de la evapotranspiración, de las pérdidas profundas (a acuíferos) y de las variaciones del agua almacenada en una cuenca. Con respuesta a estas dificultades, generalmente se admiten dos asunciones: la primera supone que las pérdidas profundas son despreciables y la segunda admite que las variaciones del agua almacenada en la cuenca son despreciables para un período suficientemente largo.

Los modelos hidrológicos tienen varias limitaciones para la correcta simulación del balance de agua debido a que están concebidos para reproducir correctamente los caudales a partir de las precipitaciones y aunque en principio todos deberían reproducir correctamente el balance hidrológico no siempre es así. Tal como indica Grayson et al. (1992) una correcta simulación de los caudales a la salida de la cuenca no indica necesariamente una correcta modelización de los procesos internos de dicha cuenca. Normalmente para evaluar la bondad de un modelo hidrológico se utiliza el criterio de eficiencia de Nash-Sutcliffe (1970) que compara los hidrogramas observados y simulados, este criterio, al usar diferencias cuadráticas, tiende a sobre valorar los picos de caudales respecto a los períodos de recesión, siendo estos últimos los que tienen mayor peso en el balance de agua.

Con base en lo anterior se llevaron a cabo los balances hidrológicos para ambas casos de estudio aprovechando las simulaciones continuas realizadas. En el caso de la subcuenca del río *American* se graficaron las entradas al sistema (X), las salidas (Y) y el estado del sistema representado por el modelo TETIS por medio de tanque (H) [Figura 6. 21]. Al realizar el balance utilizando la información de la Tabla 6. 8 se tiene un total de 4956,5 Hm^3 de entradas al sistema (lluvia/fusión), un total de salidas 4853,8 Hm^3 y almacenado en el sistema se tienen 102,7 Hm^3 . Por lo que, aplicando la relación $X_{total} - Y_{total} = A_{sistema}$ se tiene que la diferencia entre entradas y salidas es igual al almacenamiento en el sistema ($A_{sistema}$).

Tabla 6. 8. Volúmenes totales de las variables del sistema calculados por el modelo hidrológico TETIS, en la subcuenca del río *American*

VARIABLES	Volumen total (Hm^3)	Altura media del tanque (mm)
H1. Almacenamiento Estático	3142600	81,68616
X1. Precipitación	4956,4834	
Y1. Evapotranspiración	2797,30005	
H2. Almacenamiento superficial	0,4175	0,00001
X2. Excedente de la precipitación	2159,8833	
Y2. Escorrentía directa	12,70629	
H3. Almacenamiento gravitacional	260190	6,76326
X2. Infiltración	2147,17749	
Y3. Interflujo	1454,91077	
H4. Acuífero	7360300	191,31712
X4. Percolación	692,31567	
Y4 Flujo base	588,89581	
X5 Pérdidas subterráneas	0,000000	

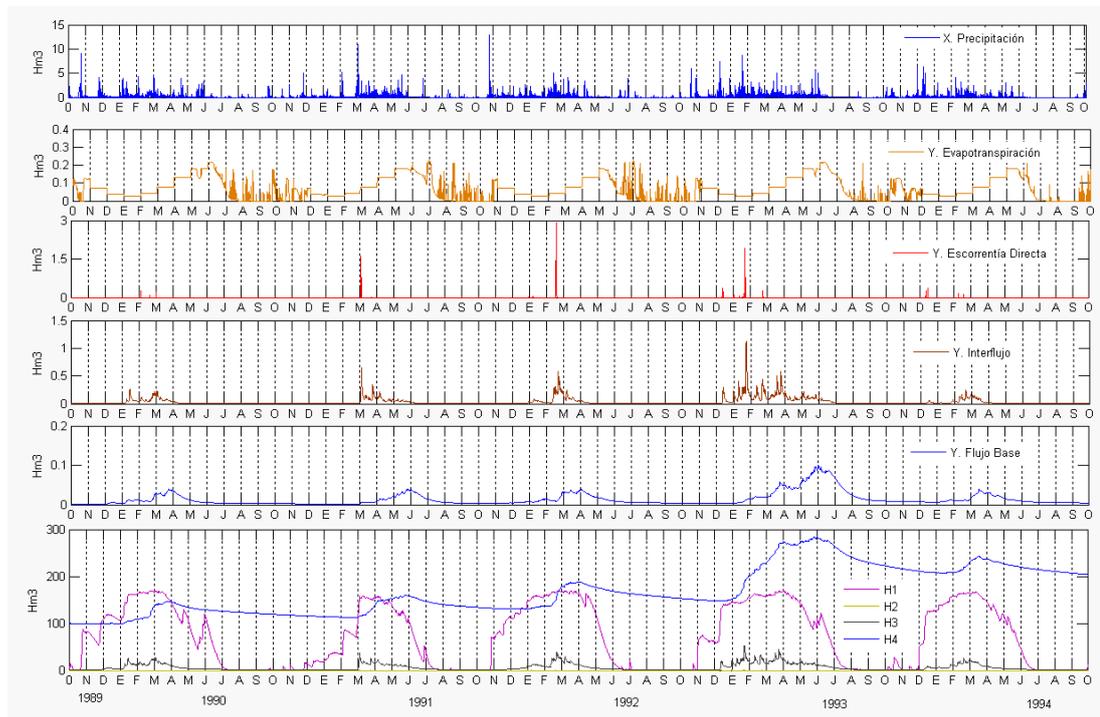


Figura 6. 21. Distribución horaria de las entradas (X), salidas (Y) y almacenamientos del sistema ($H1$ A. Estático, $H2$ A. Superficial, $H3$ A. Gravitacional y $H4$ Acuífero), en la subcuenca del río American. Se muestran los años simulados, asimismo, el mes asociado a la escala horaria.

En el caso de la subcuenca del río Carson se graficaron nuevamente X , Y y (H) [Figura 6. 22]. Al realizar el balance utilizando la información del la Tabla 6. 9 se tiene un total de 2857,8 Hm^3 de entradas al sistema (lluvia/fusión), un total de salidas 2844,3 Hm^3 y almacenado en el sistema se tienen 13,5 Hm^3 . Aplicando nuevamente la relación $X_{total} - Y_{total} = A_{sistema}$ se tiene que la diferencia entre entradas y salidas es igual al almacenamiento en el sistema ($A_{sistema}$).

Tabla 6. 9. Volúmenes totales de las variables del sistema calculados por el modelo hidrológico TETIS, en la subcuenca del río Carson

VARIABLES	Volumen total (Hm^3)	Altura media del tanque (mm)
H1. Almacenamiento Estático	1886100	57,96085
X1. Precipitación	2857,80347	
Y1. Evapotranspiración	1430,71497	
H2. Almacenamiento superficial	0,0	0,00000
X2. Excedente de la precipitación	1427,08167	
Y2. Escorrentía directa	0,00001	
H3. Almacenamiento gravitacional	108590	3,33690
X2. Infiltración	1427,08167	
Y3. Interflujo	443,33368	
H4. Acuífero	1306100	40,13614
X4. Percolación	983,76215	
Y4 Flujo base	357,46176	
X5 Pérdidas subterráneas	612,74133	

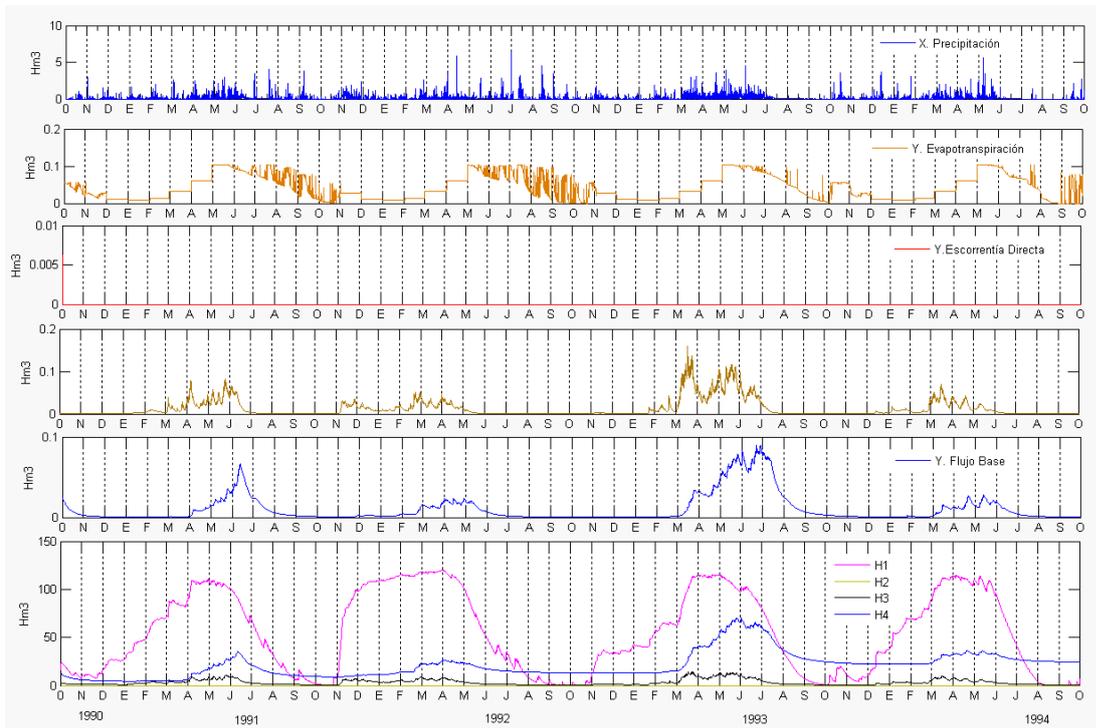


Figura 6. 22. Distribución horaria de las entradas (X), salidas (Y) y almacenamientos del sistema ($H1$ A. Estático, $H2$ A. Superficial, $H3$ A. Gravitacional y $H4$ Acuífero), en la subcuenca del río Carson. Se muestran los años simulados, asimismo, el mes asociado a la escala horaria

En ambos casos los almacenamientos muestran una estacionaridad acorde con las variables del sistema que interactúan, sin embargo, se observa que la producción escorrentía directa sobre la ladera es prácticamente cero, teniendo como principal aporte el interflujo lo cual tiene lógica y puede ser debido al tipo de suelo en este tipo de cuencas. Asimismo, de que la escorrentía producto de la fusión de la nieve es incorporada al suelo donde se mueve como interflujo y como flujo base.

6.3. Validación

Según Gan y Burges (1990), una limitación de los modelos conceptuales es que estos no son extrapolables, es decir, no hay garantía que el modelo tenga un buen rendimiento cuando se usa en condiciones muy diferentes de las utilizadas en la calibración. Por lo que, el proceso de

validación de un modelo tiene la función de demostrar que los componentes hidrológicos dominantes en una cuenca han sido adecuadamente simulados y que el rendimiento de predicción deseada puede ser alcanzado y fiable (Klemes, 1988; Refsgaars y Knudsen, 1996; Senarath et al., 2000; Andersen et al., 2001).

Dentro del *DMIP2* la *NOAA/NWS* indicó como periodo de validación del 01/ oct/ 1997 al 31 /dic/ 2002 para ambas subcuencas, sin embargo, los datos de caudales del episodio no fueron proporcionados, por lo que se decidió usar episodios del periodo de calibración indicado por la *NOAA/NWS* y que no fueron usados en la misma (Tabla 6. 10). Se realizó sólo validación temporal en la subcuenca río *American* y validación temporal, espacial y espaciotemporal en la subcuenca río *Carson*.

Tabla 6. 10. Episodios propuestos para la validación de los modelos hidrológicos calibrados de las subcuencas del río *American* y *Carson*

Subcuenca	E.Aforo	Temporal	Validación	
			Espacial	Espacio/temporal
<i>R. American</i>	<i>E. Clementine</i>	01/oct/1994-30/sep/1997		
<i>R. Carson</i>	<i>E. Gardnerville</i>	01/oct/1994-30/sep/1996		
	<i>E. Marklleeville</i>		01/oct/1990-30/sep/1994	01/oct/1994-30/sep/1996

Es importante comentar que en todos los casos se usaron como variables iniciales, el estado final en los tanques de los episodios de calibración.

En la Figura 6. 23 se muestra el resultado obtenido en la validación temporal del modelo en la estación de aforo *Clementine* de la subcuenca del río *American* para el episodio 01/oct/1994-30/sep/1997, usando el conjunto final de FC_s calibrados.

Los resultados tanto en los caudales, como del proceso de fusión son buenos lo que demuestra que el conjunto de FC_s tienen un grado de robustes muy aceptable cuando de modelos hidrológicos de trata.

En la Figura 6. 24 se muestra la validación temporal del modelo TETIS, en la subcuenca del río *Carson* para el episodio 01/oct/1994-30/sep/1996, utilizando los FC_s calibrados y seleccionados.

Para la validación se utilizaron los datos observados de la estación de aforo *Garneville*. Se obtuvo un NSE de 0,7622 en la comparación los caudales.

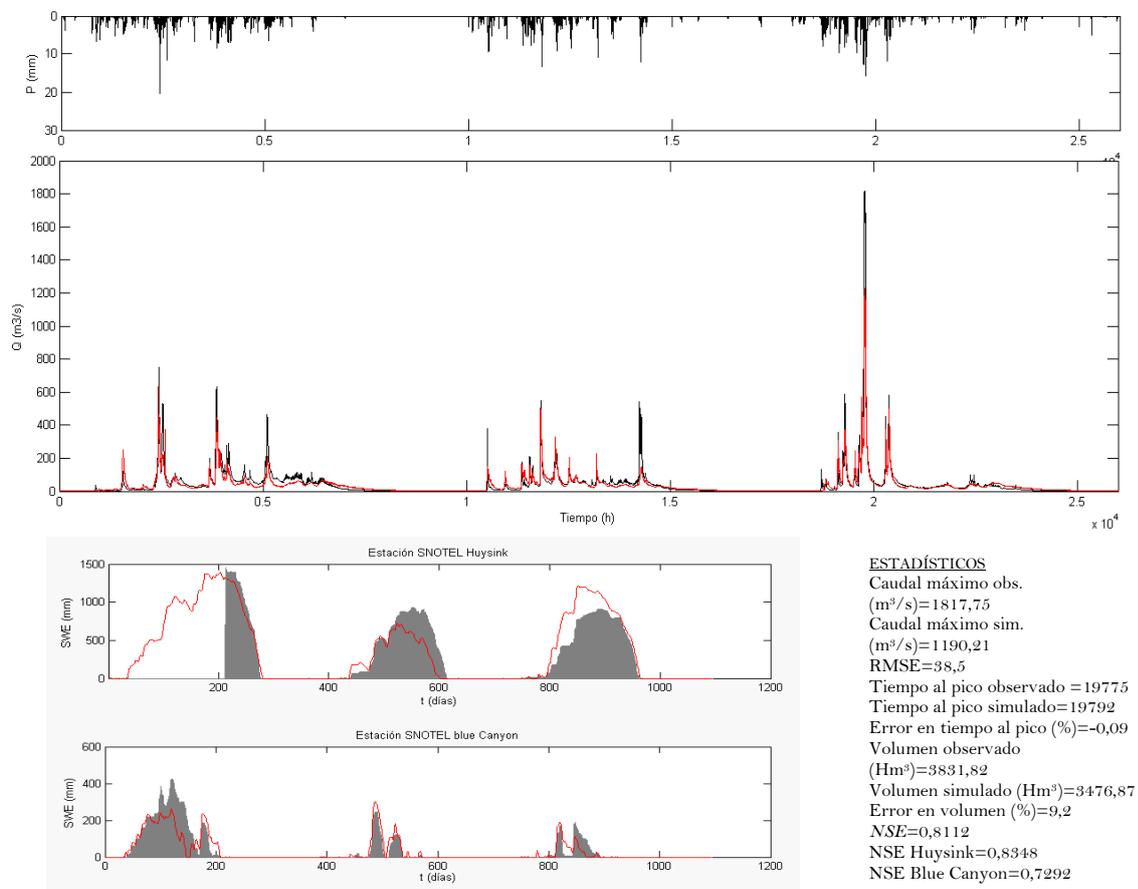


Figura 6. 23. Muestra la validación temporal continua del modelo TETIS, en el episodio 01/oct/1994-30/sep/1997 realizada a la subcuenca del río *American*, utilizando los FC_s finales. El NSE obtenido en caudales es de 0,8112, un NSE de 0,8348 en la estación *SNOTEL Huysink* y un NSE de 0,7292 en la estación *SNOTEL Blue Canyon* en la representación del proceso de fusión

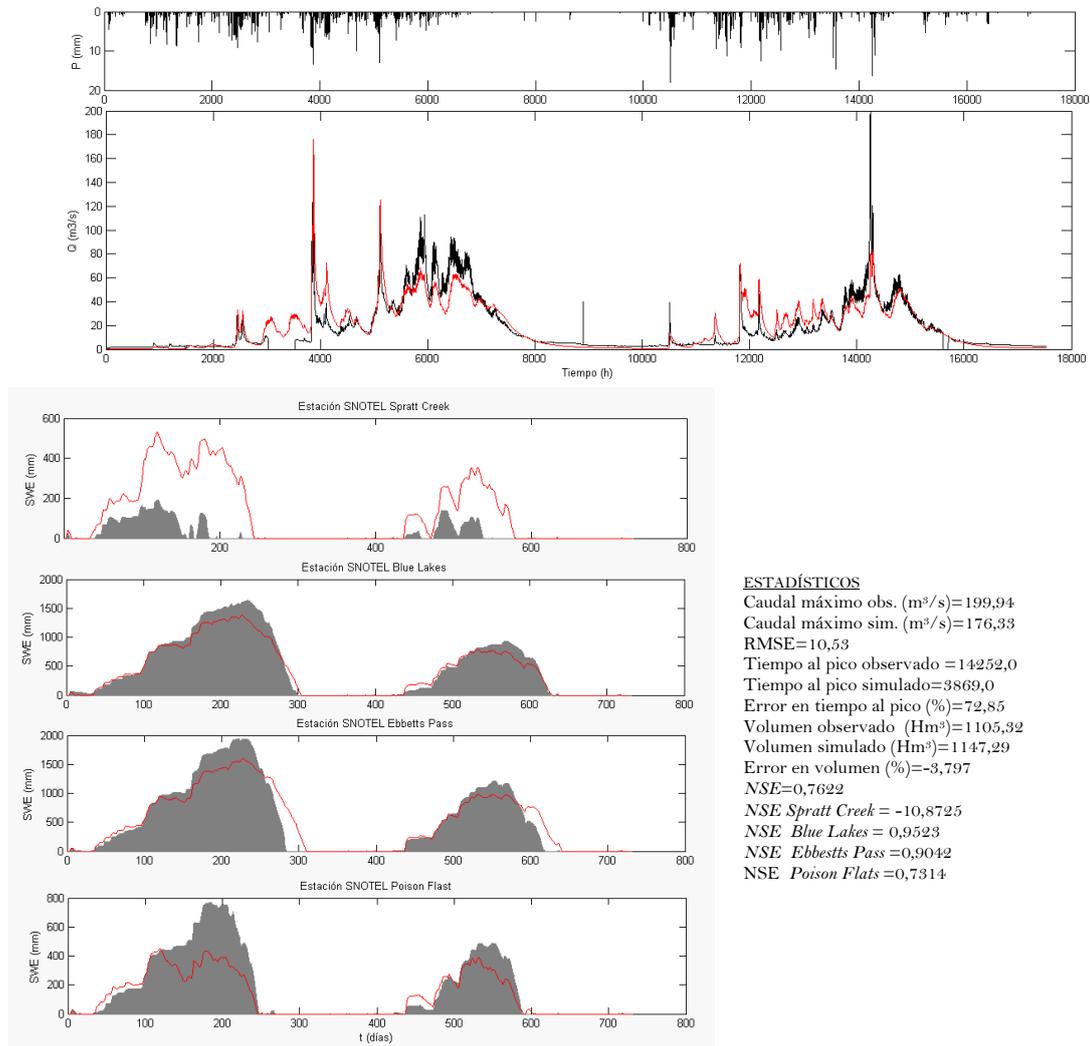


Figura 6. 24. Muestra la validación temporal continua del modelo TETIS, en el episodio 01/oct/1994-30/sep/1996 realizada a la subcuenca del río *Carson*, utilizando los FCs finales. El NSE obtenido en caudales es de 0,7622 y un NSE de -10,8725 (*Spratt Creek*), un NSE de 0,9523 (*Blue Lakes*), un NSE de 0,904 (*Ebbetts Pass*) y NSE de 0,7314 (*Poison Flats*) en la representación del proceso de fusión

El siguiente paso consistió en realizar la validación espacio-temporal (01/oct/1994-30/sep/1996) [Figura 6. 25], para lo cual se utilizaron los datos observados de la estación de aforo *Marklleeville* ubicada aguas arriba de la estación *Gardnerville* (Figura 5. 21). El NSE obtenido en la validación es de 0,7648.

Por último se realizó la validación espacial del modelo en la estación de aforo *Marklleeville* de la subcuenca del río *Carson*, para el episodio 01/oct/1990-30/sep/1994 (Figura 6. 26). El NSE obtenido es de 0,8484 superior incluso al obtenido en la calibración del mismo episodio.

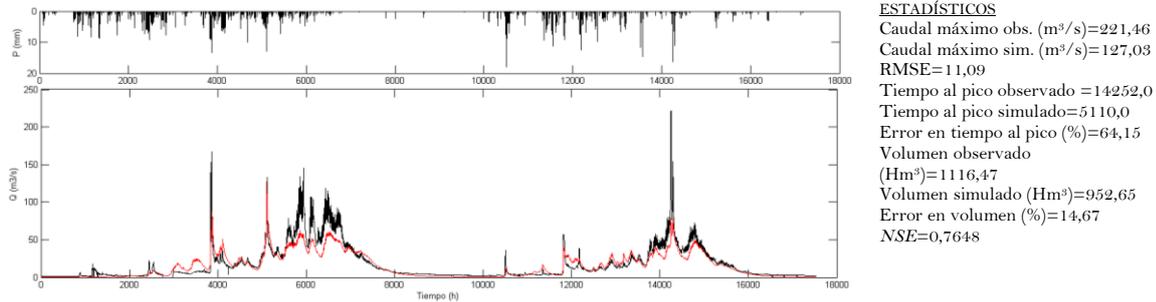


Figura 6. 25. Muestra la validación espacio-temporal continua del modelo TETIS, en el episodio 01/oct/1994–30/sep/1996 realizada a la subcuenca del río Carson, utilizando la estación de aforo Marklleeville

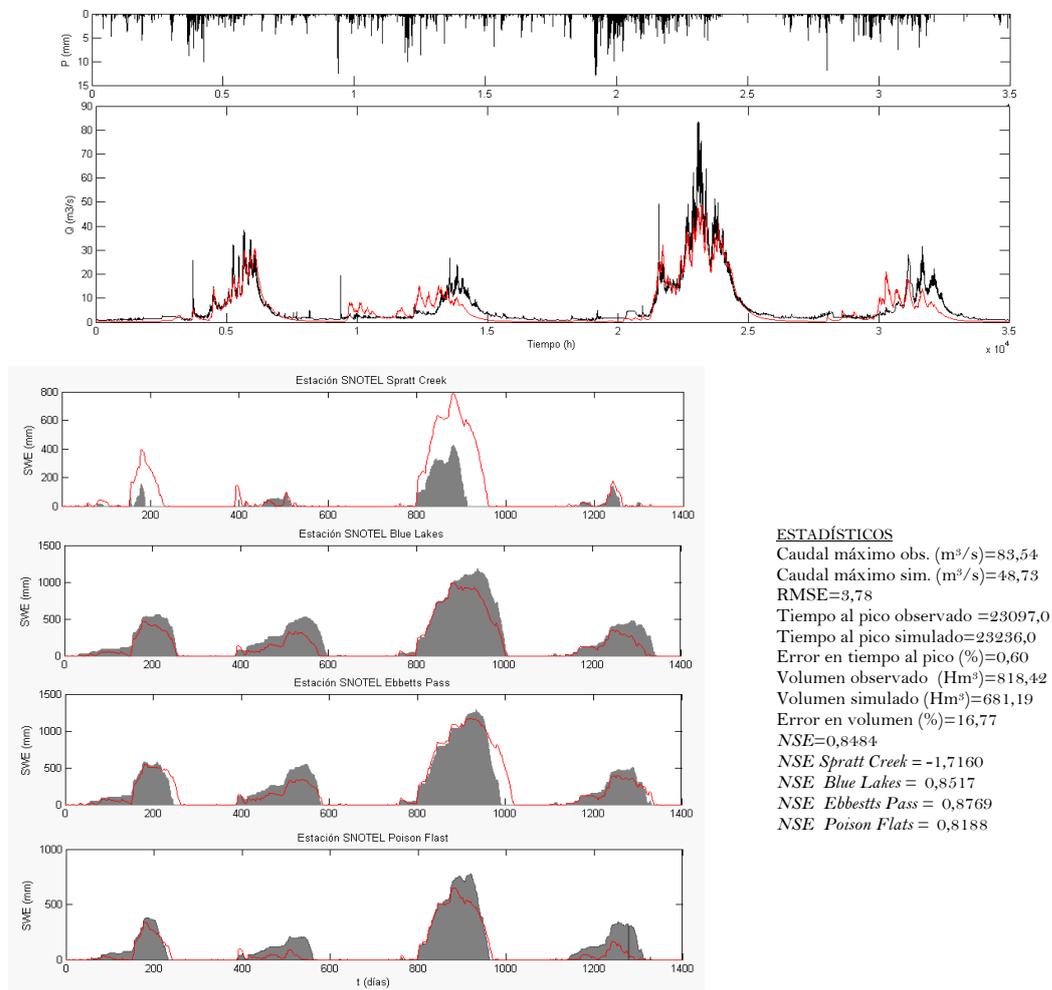


Figura 6. 26. Muestra la validación espacial continua del modelo TETIS, en el episodio 01/oct/1990–30/sep/1994 realizada a la subcuenca del río Carson en la estación Marklleeville. El NSE obtenido en caudales es de 0,8484 y un NSE de -1,7160 (Spratt Creek), NSE de 0,8517 (Blue Lakes), NSE de 0,8769 (Ebbetts Pass) y un NSE de 0,8188 (Poison Flats) en la representación del proceso de fusión

En conclusión, la modelación realizada en las dos cuencas se puede decir que la producción de escorrentía depende tanto de la precipitación (lluvia/nieve), como del proceso de fusión y de la infiltración en cada punto de la cuenca, que a su vez es función de la velocidad de infiltración y del déficit de humedad del suelo. Se observa que la traslación de la escorrentía a nivel de ladera es por interflujo donde el proceso de fusión tiene una gran influencia como lo han demostrado los resultados obtenidos.

En relación al modelo hidrológico distribuido TETIS se observa que reproduce bastantes bien los caudales de los episodios de cierto grado de magnitud, teniendo problemas para reproducir el comportamiento de los hidrogramas ante pequeños eventos en épocas de estiaje.

El submodelo de fusión de nieve del modelo TETIS reproduce con una buena aproximación el proceso de acumulación y fusión, como se pudo observar de acuerdo a la evaluación realizada. Sin embargo, existe incertidumbre si la escala está favoreciendo los resultados obtenidos, por lo que es necesario probar el modelo en una cuenca de menor área. Además, se debe tener en cuenta que si se quiere modelar la fusión de una forma más detallada es necesaria la incorporación de otras variables que juegan un papel muy importante y que no se han contemplado hasta ahora.

El submodelo de fusión no reproduce las variaciones diurnas que en este tipo de cuencas toma una importancia muy relevante. En cuanto a evaluar la incertidumbre del modelo es necesario disponer de series más largas de *inpust* (lluvia y temperatura) y de registros de caudales observados que permitan establecer y definir los alcances y limitaciones de estos modelos de una manera más detallada.

7. Conclusiones y futuras líneas de investigación

En este trabajo de tesina se llevó a cabo la modelación hidrológica en cuencas de alta montaña, cuya principal característica es la presencia de nieve. Los casos de estudio fueron las subcuencas del río *American* y *Carson* en Sierra Nevada, *EE. UU.*, propuestas por la *NOAA/NWS* como parte del proyecto *DMIP2*. Este proyecto surgió con fines de resolver preguntas que giran en torno a la modelación distribuida en cuencas de alta montaña, con la participación de la comunidad académica, agencias federales e instituciones internacionales que cuentan con un modelo.

Al principio del trabajo se manejó la complejidad de este tipo de áreas donde la variabilidad espacial y temporal del clima juega un papel fundamental. Estas variaciones favorecen la acumulación y fusión de la nieve. Modelar estos procesos es crucial en la predicción del escurrimiento de la cubierta de nieve y las áreas de glaciares. Sin embargo, como se establece en la literatura la nieve en regiones montañosas afecta de manera significativa el almacenamiento temporal y la liberación de agua en diferentes escalas de tiempo, por lo que

representar lo anterior sumados los problemas de no linealidad, de escala, equifinalidad e incertidumbre. Hacen que la modelación en este tipo de sistemas sea compleja.

En la revisión bibliográfica llevada a cabo sobre los modelos y criterios usados en la modelación de proceso de fusión de nieve punto de interés de la presente tesina, son muchos los modelos desarrollados para diferentes fines como estudios del clima, riesgo y recursos. El grado de complejidad observado en los modelos es muy variado y depende del método que utilicen. Los dos métodos que existen y que son usados para representar el proceso de fusión son el *balance de energía* y el método *grado-día*, este último muy utilizado sobre todo en modelos hidrológicos a los cuales se les ha adaptado un módulo para el proceso de fusión. Dados los avances tecnológicos actuales que han disminuido el problema de la obtención de información, se observa una alta tendencia a realizar modelos cada vez más completos, donde se contemplan y se incorporan muchas variables difíciles de medir. Por lo que, se vuelve a la eterna discusión sobre el grado de complejidad que deben de tener los modelo para que los resultados sean fiables y sean aplicables. Con base en lo anterior se encontró una alta popularidad del método *grado-día* fundamentada en la sencillez del modelo y los resultados que se han obtenido. Por último se han encontrado trabajos donde se modela la fusión por métodos estocásticos y redes neuronales.

A partir de lo expuesto en el presente documento se pueden extraer conclusiones en dos temas claramente definidos en función de los objetivos planteados inicialmente que son: implementación del modelo hidrológico TETIS y la evaluación del submodelo de fusión de nieve.

- La implementación del modelo hidrológico TETIS en las cuencas de alta montaña (subcuenca del río *American* y río *Carson*) tuvo tres intereses fundamentales: en primer lugar aprovechar la información proporcionada por la *NOAA/NWS* y conocer la posición del modelo TETIS frente al resto de modelos participantes, lo anterior una vez se tengan los resultados de la evaluación conjunta. En segundo lugar evaluar el submodelo de fusión de nieve aplicado sólo a la cuenca del Tajo y por último contribuir en los avances de la modelación hidrológica distribuida.

- En la implementación del modelo TETIS, se comprobó de acuerdo a los resultados obtenidos que las subcuencas del río *American* y río *Carson* a pesar de que están geográficamente muy cerca sus regímenes hidrológicos son diferentes. Lo anterior provocado por la diferencia de elevación, los efectos que tiene la acumulación y el proceso de fusión de la nieve como lo expresara también para estos ríos Carroll et al. (2000).
- Debido a experiencias pasadas y a que el modelo no permite realizar la calibración automática de los parámetros del submodelo de fusión, se planteó realizar la calibración de los modelos en tres fases: calibración sin presencia de nieve, calibración de la nieve y calibración incluyendo todas las variables. Esta metodología de calibración permitió evitar enmascarar los resultados y por consecuencia la representación adecuada del sistema.
- En relación a los resultados obtenidos con los modelos calibrados en la reproducción del caudal para ambas subcuencas, son excelentes con base en la escala del índice de eficiencia *Nash-Sutcliffe* y de acuerdo a la complejidad en la simulación de este tipo de cuencas.
- Los resultados que se obtuvieron en el proceso de validación del modelo son excelentes. Sin embargo, se requiere más datos de caudales para confirmar si efectivamente los modelos para ambos casos de estudio, reproducen adecuadamente el sistema para otros periodos de validación.
- En ambas subcuencas se observó una baja e incluso nula aportación por escorrentía directa. Teniéndose las aportaciones más importantes por interflujo. Lo anterior es consecuencia del tipo de suelo en épocas sin presencia de nieve (82% del área de la subcuenca del río *Carson* es de textura franco-arenosa y un 60 % de textura franca; y 38% de franco-arenosa para la subcuenca del río *American*) y por la cubierta de nieve en épocas de invierno. Lo anterior influye en la reproducción de las puntas del hidrograma, lo cual para fines de avenidas puede tener repercusiones importantes.
- Los resultados obtenidos en la reproducción del proceso de fusión, en el cual se comparó a nivel de celda la altura equivalente observada en estaciones *SNOTEL* con la simulada por el modelo TETIS a escala horaria, son muy buenos tratándose de un submodelo tan sencillo que utiliza el método *grado-día*. Se obtuvieron mejores resultados de la reproducción de la fusión y acumulación de la nieve en las zonas más

elevadas de las cuencas, lo cual coincide con lo expuesto por Shamir y Georgakakos (2006), quienes reportaron mejores resultados de distribución y fusión de la nieve para estas cuencas en las estaciones *SNOTEL* más altas, con un incremento de incertidumbre para las estaciones bajas.

- La evaluación realizada al submodelo de fusión también incluyó la comprobación de la distribución espacial que realiza el modelo TETIS por simulación. Comparando las imágenes de cubiertas de nieve proporcionadas por la *NOAA/NWS*, tomadas en diferentes fechas, contra el mapa de distribución de nieve que proporciona el modelo. Se observó en términos generales una buena distribución de la nieve, en la subcuenca del río *Carson*, se registraron errores de sobreestimación no mayores al 14% e infraestimaciones no mayores del 10%. En el caso de la subcuenca del río *American* los errores de sobreestimaciones no son mayores del 27% e infraestimaciones no mayores del 6% para los casos analizados.
- Como se esperaba el modelo es incapaz de reproducir las variaciones diurnas del proceso de fusión, observadas claramente en los hidrogramas registrados en las salidas de las subcuencas.
- El balance hidrológico realizado como una comprobación más de los modelos, permitió observar y concluir que se está representando adecuadamente los procesos internos del sistema. Pero sobre todo, permitió demostrar la estacionaridad del acuífero que a nivel de modelación continua toma un papel fundamental.

7.1. Futuras líneas de investigación

Con base en los resultados obtenidos en la presente tesis se plantean dos futuras líneas de investigación que tienen como finalidad mejorar el submodelo de fusión de nieve.

- El submodelo de fusión de nieve de TETIS ha demostrado ofrecer resultados adecuados a los objetivos planteados al inicio de este trabajo e incluso comparables con modelos más complejos que utilizan el balance de energía. Sin embargo, estos mismos resultados apuntan a que una distribución espacial y temporal de los parámetros de

fusión (factores de fusión), a nivel de celda mejoraría los procesos de acumulación y fusión en zonas de menor elevación donde las condiciones climáticas no son tan estables.

- Se plantea una modificación de la ecuación del método *grado-día* incorporando las variables de radiación, albedo y los efectos de la cobertura vegetal (como las realizadas por Martinec y de Quervain, 1975, Brubaker et al., 1996 y Hamlin et al., 1998). Y las variables de evaporación y velocidad del viento que ellos no contemplan y que se cree que provocan igual o mayor fusión que la misma radiación. Conservando la parsimonia planteada que permita al submodelo ser aplicado a cualquier cuenca independientemente si se cuenta con mucha o poca información.

8. Referencias Bibliográficas

- Abbott, M., Bathurst, J., Cunge, J., O'Connell, P., Rasmussen, J., 1986. An introduction to the European Hydrological System-Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology* 87, 45-59.
- Abel, G., 1983. Daily Variation of temperature in snow and the relation between the thermal conductivity of snow and its density. *Meteorologicheskii Vestnik* 3.
- Adamowski, J.F., 2008. Development of a short-term river flood forecasting method for snowmelt driven floods based on wavelet and cross-wavelet analysis. *Journal of Hydrology* 353, 247-266.
- Albert, M., Krajewski, G., 1998. A fast, physically based point snowmelt model for use in distributed applications. *Hydrological Processes* 12, 1809-1824.
- Albert, M.R., Shultz, E.F., 2002. Snow and firn properties and air-snow transport processes at Summit, Greenland. *Atmospheric Environment* 36, 2789-2797.
- Albert, S.C., McGilvary, W.R., 1992. Thermal effects due to air flow and vapor transport in dry snow. *Journal of Glaciology* 38, 273-281.
- Amoroch, J., Espildora, B., 1966. *Mathematical Simulation of the Snow Melting Processes*. Water Science and Engineering, Davis, CA: University of California.
- Andersen, J., Refsgaard, J.C., Jensen, K.H., 2001. Distributed hydrological modelling of the Senegal River Basin model construction and validation. *Journal of Hydrology* 247, 200-214.
- Anderson, E.A., 1968. *Development and Testing of Snow Pack Energy Balance Equations*.

- Water Resources Research 4, 19–37.
- Anderson, E.A., Crawford, N.H., 1964. The Synthesis of Continuous Snowmelt Runoff Hydrographs on a Digital Computer. Technical Report No 36, Department of Civil Engineering, Stanford, CA: Stanford University.
- Anderson, E., 1976. A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover. Technical Report, NOAA, U.S.
- Anderson, E., 1973. National Weather Service River Forecast System-Snow Accumulation and Ablation Model. NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-17, US Dept. of Commerce, Silver Spring, CO.
- Armstrong, R.L., Brun, E., 2008. Snow and Climate. Cambridge University Press, Cambridge.
- Aubert, D., Loumagne, C., Oudin, L., 2003. Sequential assimilation of soil moisture and streamflow data in a conceptual rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology* 280, 145-161.
- Baker-Jarvis, J.R., 2000. A Generalized Dielectric Polarization Evolution Equation. *IEEE Transactions on Dielectrics and Electrical Insulation* 7, 374–386.
- Barber, D.G., Fung, A.K., Grenfell, T.C., Nghiem, S.V., Onstott, R.G., Lytle, V.I., Perovich, D.K., Gow, A.J., 1998. The role of snow on microwave emission and scattering over first-year sea ice. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36, 1750-1763.
- Bardossy, A., Giese, H., Hartmann, G., Nachtnebel, H., Dienhofer, W., Hebenstreit, K., 1999. Impacts of climate change on mid-European river basin hydrology. In *Hydrological Extremes: Understanding, Predicting, Mitigating*, Gottschalk L, Olivry J-C, Reed D, Rosbjerg D (eds) 11-18.
- Barnett, T., Dümenil, L., Schlese, U., Roeckner, E., Latif, M., 1989. The Effect of Eurasian Snow Cover on Regional and Global Climate Variations. *Journal of the Atmospheric Sciences* 46, 661-686.
- Barros, A.P., Lettenmaier, D.P., 1994. Dynamic Modeling of Orographically Induced Precipitation. *Rev. Geophys.* 32, 265-284.
- Bartelt, P., Lehning, M., 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model. *Cold Regions Science and Technology* 35, 123-145.
- Bartholmes, J., Todini, E., 2005. Coupling meteorological and hydrological models for flood forecasting. *Hydrology and Earth System Sciences* 9(4), 333-346.
- Bartlett, M., Chapman, D.S., Harris, R.N., 2004. Snow and the ground temperature record of climate change. *Journal of Geophysical Research* 109, F04008.
- Bartlett, P., MacKay, M., Verseghy, D., 2006. Modified Snow Algorithms in the Canadian Land Surface Scheme: Model Runs and Sensitivity Analysis at Three Boreal Forest Stands. *Atmosphere-Ocean* 44, 207-222.
- Bergström, S., 1995. The HBV model [In *Computer Models of Watershed Hydrology*]. Water Resources Publications: Highlands Ranch, CO. 137-159.
- Beven, K., Kirkby, M., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull* 24, 43-69.

- Beven, K., Wood, E., 1983. Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *J. Hydrol.* 65, 139-158.
- Beven, K., 1995. Linking parameters across scales: subgrid parameterizations and scale dependent hydrological models. *Hydrological Processes* 9, 507-525.
- Bøggild, C., Reeh, N., Oerter, H., 1994. Modelling ablation and mass-balance sensitivity to climate change of Storstrømmen, Northeast Greenland. *Global and Planetary Change* 9, 79-90.
- Boughton, W., 2005. Catchment water balance modelling in Australia 1960-2004. *Agricultural Water Management* 71, 91-116.
- Braithwaite, R., 1995. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. *J. Glaciol* 41, 153-160.
- Braithwaite, R., Olesen, O., 1989. Calculation of glacier ablation from air temperature, West Greenland. In: Oerlemans. *Glacier Fluctuations and Climatic Change, Glaciology and Quaternary Geology*, 219-233.
- Braithwaite, R.J., Zhang, Y., 1999. Modelling Changes in Glacier Mass Balance That May Occur as a Result of Climate Changes. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 81, 489-496.
- Braithwaite, R.J., Zhang, Y., 2000. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology* 46, 7-14.
- Braun, L., Brun, E., Durand, Y., Martin, E., Tourasse, P., 1994. Simulation of discharge using different method of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling. *Nordic Hydrology* 25, 129-144.
- Brazil, L., Krajewski, W., 1987. Optimization of Complex Hydrologic Models Using Random Search Methods. En: Paper presented at Conference on Engineering Hydrology, Hydraulics Division. Williamsburg.
- Breiman, L., Friedman, J.H., Olshen, R.A., Stone, C.G., 1984. *Classification and Regression Trees*. Wadsworth International Group, Belmont, California, USA.
- Brubaker, K., Rango, A., Kustas, W., 1996. Incorporating Radiation Inputs Into the Snowmelt Runoff Model. *Hydrological Processes* 10, 1329-1343.
- Bruland, O., Maréchal, D., Sand, K., Killingtveit, Å., 2001. Energy and water balance studies of a snow cover during snowmelt period at a high arctic site. *Theoretical and Applied Climatology* 70, 53-63.
- Brun, E., Martinec, E., Simon, V., Gendre, C., Coleou, C., 1989. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. of Glaciol.* 35, 333-342.
- Caiping, C., Yongjian, D., 2009. The application of artificial neural networks to simulate meltwater runoff of Keqikaer Glacier, south slope of Mt. Tuomuer, western China. *Environ Geol* 575, 1839-1845.
- Carlson, R., Norton, W., McDougall, J., 1974. *Modeling Snowmelt Runoff in an Arctic Coastal Plain*. Institute of Water Resources, Fairbanks, AK: University of Alaska.
- Carroll, R.W.H., Warwick, J.J., Heim, K.J., Bonzongo, J.C., Miller, J.R., Lyons, W.B., 2000. Simulation of mercury transport and fate in the Carson River, Nevada. *Ecological*

- Modelling 125, 255-278.
- Cazorzi, F., Dalla Fontana, G., 1996. Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index. *Journal of Hydrology* 181, 169-187.
- Ciarapica, L., Todini, E., 2002. TOPKAPI: a model for the representation of the rainfall-runoff process at different scales. *Hydrological Processes* 16, 207-229.
- Cline, D.W., 1997. Snow Surface Energy Exchanges and Snowmelt at a Continental, Midlatitude Alpine Site. *Water Resour. Res.* 33, 689-701.
- Clyde, G., 1931. Snow-melting characteristics. *Utah Agricultural Experiment Station Bull* 231, 1-23.
- Colbeck, S., Akitaya, E., Armstrong, R., Gruber, H., Lafeuille, J., Lied, K., McClung, D., Morris, E., 1990. The international classification for seasonal snow on the ground, International Commission of Snow and Ice of International Association of Scien. Internat. Comm. Snow and Ice, IASH.
- Colbeck, S.C., 1982. An Overview of Seasonal Snow Metamorphism. *Rev. Geophys.* 20, 45-61.
- Colbeck, S.C., 1983. Theory of Metamorphism of Dry Snow. *J. Geophys. Res.* 88, 5475-5482.
- Colbeck, S.C., 1993. The Vapor Diffusion Coefficient for Snow. *Water Resour. Res.* 29, 109-115.
- Colbeck, S.C., 1971. One Dimensional Water Flow through Snow. U.S. Army Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover N.H.
- Collins, E., 1934. Relationship of degree-days above freezing to runoff. *Trans. Am. Geophys. Union, Reports and Papers.* Hydrol. 624-629.
- Corps of Engineers, 1956. Summary report of the snow investigations, snow hydrology. US Army Engineer Division North Pacific, Portland, Oregon.
- Croke, B.F.W., Jakeman, A.J., 2004. A catchment moisture deficit module for the IHACRES rainfall-runoff model. *Environmental Modelling & Software* 19, 1-5.
- Croke, B.F.W., Merritt, W.S., Jakeman, A.J., 2004. A dynamic model for predicting hydrologic response to land cover changes in gauged and ungauged catchments. *Journal of Hydrology* 291, 115-131.
- Cuo, L., Giambelluca, T.W., Ziegler, A.D., Nullet, M.A., 2006. Use of the distributed hydrology soil vegetation model to study road effects on hydrological processes in Pang Khum Experimental Watershed, northern Thailand. *Forest Ecology and Management* 224, 81-94.
- Chapman, T., 1970. Optimization of a rainfall-runoff model for an arid zone catchment. *UNESCO Publ.* 96, 126-143.
- Chen, F., Janjić, Z., Mitchell, K., 1997. Impact of Atmospheric Surface-layer Parameterizations in the new Land-surface Scheme of the NCEP Mesoscale Eta Model. *Boundary-Layer Meteorology* 85, 391-421.
- Christiaens, K., Feyen, J., 2001. Analysis of uncertainties associated with different methods to determine soil hydraulic properties and their propagation in the distributed hydrological MIKE SHE model. *Journal of Hydrology* 246, 63-81.
- Davidov, S., Marks, D., Flerchinger, G., Garen, D., 2004, Diciembre. Linking an Energy-

- Balance Snow Model (SNOBAL) to a Soil Temperature and Moisture Model (SHAW).
- Dávila, M.V., Orozco, I., Francés, F., 2009. Aplicación del modelo hidrológico TETIS dentro del proyecto de comparación de modelos distribuidos del National Weather Services para la predicción de crecidas. JIA.
- Dawdy, D.R., O'Donnell, T., 1965. Mathematical models of catchment behavior. J. Hydraul. Div., Amer. Soc. Civ. Eng. 91, 113-137.
- De Woul, M., Hock, R., 2005. Static mass-balance sensitivity of Arctic glaciers and ice caps using a degree-day approach. *Annals of Glaciology* 42, 217-224.
- Desborough, C.E., Pitman, A.J., 1998. The BASE land surface model. *Global and Planetary Change* 19, 3-18.
- Dettinger, M.D., Cayan, D.R., Meyer, M.K., Jeton, A.E., 2004. Simulated Hydrologic Responses to Climate Variations and Change in the Merced, Carson, and American River Basins, Sierra Nevada, California, 1900–2099. *Climatic Change* 62, 283-317.
- DeWalle, D.R., Rango, A., 2008. Principles of snow hydrology. Cambridge University Press, Cambridge.
- Dingman, L., 2002. Physical Hydrology, Second edition. Prentice Hall, Saddle River, New Jersey.
- Doronin, Y., Kheisin, D., 1977. Sea Ice. Amerind Publishing, New Delhi.
- Douville, H., Royer, J., 1996. Sensitivity of the Asian summer monsoon to an anomalous Eurasian snow cover within the Météo-France GCM. *Climate Dynamics* 12, 449-466.
- Douville, H., Royer, J.-., Mahfouf, J.-., 1995. A new snow parameterization for the Météo-France climate model. *Climate Dynamics* 12, 21-35.
- Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V., 1992. Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-Runoff Models 28, 1015-1031.
- Dunn, S.M., Colohan, R.J.E., 1999. Developing the snow component of a distributed hydrological model: a step-wise approach based on multi-objective analysis. *Journal of Hydrology* 223, 1-16.
- Dunne, T., Moore, T.R., Taylor, C.H., 1975. Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid region 305-327.
- Durand, Y., Brun, E., Merindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., Martin, E., 1993. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology* 18, 65-71.
- Ebert, E.E., Curry, J.A., 1993. An Intermediate One-Dimensional Thermodynamic Sea Ice Model for Investigating Ice-Atmosphere Interactions. *J. Geophys. Res.* 98, 109.
- Eckhardt, K., Arnold, J.G., 2001. Automatic calibration of a distributed catchment model. *Journal of Hydrology* 251, 103-109.
- Eckhardt, K., Haverkamp, S., Fohrer, N., Frede, H.-., 2002. SWAT-G, a version of SWAT99.2 modified for application to low mountain range catchments. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 27, 641-644.
- Eggleston, K.O., Israelsen, E.K., Riley, J.P., 1971. Hybrid Computer Simulation of the Accumulation and Melt Processes in a Snowpack. PRWG65-1, Utah Water Research

- Laboratory, Logan, UT: Utah State University.
- Eicken, H., 2003. From the microscopic to the macroscopic to the regional scale: Growth, microstructure and properties of sea ice. *SEA ICE - An Introduction To Its Physics, Biology, Chemistry And Geology* 22-81.
- Elder, K., Dozier, J., Michaelsen, J., 1991. Snow accumulation and distribution in an alpine watershed. *Water Resources Research* 27, 1541-1552.
- Eppler, D., 1992. Passive microwave signatures of sea ice. *Microwave remote sensing of sea ice*, American Geophysical Union 47-71.
- Essery, R., Martin, E., Douville, H., Fernández, A., Brun, E., 1999. A comparison of four snow models using observations from an alpine site. *Climate Dynamics* 15, 583-593.
- Fedoseeva, V., Fedoseev, N., 1988. Evaluation of the coefficient of diffusion of water vapor in snow cover. *Meteorologîa i gidrologîa* 2, 132-135.
- Fily, M., Dedieu J.P., Durand Y., 1999. Comparison between the Results of a Snow Metamorphism Model and Remote Sensing Derived Snow Parameters in the Alps. *Remote Sensing of Environment* 68, 254-263.
- Finsterwalder, S., Schunk, H., 1887. Der Suldenferner. *Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins* 18 72-89.
- Flerchinger, G.N., Hanson, C.L., Wight, J.R., 1996. Modeling Evapotranspiration and Surface Energy Budgets Across a Watershed. *Water Resour. Res.* 32, 2539-2548.
- Flerchinger, G.N., Kustas, W.P., Weltz, M.A., 2010. Simulating Surface Energy Fluxes and Radiometric Surface Temperatures for Two Arid Vegetation Communities Using the SHAW Model. research-article.
- Flerchinger, G., Cooley, K., Deng, Y., 1994. Impacts of spatially and temporally varying snowmelt on subsurface flow in a mountainous watershed: 1. Snowmelt simulation / Influence de la variabilité spatio-temporelle de la fonte des neiges sur l'écoulement de subsurface de bassins versants de montagne: 1. Simulation de la fonte. *Hydrological Sciences Journal* 39, 507.
- Flügel, W., Lüllwitz, T., 1993. Using a distributed hydrologic model with the aid of GIS for comparative hydrological modelling of micro- and mesoscale catchments in the USA and in Germany. *Macroscale Modelling of the Hydrosphere* 214.
- Fortin, J., Turcotte, R., Massicotte, S., Moussa, R., Fitzback, J., Villeneuve, J., 2001. Distributed Watershed Model Compatible with Remote Sensing and GIS Data. II: Application to Chaudière Watershed. *J. Hydrologic Engrg.* 6, 100-108.
- Foster, J., Liston, G., Koster, R., Essery, H., Behr, H., Dümenil, L., Versegny, D., Thompson, S., Pollard, D., Cohen, J., 1996. Snow Cover and Mass Intercomparisons of General Circulation Models and Remotely Sensed Data. *J Clim.* 9, 409-426.
- Francés, F., Vélez, J., Vélez, J., Puricelli, M., 2002. Distributed modelling of large basins for a real time flood forecasting system in Spain. *Federal Interagency Hydrologic Modelling Conference*.
- Francés, F., Múnera, J.C., 2008. Modelación Hidrológica Distribuida de la Cuencas de los Ríos Saja Besaya con el Modelo TETIS V.7.2, Para Estimación Probabilística de Avenidas en los Períodos de Estiaje. XXIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica.

- Francés, F., Vélez, J.I., Vélez, J.J., 2007. Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models 332, 226-240.
- Gallée, H., Duynkerke, P.G., 1997. Air-snow interactions and the surface energy and mass balance over the melting zone of west Greenland during the Greenland Ice Margin Experiment. *Journal of Geophysical Research* 102, 13,813-13,824.
- Gan, T.Y., Biftu, G.F., 1996. Automatic Calibration of Conceptual Rainfall-Runoff Models: Optimization Algorithms, Catchment Conditions, and Model Structure. *Water Resour. Res.* 32, 3513-3524.
- Gan, T.Y., Burges, S.J., 1990. An Assessment of a Conceptual Rainfall-Runoff Model's Ability to Represent the Dynamics of Small Hypothetical Catchments 1. Models, Model Properties, and Experimental Design. *Water Resour. Res.* 26, 1595-1604.
- Gao, Y., Lü, S., Cheng, G., 2004. Simulation of rainfall-runoff and watershed convergence process in the upper reaches of Heihe River Basin, July 2002. *Science in China Series D: Earth Sciences* 47, 1-8.
- Goodell, B.C., 1966. Snowpack management for optimum water benefits. Conference Preprint 379, ASCE Water Resources Engineering Conference.
- Gottlieb, L., 1980. Development and applications of a runoff model for snowcovered and glacierized basins. *Nord. Hydrol* 11, 255-284.
- Granger, R.J., Essery, R., 2004, Diciembre. Observation and Modelling of the Thermal Boundary Layer over Snow and soil Patches.
- Gray, D., 1970. Handbook on the principles of hydrology; with special emphasis directed to Canadian conditions in the discussions, applications, and presentation of data. Ottawa, Canada.
- Grayson, R.B., Moore, I.D., McMahon, T.A., 1992. Physically Based Hydrologic Modeling 2. Is the Concept Realistic? *Water Resour. Res.* 28, PAGES 2659-2666.
- Gupta, V.K., Sorooshian, S., 1985. The Automatic Calibration of Conceptual Catchment Models Using Derivative-Based Optimization Algorithms. *Water Resour. Res.* 21, 473-485.
- Gustafson, J.R., 2008. Quantifying Spatial Variability of Snow Water Equivalent, Snow Chemistry, and Snow Water Isotopes Application To Snowpack Water Balance.
- Haltiner, J., Salas, J., 1998. Short-Term forecasting of Snowmelt runoff using armax models. *Water Resources Bulletin, W R B* 24.
- Hamlin, L., Pietroniro, A., Prowse, T., Soulis, R., Kouwen, N., 1998. Application of indexed snowmelt algorithms in a northern wetland regime. *Hydrological Processes* 12, 1641-1657.
- Hanes, W., 1975. Predicting Snowmelt Runoff Using a Deterministic Watershed Model With Stochastic Precipitation Inputs. Master of Science Thesis.
- Hapuarachchi, H., Li, Z., Ranjit, M., Wang, Q.J., 2001. Application of Global Optimization Technique for Calibrating the XINANJIANG Watershed Model. *Lowland Technology International, ISSN 1344-9656* Vol. 3, 43-57.
- Harlin, J., 1991a. Development of a Process Oriented Calibration Scheme for the HBV Hydrological Model. *Nordic Hydrology* 22, 15-36.

- Harlin, J., 1991b. Development of a Process Oriented Calibration Scheme for the HBV Hydrological Model. *Nordic Hydrology* 15-36.
- Hendrickson, J.D., Sorooshian, S., Brazil, L.E., 1988. Comparison of Newton-Type and Direct Search Algorithms for Calibration of Conceptual Rainfall-Runoff Models. *Water Resour. Res.* 24, 691-700.
- Herrero, J., 2007. Modelo físico de acumulación y fusión de la nieve. Aplicación en Sierra Nevada (España).
- Hock, R., 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology* 45, 101-111.
- Hock, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology* 282, 104-115.
- Holman, J., 1997. Heat transfer, 8° ed. McGraw-Hill, New York.
- Huang, W., Nakane, K., Matsuura, R., Matsuura, T., 2007. Distributed tank model and GAME reanalysis data applied to the simulation of runoff within the Chao Phraya River Basin, Thailand. *Hydrological Processes* 21, 2049-2060.
- Hwang, M.H., Maeng, S.J., Lee, S.J., Lee, B.S., Koh, I.H., 2009. Discharge characteristics at the control point for rainfall runoff model application. *Irrigation and Drainage* 58, 429-444.
- Ingeniería 75, S.A., 2005. ASTER. Modelo Hidrológico de simulación y previsión aplicado a cuencas donde el fenómeno nival es relevante. Manual de usuario, Madrid.
- Jain, S.K., Kumar, N., Ahmad, T., Kite, G., 1998. SLURP - model and GIS - for estimation of runoff in a part of Satluj catchment, India / Estimation de l'écoulement d'une partie du bassin de Satluj par le modèle SLURP - et un GIS - PB - Taylor & Francis. *Hydrological Sciences Journal* 43, 875.
- Jakeman, A.J., Hornberger, G.M., 1993. How Much Complexity Is Warranted in a Rainfall-Runoff Model? *Water Resour. Res.* 29, 2637-2649.
- Jakeman, A., Littlewood, I., Whitehead, P., 1990. Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchments. *Journal of Hydrology* 117, 275-300.
- Jansson, P., Hock, R., Schneider, T., 2003. The concept of glacier storage: a review. *J. Hydrol.* 282, 116-129.
- Jansson, P., Gustafson, A., 1987. Simulation of Surface Runoff and Pipe Discharge from an Agricultural Soil in Northern Sweden. *Nordic Hydrology* 18, 151-166.
- Jeton, A., Dettinger, M., Smith, J., 1996. Potential effects of climate change on streamflow, Eastern and Western slopes of the Sierra Nevada, California and Nevada 44.
- Jin, J., Gao, X., Yang, Z., Bales, R.C., Sorooshian, S., Dickinson, R.E., Sun, S.F., Wu, G.X., 1999a. Comparative Analyses of Physically Based Snowmelt Models for Climate Simulations. *Journal of Climate* 12, 2643-2657.
- Jin, J., Gao, X., Yang, Z., Bales, R.C., Sorooshian, S., Dickinson, R.E., Sun, S.F., Wu, G.X., 1999b. Comparative Analyses of Physically Based Snowmelt Models for Climate Simulations. *Journal of Climate* 12, 2643-2657.

- Jin, J., Gao, X., Sorooshian, S., Yang, Z., Bales, R., Dickinson, R.E., Sun, S., Wu, G., 1999. One-dimensional snow water and energy balance model for vegetated surfaces. *Hydrological Processes* 13, 2467-2482.
- Jóhannesson, T., 1997. The response of two Icelandic glaciers to climatic warming computed with a degree-day glacier mass-balance model coupled to a dynamic glacier model. *Journal of Glaciology* 43, 321-327.
- Jóhannesson, T., Sigurdsson, O., Laumann, T., Kennett, M., 1995. Degree-day glacier mass-balance modelling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland. *Journal of Glaciology* 41, 345-358.
- Johnston, P.R., Pilgrim, D.H., 1976. Parameter Optimization for Watershed Models. *Water Resour. Res.* 12, 477-486.
- Jordan, R., 1998, Octubre 27. A One-Dimensional Temperature Model for a Snow Cover: Technical Documentation for SNThERM.89.
- Kane, D.L., Hinzman, L.D., Benson, C.S., Liston, G.E., 1991. Snow Hydrology of a Headwater Arctic Basin 1. Physical Measurements and Process Studies. *Water Resour. Res.* 27, 1099-1109.
- Kayastha, R., Takeuchi, Y., Nakawo, M., Ageta, Y., 2000. Practical Prediction of Ice Melting Beneath Various Thickness of Debris Cover on Khumbu Glacier, Nepal, Using a Positive Degree-Day Factor. *Nippon Seppyō Gakkai Zenkoku Taikai Koen Yokoshū* 2000, 4.
- Keller, V., Hallett, J., 1982. Influence of air velocity on the habit of ice crystal growth from the vapour. *Journal of Crystal Growth* 60, 91-106.
- Kim, J., Miller, N.L., Oh, J., Chung, J., Rha, D., 1998. Eastern Asian hydrometeorology simulation using the Regional Climate System Model. *Global and Planetary Change* 19, 225-240.
- Kirkby, M.J., Chorley, R.J., 1967. Throughflow, overland flow and erosion. *Hydrological Sciences Journal* 12, 5-21.
- Kite, G.W., 1995. Scaling of Input Data for Macroscale Hydrologic Modeling. *Water Resour. Res.* 31, 2769-2781.
- Klemes, V., 1988. A hydrological perspective. *Journal of Hydrology* 100, 3-28.
- Kling, H., Fürst, J., Nachtnebel, H.P., 2006. Seasonal, spatially distributed modelling of accumulation and melting of snow for computing runoff in a long-term, large-basin water balance model. *Hydrological Processes* 20, 2141-2156.
- Kondo, J., Yamazaki, T., 2010. A Prediction Model for Snowmelt, Snow Surface Temperature and Freezing Depth Using a Heat Balance Method. research-article.
- Kraijenhoff, D.A., Moll, J.R., 1986. River Flow Modelling and Forecasting. *Water Science and Technology Library*.
- Kuczera, G., 1997. Efficient subspace probabilistic parameter optimization for catchment models. *Water Resources Research* 33, 177-185.
- Kuchment, L., Gelfan, A., 1991. Dynamic-stochastic models of rainfall and snowmelt runoff formation / Modèles dynamico-stochastiques de formation de l'écoulement pluvial et de l'écoulement de fonte des neiges. *Hydrological Sciences Journal* 36, 153.

- Kuo, W., Steenhuis, T.S., McCulloch, C.E., Mohler, C.L., Weinstein, D.A., DeGloria, S.D., Swaney, D.P., 1999. Effect of grid size on runoff and soil moisture for a variable source-area hydrology model. *Water Resources Research* 35, 3419-3428.
- Kustas, W.P., Rango, A., Uijlenhoet, R., 1994. A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research* 30, 1515-1527.
- Kuusisto, E., 1980. On the Values and Variability of Degree-Day Melting Factor in Finland. *Nordic Hydrology* 11, 235-242.
- Lange, M., Forker, G., 1952. *Handbook of Chemistry*, 8^o ed. Handbook Publishers.
- Langlois, A., 2007. Development of Snow Water Equivalent (SWE) Algorithm over first-Year Sea Ice Using In Situ Passive Microwave Radiometry.
- Laumann, T., Reeh, N., 1993. Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway. *Journal of Glaciology* 39, 656-665.
- Leaf, C.F., Brink, G.E., 1973. Computer Simulation of Snowmelt within a Colorado Subalpine Watershed. USDA Forest Service Research, Collins, CO: Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, U.S. Forest Service.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C., 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Regions Science and Technology* 35, 169-184.
- Leopold, L., Maddock, T., 1953. The hydraulic geometric of stream channels and some physiographic implications. U.S. Geol. Survey Prof. Paper No.252. Supt. of Docs, U.S. Government Printing Office 57.
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., Bergström, S., 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology* 201, 272-288.
- Liston, G., Sturm, M., 1997. A snow transport model for complex terrain. *J. Glaciol.*
- Liu, Z., Todini, E., 2002. Towards a comprehensive physically-based rainfall-runoff model.
- Logsdon, S., Laird, D., 2004. Cation and Water Content Effects on Dipole Rotation Activation Energy of Smectites. *Soil Sci Soc Am J* 68, 1586-1591.
- Mabuchi, K., Sato, Y., 2002. Verification of the Climatic Features of a Regional Climate model with BAIM.
- Mabuchi, K., Sato, Y., Kida, H., Saigusa, N., Oikawa, T., 1997. A Biosphere-Atmosphere Interaction Model (BAIM) And Its Primary Verifications Using Grassland Data. *Meteorology and Geophysics* 47, 115-140.
- Madsen, H., 2000. Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology* 235, 276-288.
- Madsen, H., Wilson, G., Ammentorp, H.C., 2002. Comparison of different automated strategies for calibration of rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology* 261, 48-59.
- Mahfouf, J., Manzi, A., Noilhan, J., Giordani, H., DéQué, M., 1995. The Land Surface Scheme ISBA within the Météo-France Climate Model ARPEGE. Part I. Implementation and Preliminary Results. *Journal of Climate* 8, 2039-2057.
- Maidment, D.R., 1993. *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York.

- Male, D.H., Granger, R.J., 1981. Snow Surface Energy Exchange. *Water Resources Research* 17, 609-627.
- Male, D.H., Gray, D., 1981. *Handbook of Snow. Principles, processes, management & use.*
- Manabe, S., 1969. Climate and the ocean circulation I. *Monthly Weather Review* 97, 739-774.
- Marks, D., Dozier, J., 1992. Climate and Energy Exchange at the Snow Surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada 2. Snow Cover Energy Balance. *Water Resources Research* 28, 3043-3054.
- Marks, D., Winstral, A., 2001. Comparison of Snow Deposition, the Snow Cover Energy Balance, and Snowmelt at Two Sites in a Semiarid Mountain Basin. *Journal of Hydrometeorology* 2, 213-227.
- Marsh, P., 1999. Snowcover formation and melt: recent advances and future prospects. *Hydrological Processes* 13, 2117-2134.
- Martinec, J., 1960. The degree-day factor for snowmelt runoff forecasting. In IUGG General Assembly of Helsinki, IAHS Commission of Surface Waters.
- Martinec, J., de Quervain, M., 1975. The effect of snow displacement by avalanches on snow melt and runoff. *Snow and Ice-Symposium-Neiges et Glaces* 104.
- Martinec, J., Rango, A., 1986. Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology* 84, 197-219.
- Martinec, J., Rango, A., Roberts, R., 2008. *Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual.*
- Martínez, L., Jordán, A., Anaya, M., Gómez, I., Bellinfante, N., 2005. Clasificación Automática De Elementos Geomorfológicos En La Cuenca Del Río Tepalcatepec (México) A Partir De Un Modelo Digital De Elevaciones. *Rev. C & G* 19, 49-61.
- Matthew, G.L., Nigel, T.R., Neil, T.C., 2000. Parametrization of Peatland Hydraulic Properties for the Canadian Land Surface Scheme. *Atmosphere-Ocean* 38, 141-160.
- McKay, C., 2000. Thickness of tropical ice and photosynthesis on a snowball earth. *Geophys. Res. Lett.* 27, 2153-2156.
- McQueen, J., Valigura, R., Stunder, B., 1997. Evaluation of the RAMS model for estimating turbulent fluxes over the Chesapeake Bay. *Atmospheric Environment* 31, 3803-3819.
- Michel, C., 1989. *Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux.*
- Miller, D.A., White, R.A., 1998. A Conterminous United States Multilayer Soil Characteristics Dataset for Regional Climate and Hydrology Modeling. *Earth Interactions* 2, 1-26.
- Monro, J., 1971. Direct search optimization in mathematical modeling and a watershed model application. Tech. Memo., NWS Hydro-12, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., U.S. Dep. of Commerce, Silver Spring, Md.
- Moreda, F., Cong, S., Schaake, J., Smith, M., 2006. Gridded rainfall estimation for distributed modeling in western mountainous areas. *AGU Spring Meeting Abstracts* 23, 32.
- Morid, S., Gosain, A., Keshari, A.K., 2002. Solar Radiation Estimation using Temperature-based, Stochastic and Artificial Neural Networks Approaches. *Nordic Hydrology* 33, 291-304.
- Morris, E., 1989. Turbulent transfer over snow and ice. *Journal of Hydrology* 105, 205-223.

- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10, 282-290.
- Nash, L.L., Gleick, P.H., 1991. Sensitivity of streamflow in the Colorado Basin to climatic changes. *Journal of Hydrology* 125, 221-241.
- Nikolenko, A., 1988. Laboratory-determined characteristics of water vapor diffusion in snow cover. *Mater. Gliatsiologicheskikh Issled* 62, 90-96.
- Noilhan, J., Mahfouf, J.-., 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change* 13, 145-159.
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review* 117, 536.
- Nolin, A.W., Stroeve, J., 1997. The changing albedo of the Greenland ice sheet: implications for climate modeling.
- Oke, T., 1987. *Boundary layer climates*, 2° ed. London and New York.
- O'Loughlin, E.M., 1981. Saturation regions in catchments and their relations to soil and topographic properties. *J. Hydrol* 53, 229-246.
- Palm, E., Tveitereid, M., 1979. On Heat and Mass Flux Through Dry Snow. *J. Geophys. Res.* 84, 745-749.
- Pandey, G.R., Cayan, D.R., Georgakakos, K.P., 1999. Precipitation structure in the Sierra Nevada of California during winter. *J. Geophys. Res.* 104, 12,019-12,030.
- Papakyriakou, T.N., 1999. An examination of relationships among the energy balance, surface properties and climate over snow covered sea ice during the spring season. National Library of Canada = Bibliothèque nationale du Canada.
- Peterson, J.R., Hamlett, J.M., 1998. Hydrologic Calibration Of The Swat Model In A Watershed Containing Fragipan Soils. *Journal of the American Water Resources Association* 34, 531-544.
- Pickup, G., 1977. Testing of efficiencies of algorithms and strategies for automatic calibration of rainfall-runoff models. *Hydrogeol. Sci. Bull.* 22, 257-274.
- Pollard, D., Kasting, J.F., 2005. Snowball Earth: A thin-ice solution with flowing sea glaciers. *J. Geophys. Res.* 110, 16.
- Pomeroy, J.W., Gray, D.M., Shook, K.R., Toth, B., Essery, R.L.H., Pietroniro, A., Hedstrom, N., 1998. An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling. *Hydrological Processes* 12, 2339-2367.
- Puricelli, M.M., 2003. Estimación y distribución de parámetros del suelo para la modelación hidrológica. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Valencia.
- Qingcun, Z., Yongjiu, D., Feng, X., 1998. Simulation of the asian monsoon by IAP AGCM coupled with an advanced land surface model (IAP94). *Advances in Atmospheric Sciences* 15, 1-16.
- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., Bamler, R., 2003. The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 57, 241-262.
- Rango, A., Martinec, J., 1995. Revisiting The Degree-Day Method For Snowmelt

- Computations. *Journal of the American Water Resources Association* 31, 657-669.
- Rees, D.A.S., Riley, D.S., 1989. The Effects of Boundary Imperfections on Convection in a Saturated Porous Layer: Near-Resonant Wavelength Excitation. *Journal of Fluid Mechanics Digital Archive* 199, 133-154.
- Refsgaars, J.C., Knudsen, J., 1996. Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research* 32, 2189-2202.
- Rockwood, D., 1964. Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation. Technical Bulletin, U.S. Army Engineer Division, North Pacific, Portland, Oregon.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U., Schulzweida, U., 1996. The atmospheric circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. *MPI für Meteorologie* 218.
- Ross, B., Walsh, J.E., 1986. Synoptic-Scale Influences of Snow Cover and Sea Ice. *Monthly Weather Review* 114, 1795.
- Saunders, R.W., 1990. The determination of broad band surface albedo from AVHRR - visible and near-infrared radiances. *International Journal of Remote Sensing* 11, 49.
- Saxton, K.E., Rawls, W.J., 2006. Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions. *Soil Science Society of America* 70, 1569-1578.
- Schaake, J., Hartman, R., Demargne, J., 2007. Ensemble Hindcasts for the North Fork of the American River, California. *AGU Fall Meeting Abstracts* 43, 1224.
- Schlosser, C.A., Robock, A., Vinnikov, K.Y., Speranskaya, N.A., Xue, Y., 2010, Febrero 25. 18-Year Land-Surface Hydrology Model Simulations for a Midlatitude Grassland Catchment in Valdai, Russia. research-article.
- Schlosser, C.A., Slater, A.G., Robock, A., Pitman, A.J., Vinnikov, K.Y., Henderson-Sellers, A., Speranskaya, N.A., Mitchell, K., The PILPS 2(D) Contributors, 2000. Simulations of a Boreal Grassland Hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase 2(d). *Monthly Weather Review* 128, 301-321.
- Schreider, S.Y., Jakeman, A.J., Dyer, B.G., Francis, R.I., 1997. A combined deterministic and self-adaptive stochastic algorithm for streamflow forecasting with application to catchments of the Upper Murray Basin, Australia. *Environmental Modelling & Software* 12, 93-104.
- Senarath, S., Ogden, F.L., Downer, C.W., Sharif, H.O., 2000. On the calibration and verification of two-dimensional distributed, Hortonian, continuous watershed models. *Water Resources Research* 36, 1495-1510.
- Shamir, E., Georgakakos, K.P., 2006. Distributed snow accumulation and ablation modeling in the American River basin. *Advances in Water Resources* 29, 558-570.
- Shamir, E., Georgakakos, K.P., 2007. Estimating snow depletion curves for American River basins using distributed snow modeling. *Journal of Hydrology* 334, 162-173.
- Shmakin, A., 1998. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements. *Global and Planetary Change* 19, 49-62.
- Simpson, J.J., Dettinger, M.D., Gehrke, F., McIntire, T.J., Hufford, G.L., 2004. Hydrologic Scales, Cloud Variability, Remote Sensing, and Models: Implications for Forecasting

- Snowmelt and Streamflow. *Weather and Forecasting* 19, 251-276.
- Singh, P., Kumar, N., Arora, M., 2000. Degree-day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas. *Journal of Hydrology* 235, 1-11.
- Singh, P., Bengtsson, L., 2005. Impact of warmer climate on melt and evaporation for the rainfed, snowfed and glacierfed basins in the Himalayan region. *Journal of Hydrology* 300, 140-154.
- Singh, P., Singh, V.P., 2001. *Snow and Glacier Hydrology*, Water Science and Technology Library. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston.
- Singh, V.P., Dickinson, W.T., 1975. An analytical method to determine daily soil moisture. *Proceedings of the Second World Congress on Water Resources*.
- Slater, A.G., Pitman, A.J., Desborough, C.E., 1998. The validation of a snow parameterization designed for use in general circulation models. *International Journal of Climatology* 18, 595-617.
- Slater, A.G., Schlosser, C.A., Desborough, C.E., Pitman, A.J., Henderson-Sellers, A., Robock, A., Vinnikov, K.Y., Mitchell, K., Boone, A., Braden, H., Chen, F., Cox, P.M., de Rosnay, P., Dickinson, R.E., Dai, Y., Duan, Q., Entin, J., Etchevers, P., Gedney, N., Gusev, Y.M., Habets, F., Kim, J., Koren, V., Kowalczyk, E.A., Nasonova, O.N., Noilhan, J., Schaake, S., Shmakin, A.B., Smirnova, T.G., Verseghy, D., Wetzell, P., Xue, Y., Yang, Z., Zeng, Q., 2001. The Representation of Snow in Land Surface Schemes: Results from PILPS 2(d). *Journal of Hydrometeorology* 2, 7-25.
- Smirnova, T.G., Brown, J.M., Benjamin, S.G., 1997. Performance of Different Soil Model Configurations in Simulating Ground Surface Temperature and Surface Fluxes. *Monthly Weather Review* 125, 1870-1884.
- Smith, M., Seo, D.J., Koren, V., Reed, S., Zhang, Z., Moreda, F., Kuzmin, V., 2003. Results of the Distributed Model Intercomparison Project (DMIP). EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6 - 11 April 2003, abstract #6955 6955.
- Smith, M.B., Seo, D., Koren, V.I., Reed, S.M., Zhang, Z., Duan, Q., Morena, F., Cong, S., 2003. The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design. *Journal of Hydrology* 298, 4-26.
- Sorooshian, S., 1981. Parameter estimation of rainfall-runoff models with heteroscedastic streamflow errors - The noninformative data case. *Journal of Hydrology* 52, 127-138.
- Sorooshian, S., Duan, Q., Gupta, V.K., 1993. Calibration of Rainfall-Runoff Models: Application of Global Optimization to the Sacramento Soil Moisture Accounting Model. *Water Resources Research* 29, 1185-1194.
- Sorooshian, S., Gupta, V.K., Fulton, J.L., 1983. Evaluation of Maximum Likelihood Parameter Estimation Techniques for Conceptual Rainfall-Runoff Models : Influence of Calibration Data Variability and Length on Model Credibility. *Water Resources Research* 19, 251-259.
- Storck, P., Bowling, L., Wetherbee, P., Lettenmaier, D., 1998. Application of a GIS-based distributed hydrology model for prediction of forest harvest effects on peak stream flow in the Pacific Northwest. *Hydrological Processes* 12, 889-904.
- Storr, D., 1967. Precipitation variations in a small forested watershed. In *Proceedings of the*

35th Annual Meeting of the Western Snow Conference, Boise 11-17.

- Strasser, U., Etchevers, P., Lejeune, Y., 2002. Inter-Comparison of two Snow Models with Different Complexity using Data from an Alpine Site. *Nordic Hydrology*, 33, 15-26.
- Sturm, M., Johnson, J.B., 1991. Natural Convection in the Subarctic Snow Cover. *Journal of Geophysical Research* 96, 671.
- Sturm, M., Holmgren, J., Perovich, D.K., 2002. Winter snow cover on the sea ice of the Arctic Ocean at the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA): Temporal evolution and spatial variability. *J. Geophys. Res.* 107, 8047.
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M., Morris, K., 1997. The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology* 43, 26-41.
- Sumner, N.R., Mick Fleming, P., C. Bates, B., 1997. Calibration of a modified SFB model for twenty-five Australian catchments using simulated annealing. *Journal of Hydrology* 197, 166-188.
- Sun, S., Jin, J., Xue, Y., 1999. A simple snow-atmosphere-soil transfer model. *J. Geophys. Res.* 104, 597.
- Takala, M., Pulliainen, J., Huttunen, M., Hallikainen, M., 2008. Detecting the onset of snow-melt using SSM/I data and the self-organizing map. *Int. J. Remote Sens.* 29, 755-766.
- Tedesco, M., Pulliainen, J., Takala, M., Hallikainen, M., Pampaloni, P., 2004. Artificial neural network-based techniques for the retrieval of SWE and snow depth from SSM/I data. *Remote Sensing of Environment* 90, 76-85.
- Thyer, M., Beckers, J., Spittlehouse, D., Alila, Y., Winkler, R., 2004. Diagnosing a distributed hydrologic model for two high-elevation forested catchments based on detailed stand- and basin-scale data. *Water Resour. Res.* 40, 1-20.
- Trabant, D., Benson, C., 1972. Field experiments on the development of depth hoar. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 135, 309-322.
- Treidi, R., 1970. A case study of warm air advection over a melting snow surface. *Boundary-Layer Meteorology* 1, 155-168.
- Vélez, J.J., 2003. Desarrollo de un modelo distribuido de predicción en tiempo real para eventos de crecidas.
- Vélez, J.I., 2001. Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de las crecidas. Universidad Politécnica de Valencia.
- Vélez, J.I., Vélez, J.J., Francés, F., 2002, Octubre. Modelo distribuido para la simulación hidrológica de crecidas en grandes cuencas. XX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. La Habana, Cuba.
- Vélez, J.J., Puricelli, M., López, F., Francés, F., 2009. Parameter extrapolation to ungauged basins with a hydrological distributed model in a regional framework. *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 229-246.
- Vélez, J.J., Vélez, J.I., Francés, F., 2002. Simulación hidrológica de crecidas en grandes cuencas mediante el uso de la modelación distribuida 1682-1687.
- Vélez, J.J., Francés, F., 2005. Automatic calibration of initial state variables for flood forecasting using a distributed model. International conference on innovation

- advances and implementation of flood forecasting technology.
- Verseghy, D.L., McFarlane, N.A., Lazare, M., 1993. Class - A Canadian land surface scheme for GCMS, II. Vegetation model and coupled runs. *International Journal of Climatology* 13, 347-370.
- Verseghy, D.L., 1991. Class - A Canadian land surface scheme for GCMS. I. Soil model. *International Journal of Climatology* 11, 111-133.
- Verseghy, D.L., 2000. The Canadian Land Surface Scheme (CLASS): Its History and Future. *Atmosphere-Ocean* 38, 1-13.
- Vischel, T., Pegram, G., Sinclair, S., Wagner, W., Bartsch, A., 2008. Comparison of soil moisture fields estimated by catchment modelling and remote sensing: a case study in South Africa. *Hydrology and Earth System Sciences* 12, 751-767.
- Walland, D.J., Simmonds, I., 1996. Sub-Grid-Scale Topography And The Simulation Of Northern Hemisphere Snow Cover. *International Journal of Climatology* 16, 961-982.
- Wang, S., Grant, R.F., Verseghy, D.L., Black, T.A., 2002. Modelling Carbon Dynamics of Boreal Forest Ecosystems Using the Canadian Land Surface Scheme. *Climatic Change* 55, 451-477.
- Warren, S.G., 1982. Optical Properties of Snow. *Reviews of Geophysics* 20, 67-89.
- Westrick, K.J., Storck, P., Mass, C.F., 2002. Description and Evaluation of a Hydrometeorological Forecast System for Mountainous Watersheds. *Weather and Forecasting* 17, 250-262.
- Wigmosta, M.S., Vail, L.W., Lettenmaier, D.P., 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research* 30, 1665-1680.
- Williams, M.W., Cline, D., 1999. Data for snowmelt model development, calibration, and verification at an alpine site, Colorado Front Range. *Water Resources Research* 35, 3205-3209.
- Winther, J., 1993. Short- and Long-Term Variability of Snow Albedo. *Nordic Hydrology NOHYBB* 24, 199-212.
- Wolock, D.M., Price, C.V., 1994. Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model. *Water Resour. Res.* 30, 3041-3052.
- Xue, Y., Llewellyn-Jones, D., Lawrence, S., Mutlow, C., 2000. On the Earth's surface energy exchange determination from ERS satellite ATSR data: Part 3. Turbulent heat flux on open sea. *International Journal of Remote Sensing* 21, 3427-3444.
- Yamazaki, T., 2001. A One-Dimensional Land Surface Model Adaptable to Intensely Cold Regions and Its Applications in Eastern Siberia. *J Meteorol Soc Jpn* 79, 1107-1118.
- Yang, Z., Dickinson, R.E., 1996. Description of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the Soil Moisture Workshop and evaluation of its performance. *Global and Planetary Change* 13, 117-134.
- Yang, Z., Dickinson, R.E., Hahmann, A.N., Niu, G., Shaikh, M., Gao, X., Bales, R.C., Sorooshian, S., Jin, J., 1999. Simulation of snow mass and extent in general circulation models. *Hydrological Processes* 13, 2097-2113.

- Yang, Z., Dickinson, R.E., Shuttleworth, W.J., Shaikh, M., 1998. Treatment of soil, vegetation and snow in land surface models: a test of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme with the HAPEX-MOBILHY, ABRACOS and Russian data. *Journal of Hydrology* 212-213, 109-127.
- Yapo, P.O., Gupta, H.V., Sorooshian, S., 1998. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology* 204, 83-97.
- Yongjiu, D., Feng, X., Qingcun, Z., 1998. A land surface model (IAP94) for climate studies Part II: Implementation and preliminary results of coupled model with IAP GCM. *Advances in Atmospheric Sciences* 15, 47-62.
- Yuan, Y., Jin, L., Shao, X., He, Q., Li, Z., Li, J., 2003. Variations of the spring precipitation day numbers reconstructed from tree rings in the Urumqi River drainage, Tianshan Mts. over the last 370 years. *Chinese Science Bulletin* 48, 1507-1510.
- Zhekamukhov, M., Zhekamukhova, I., 2002. On Convective Instability of Air in the Snow Cover. *Journal of Engineering Physics and Thermophysics* 75, 849-858.
- Zhekamukhova, I., 2004. Heat Conduction and Diffusion Equation of Steam in Snow Cover. *Journal of Engineering Physics and Thermophysics* 77, 849-858.