

Grupo de Ríos y Embalses
Departamento de Mecánica de Estructuras e Ingeniería Hidráulica
Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA)
Universidad de Granada

Tesis para la obtención del título de doctor
por las Universidades de Granada, Córdoba y Málaga
Dentro del programa de doctorado titulado
Dinámica de Flujos Biogeoquímicos y sus Aplicaciones

Directores de tesis :
María José POLO GÓMEZ
Miguel Ángel LOSADA RODRÍGUEZ

**MODELO FÍSICO DE ACUMULACIÓN
Y FUSIÓN DE LA NIEVE.
APLICACIÓN EN SIERRA NEVADA (ESPAÑA)**

Javier HERRERO LANTARÓN
<herrero@ugr.es>

Granada, Noviembre de 2007

Índice general

PRÓLOGO	1
RESUMEN	3
INTRODUCCIÓN	7
I FUNDAMENTOS	11
1. Características generales de la nieve y de sus procesos	13
1.1. La nieve: conceptos básicos	13
1.2. Precipitación y acumulación	15
1.3. Metamorfismo y fusión	17
1.4. Ecuaciones de estado	18
1.4.1. Columna de nieve	19
1.5. Física del calor	20
1.6. Calor en la nieve	24
1.6.1. Etapa de calentamiento	24
1.6.2. Etapa de maduración	24
1.6.3. Etapa de escurrimiento	25
1.6.4. Ejemplo	25
2. Balance de masa	27
2.1. Ecuación de balance de masa	27
2.2. Precipitación R	28
2.3. Evaporación E	29
2.3.1. Sistema bifásico en equilibrio	30
2.3.2. Presión de vapor	31
2.3.3. Difusión molecular del vapor de agua	33
2.3.4. Difusión turbulenta del vapor de agua	34
2.4. Transporte del viento V	36
2.5. Fusión F	37
2.6. Conclusiones	39
3. Balance de energía	41
3.1. Transporte de energía térmica	41
3.2. Ecuación de balance de energía	42
3.3. Radiación de onda corta K	43
3.4. Radiación de onda larga L	45

3.5.	Intercambio de calor sensible nieve-atmósfera H	49
3.6.	Intercambio de calor sensible suelo-nieve G	51
3.7.	Calor Advectivo: U_R, U_V, U_E, U_F	51
3.7.1.	Calor asociado a la precipitación U_R	51
3.7.2.	Calor asociado al transporte por el viento U_V	53
3.7.3.	Calor asociado a la evaporación U_E	53
3.7.4.	Calor asociado a la fusión U_F	54
3.8.	Conclusiones	54
 II MODELO PUNTUAL		55
 4. Modelos de nieve		57
4.1.	Estado actual	57
4.2.	Modelos de balance de energía.	58
4.2.1.	Modelo SNTHERM	58
4.2.2.	Modelo UEB	59
4.2.3.	Resolución en planta	60
4.3.	Modelos de temperatura índice	62
4.3.1.	Modelos NWSRFS y SWAT	62
4.4.	Modelos de temperatura índice modificados	64
4.4.1.	Modelo SRM	64
4.5.	Requerimientos de los modelos	65
4.5.1.	Relación modelo-datos	65
4.5.2.	Datos de calibración	66
 5. Desarrollo de un nuevo modelo de nieve		69
5.1.	Descripción del área de estudio	69
5.2.	Trabajo experimental	71
5.2.1.	Datos disponibles	71
5.2.2.	Punto de control e instrumentación	71
5.2.3.	Auscultación <i>in situ</i>	73
5.3.	Planteamiento del modelo	74
5.3.1.	Estructura	74
5.3.2.	Programación	75
5.4.	Ajuste del modelo	78
5.4.1.	Simulación inicial.	79
5.4.2.	Intercambio turbulento y estabilidad adiabática.	80
5.4.3.	Efecto de las nubes sobre la onda larga.	81
5.4.4.	Factor de transferencia sensible sin viento.	82
5.4.5.	Algoritmo iterativo.	83
5.4.6.	Temperatura de la precipitación.	86
5.4.7.	Conclusiones	87
5.5.	Estudio de la emisividad de la atmósfera	89
5.5.1.	Medidas directas en alta montaña	89
5.5.2.	Escala diaria	90
5.5.3.	Escala horaria	99
5.5.4.	Conclusiones	101
5.6.	Resultados	103
5.6.1.	Calibración	103

5.6.2. Simulación 2005–2006	106
5.6.3. Validación	108
5.7. Conclusiones	111
III MODELO DISTRIBUIDO	113
6. Planteamiento	115
6.1. Obtención de tramos	116
6.2. Heterogeneidad dentro del tramo	117
6.3. Variables de entrada	121
6.3.1. Condiciones de contorno	121
6.3.2. Imágenes de satélite	122
6.3.3. Variables meteorológicas	124
7. Variables meteorológicas distribuidas	127
7.1. Temperatura	129
7.1.1. Agentes	129
7.1.2. Metodología	130
7.1.3. Variación espacial a escala de cuenca	133
7.1.4. Variación temporal a escala de día.	138
7.1.5. Planteamiento del modelo	146
7.1.6. Validación	149
7.2. Precipitación	159
7.2.1. Variación espacial	159
7.2.2. Variación temporal	163
7.3. Radiación	166
7.3.1. Agentes	166
7.3.2. Planteamiento	167
7.3.3. Resultados	172
8. Resultados	173
8.1. Calibración	173
8.1.1. Medidas puntuales	174
8.1.2. Medidas distribuidas. Mapas de nieve	174
8.1.3. Medidas de caudal	187
8.2. Validación	188
8.3. Simulaciones	198
8.4. Conclusiones	203
CONCLUSIONES	207
FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN	211
ANEJOS	216
A. Radiación solar	217
A.1. Introducción	217

A.2. Radiación emitida por el sol	218
A.3. Radiación en la órbita terrestre	219
A.4. Radiación en la superficie de la Tierra sin atmósfera	221
A.5. Efecto de la atmósfera	224
A.5.1. Radiación directa y difusa	225
A.5.2. Masa atmosférica	225
A.5.3. Nubosidad	227
A.5.4. Índice de Claridad	228
A.6. Radiación sobre la nieve	229
A.6.1. Radiación sobre plano inclinado	229
A.6.2. Sombreamiento	230
B. Mapas de nieve a partir de imágenes satélite Landsat	233
B.1. Análisis de bandas	234
B.2. Índices	235
B.3. Criterios	239
B.4. Resultados	244
B.4.1. 2002–2003	246
B.4.2. 2003–2004	248
B.4.3. 2004–2005	249
C. Desarrollo del trabajo experimental de campo	251
BIBLIOGRAFÍA	351

Índice de figuras

1.1.	Ejemplo de distintas formas que pueden ser adoptadas por los copos de nieve. Fuente: Libbrecht y Rasmussen (2003) . Usado con permiso del autor.	14
1.2.	Pluviómetro con escudos Alter a 2500 m de altitud en la cabecera del río Chico de Cádíar, en la vertiente sur de Sierra Nevada.	15
1.3.	Estados de la materia en la naturaleza y cambios de estado o fase.	20
1.4.	Diagrama de fases del agua.	22
2.1.	Flujos de masa sobre la columna de nieve.	27
2.2.	Descripción del sistema superficie de nieve-atmósfera para el estudio de la evaporación.	30
2.3.	Curva de la presión de vapor de equilibrio del agua en función de la temperatura.	31
3.1.	Flujos de masa (gris) y energía (negro) actuantes sobre la columna de nieve.	42
5.1.	Mapa de la cuenca del Guadalfeo y Sierra Nevada, en el sur de España. Localización de las nuevas estaciones meteorológicas EST-1 y EST-2. La cota 2000 se marca con una línea blanca.	70
5.2.	Cabecera del Río Poqueira (14/01/2005) y estación meteorológica EST-2.	72
5.3.	Algoritmos de resolución del balance de masa y energía. a) Simple y b) Iterativo	76
5.4.	Simulación inicial <i>SNRP01</i> .	79
5.5.	Simulación <i>SNRP02</i> . Φ unitarios.	80
5.6.	Simulación <i>SNRP03</i> . ε_{at} con nubes.	81
5.7.	Simulación <i>SNRP04</i> . kE_{H0} .	83
5.8.	Simulación <i>SNRP05</i> . Algoritmo iterativo.	84
5.9.	Simulación <i>SNRP05</i> . Parámetros internos.	85
5.10.	Simulación <i>SNRP06</i> . $TRn_0 = 1^\circ C$.	87
5.11.	Emisividad de la atmósfera ε_{at} en función del índice de claridad IC . Medias diarias. Nov 2005–Abr 2007.	90
5.12.	Nubosidad en contacto con el terreno en Sierra Nevada.	91
5.13.	Emisividad de la atmósfera ε_{at} frente a la humedad relativa Hr_d y la temperatura T_d . Medias diarias. Nov 2005–Abr 2007.	92
5.14.	Emisividad de la atmósfera ε_{at} frente a la humedad relativa Hr_d . Medias diarias. Análisis de días despejados. Nov 2005–Abr 2007.	93
5.15.	Emisividad de la atmósfera ε_{at} frente a la humedad relativa Hr_d . Medias diarias. Análisis de días completamente cubiertos. Datos entre Nov 2005–Abr 2007.	94

5.16. Comparación entre la emisividad de la atmósfera ε_{at} medida en un día despejado frente a la simulada. Medias diarias. Datos entre Nov 2005–Abr 2007.	95
5.17. Comparación entre la emisividad de la atmósfera ε_{at} medida en un día totalmente cubierto frente a la simulada. Medias diarias. Datos entre Nov 2005–Abr 2007.	96
5.18. Calibración de factor C de Brutsaert (1982) . Medias diarias. Nov 2005–Abr 2007.	97
5.19. Estados considerados para el cálculo de ε_{at} que representan la nubosidad de la atmósfera en función de Hr_d e IC medios diarios. Datos medios diarios Nov 2005–Abr 2007.	98
5.20. Comparación entre la emisividad de la atmósfera ε_{at} medida frente a la simulada. Medias diarias. Datos entre Nov 2005–Abr 2007.	99
5.21. Estados considerados para el cálculo de ε_{at} que representan la nubosidad de la atmósfera en función de Hr horario e IC medio diario. Datos horarios Nov 2005–Abr 2007.	100
5.22. Comparación entre la emisividad de la atmósfera ε_{at} horaria medida frente a la simulada. Datos entre Nov 2005–Abr 2007.	100
5.23. Equivalente de agua medido y simulado junto con las variables meteorológicas principales. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2004–2005.	104
5.24. Equivalente de agua medido y simulado junto con los flujos de masa y energía acumulados. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2004–2005.	105
5.25. Equivalente de agua medido y simulado utilizando Brutsaert (1982) y $SN2007$ para el cálculo de ε_{at} . Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2004–2005.	105
5.26. Equivalente de agua simulado junto con las variables meteorológicas principales. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2005–2006.	107
5.27. Equivalente de agua simulado junto con los flujos de masa y energía acumulados. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2005–2006.	108
5.28. Equivalente de agua simulado con distintos valores del parámetro TRn_0 . Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2005–2006.	108
5.29. Equivalente de agua medido y simulado junto con las variables meteorológicas principales. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2006–2007.	110
5.30. Equivalente de agua medido y simulado junto con los flujos de masa y energía acumulados. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2006–2007.	111
6.1. Variograma hipotético que representa la típica evolución de la varianza en un proceso geofísico al aumentar la distancia de análisis (a partir de Blöschl (1999)).	118
6.2. Expresión paramétrica para la curva de agotamiento del área ocupada por la nieve dentro de un tramo SC frente al porcentaje del equivalente de agua actual con respecto al máximo EA^*	119
6.3. Información geográfica requerida por el modelo distribuido de nieve, calculada a partir del MDE.	122
6.4. Imagen de Sierra Nevada desde satélite tomada el día 11/12/2005. Fuente: www.nasa.gov	123
6.5. Ejemplo de variables deducidas a partir de la imagen tomada por el <i>Thematic Mapper</i> del Landsat–5 del 23 de enero de 2004 geo-referenciada y procesada.	124

7.1. Gradiente de las temperaturas máximas y mínimas en invierno (01/12/2004-09/12/2004).	134
7.2. Gradiente de las temperaturas máximas y mínimas en invierno (06/01/2005-14/01/2005).	135
7.3. Gradiente de las temperaturas máximas y mínimas en primavera (28/03/2005-05/04/2005).	136
7.4. Gradiente de las temperaturas máximas y mínimas en verano (10/08/2005-18/08/2005).	137
7.5. Variación del gradiente de las temperaturas máximas y mínimas diaria a lo largo de un año (y detalle).	137
7.6. Variación de la temperatura a lo largo del día en dos estaciones de la cuenca del Río Guadalfeo en un año completo de medidas.	138
7.7. Ajuste de la temperatura horaria de las distintas distribuciones para un día “típico”.	142
7.8. Ajuste de la temperatura horaria de las distintas distribuciones para un día “atípico”.	143
7.9. Variación de RE_{cm} a lo largo del día para cada una de las distribuciones probadas con los registros de la estación del Refugio Poqueira.	144
7.10. Variación de RE_{cm} a lo largo del día para cada una de las distribuciones probadas con los registros de la estación de Cádjar.	145
7.11. Interpolación de las desviaciones de la temperatura (residuos) en las estaciones frente al gradiente atmosférico de temperatura general en la cuenca. (Temperatura máxima del 13/11/2002)	147
7.12. Valores de la temperatura máxima registrada el 13/11/2002 e interpolación del gradiente atmosférico correspondiente.	147
7.13. Resultado final de la interpolación de la temperatura máxima del 13/11/2002). En círculo blanco punto de control.	148
7.14. Temperatura horaria simulada durante los días 13 y 14/11/2002 en un punto situado a 2000 m de altitud en el valle del río Trevélez.	148
7.15. Curva hipsométrica de la cuenca del Río Guadalfeo y situación en altura de las estaciones de temperatura principales, con el año de inicio de sus registros.	150
7.16. Temperatura horaria en Bérchules entre Nov 2004 y Abr 2005. Se indica el Error Medio Absoluto y la Raíz del Error Cuadrático Medio de los ajustes.	151
7.17. Diferencia entre la temperatura horaria simulada y medida en Bérchules entre Nov 2004–Abr 2005.	152
7.18. Gradiente diario de las temperaturas máximas y mínimas interpolado entre Nov 2004–Ago 2006.	153
7.19. Gradientes diarios interpolados con 8 y con 9 estaciones (Nov 2004–Ago 2006).	153
7.20. Función de densidad de los gradientes diarios obtenidos con 8 y con 9 estaciones (Nov 2004–Ago 2006).	154
7.21. Gradientes simulado con las 9 estaciones frente a la temperatura medida en la más alta de ellas: el Refugio Poqueira (datos Nov 2004–Ago 2006).	154
7.22. Funciones de densidad de los gradientes diarios obtenidos con 9 estaciones agrupados por intervalos de temperaturas (Nov 2004–Ago 2006).	155
7.23. Mejores ajustes polinómicos para las temperaturas diarias en el Refugio Poqueira simuladas con 8 estaciones bajas (Nov 2004–Ago 2006).	156

7.24. Temperatura simulada frente a temperatura medida en el Refugio Poqueira (Nov 2004–Ago 2006).	158
7.25. Temperatura horaria en Bérchules simulada con 8 estaciones bajas y un registro virtual en el Refugio Poqueira entre Nov 2004–Abr 2005.	158
7.26. Diferencia entre la temperatura horaria medida en Bérchules y la simulada con 8 estaciones bajas y un registro virtual en el Refugio Poqueira, entre Nov 2004–Abr 2005.	158
7.27. Pasos en la metodología para la interpolación de la precipitación. Borrasca entre 12/11/2002–17/11/2002.	160
7.28. Comparación de la interpolación de la precipitación registrada durante el evento 523 del 4/11/1984 mediante dos métodos distintos.	161
7.29. Comparación de la interpolación de la precipitación registrada durante el evento 528 del 16/1/1985 mediante dos métodos distintos.	162
7.30. Comparación de la interpolación de la precipitación registrada durante el evento 886 del 20/1/1996 mediante dos métodos distintos.	162
7.31. Precipitación registrada en las estaciones del Guadalfeo en varios eventos y su relación con la altitud.	163
7.32. Distribuciones horarias más probables de la precipitación diaria.	164
7.33. Puntos de control de la precipitación horaria y zonas de influencia de cada uno de ellos.	165
7.34. Ejemplo de interpolación del <i>IC</i> en un día nublado (01/12/2004).	168
7.35. Diagrama de flujo de cálculo de la radiación horaria en cada tramo.	171
7.36. Secuencia horaria de la radiación solar simulada en la subcuenca de Cádiar para el 13 de abril de 2001.	172
8.1. Simulación de nieve en Refugio Poqueira durante el invierno 2004–2005 con el modelo de área mediante curva de agotamiento.	175
8.2. Ejemplo de distintas curvas de agotamiento empleadas en la calibración.	177
8.3. Máscaras de nieve obtenidas a partir de imagen de satélite en el año 2004–2005.	177
8.4. Simulación de la capa de nieve con EA almacenado el 01/01/2005.	179
8.5. Comparación de la simulación de la capa de nieve el 01/01/2005.	180
8.6. Histograma con la distribución en altura de nieve simulada y con el volumen de agua almacenado. 01/01/2005.	181
8.7. Simulación de la capa de nieve con EA almacenado el 30/03/2005.	182
8.8. Comparación de la simulación de la capa de nieve el 30/03/2005.	183
8.9. Histograma con la distribución en altura de nieve simulada y con el volumen de agua almacenado. 30/03/2005.	184
8.10. Estaciones de precipitación y temperatura en las proximidades de Sierra Nevada con datos durante 2004–2005.	185
8.11. Resultados de la simulación de la nieve con el modelo distribuido. 25/11/2002.	190
8.12. Resultados de la simulación de la nieve con el modelo distribuido. 28/01/2003.	192
8.13. Resultados de la simulación de la nieve con el modelo distribuido. 01/03/2003.	193
8.14. Precipitación y evolución del <i>EA</i> durante los días previos al 01/03/2003.	194
8.15. Resultados de la simulación de la nieve con el modelo distribuido. 29/06/2003.	195
8.16. Resultados de la simulación de la nieve con el modelo distribuido. 23/01/2004.	196
8.17. Resultados de la simulación de la nieve con el modelo distribuido. 12/04/2004.	196
8.18. Resultados de la simulación de la nieve con el modelo distribuido. 01/07/2004.	197
8.19. Simulación de la evolución del equivalente de agua de la nieve durante el año hidrológico 1996–1997.	199

8.20. Precipitación de nieve total simulada en la cuenca del Guadalfeo durante el año hidrológico 2004–2005.	200
8.21. Evaporación de la nieve total simulada en la cuenca del Guadalfeo durante el año hidrológico 2004–2005.	201
8.22. Cabecera del río Poqueira. Mapa de situación.	201
8.23. Fusión de nieve total simulada en la cuenca del Guadalfeo durante el año hidrológico 2004–2005.	202
8.24. Loma de la Atalaya de Soportújar y embalse de Rules al fondo. Efectos del viento.	204
A.1. Etapas del viaje de la radiación solar. Conceptos y factores de influencia.	217
A.2. Valor de la intensidad de radiación solar media sobre la atmósfera terrestre entre 1979 y 2003 en W/m^2 . Fuente: NASA (<i>www.nasa.org</i>)	219
A.3. Espectro AM0 frente a espectro de intensidad de energía de cuerpo negro a 5800 K.	220
A.4. Coordenadas Solares (altura h_S , azimut A_S y ángulo solar ω_S). Modificado de: Censolar (1997)	222
A.5. Espectro AM1.5 en la superficie terrestre frente a espectro AM0 sobre la atmósfera.	225
A.6. Distribución anual de la radiación directa y difusa medida en Málaga. Fuente: Censolar (1997)	226
A.7. Camino de los fotones en la atmósfera en términos de Masa Atmosférica. Fuente: <i>Oriel Instruments</i>	226
A.8. Radiación solar diaria medida en el Refugio Poqueira (2500 m) nov/2004-mar/2005. a) Radiación medida frente a radiación extraterrestre estimada. b) Índice de claridad.	228
B.1. Algunas de las bandas de la imagen del Landsat–5 TM tomada el 25/11/2002.	234
B.2. Mapas de los índices obtenidos a partir de los datos recogidos por el Landsat–5 TM el 25/11/2002.	236
B.3. Funciones de densidad y distribución de probabilidad de los valores de SI y $NDSI$ en los mapas del 25/11/2002.	237
B.4. Máscaras para distintos umbrales de $NDSI$ y $TM1$ (25/11/2002).	238
B.5. Funciones de densidad y distribución de probabilidad de los valores de la banda 1 del Landsat $TM1$ en la imagen del 23/01/2004.	238
B.6. Hipsogramas con representación de la superficie cubierta de nieve en la cuenca del Guadalfeo estimada en dos fechas (A 23/01/2004 y B 25-11-2002) para los distintos criterios (1 a 7).	240
B.7. Mapas comparativos de las máscaras de nieve obtenidas con distintos criterios para las dos fechas analizadas (A 23/01/2004 y B 25-11-2002).	241
B.8. Comparación entre las máscaras de nieve obtenidas con los criterios 2 y 7 el 23/01/2004 y la nieve observada el 16/01/2004. Foto: Antonio Moñino.	242
B.9. Nieve en la imagen Landsat del 25/11/2002.	246
B.10. Nieve en la imagen Landsat del 28/01/2003.	246
B.11. Nieve en la imagen Landsat del 01/03/2003.	247
B.12. Nieve en la imagen Landsat del 29/06/2003.	247
B.13. Nieve en la imagen Landsat del 23/01/2004.	248
B.14. Nieve en la imagen Landsat del 12/04/2004.	248
B.15. Nieve en la imagen Landsat del 01/07/2004.	249
B.16. Nieve en la imagen Landsat del 22/11/2004.	249

B.17.Nieve en la imagen Landsat del 01/01/2005.	250
B.18.Nieve en la imagen Landsat del 30/03/2005.	250
C.1. Conjunto de tubos tomamuestras de nieve. Operación de pesaje en campo.	252
C.2. Toma de muestras y espesor junto a EST-1.	254
C.3. Transecto y puntos de medida de espesor. Detalle barranco Yegüeros. . . .	254
C.4. Gráfica cota-equivalente de agua en transecto por Barranco Yegüeros. 17/12/2004.	255
C.5. Transporte y acumulación de la nieve por efecto del viento.	256
C.6. Formas superficiales en la nieve por la acción del viento.	257
C.7. Itinerario, perfil y localización de muestras (14/01/2005).	259
C.8. Vista panorámica del área auscultada. Foto: A. Moñino	260
C.9. Dirección y velocidad frente a dirección del viento en EST-2 (07/01/2005– 14/01/2005).	261
C.10.Detalle de las formas superficiales de la nieve. Foto estereoscópica paralela.	262
C.11.Crecimiento cristalino de la nieve.	262
C.12.Disminución del manto de nieve entre diciembre de 2004 y enero de 2005 a 2400 m de altura.	265
C.13.Itinerario, perfil y localización de muestras (21/01/2005).	266
C.14.Cabecera del río Trevélez desde la divisoria sur. Foto: A. Moñino.	267
C.15.Acumulación de nieve de alta densidad.	267
C.16.Agua y grano grueso típico de una superficie de la nieve en fusión.	268
C.17.Zonas de acumulación de nieve de menor densidad, entre árboles.	269
C.18.Distribución espacialmente heterogénea de la nieve.	270
C.19.Superficie de la nieve modificada por el viento.	270
C.20.Vegetación de piornos en los Tajos de Breca.	272
C.21.Camino de ascenso a lo largo de la divisoria. Foto: A. Moñino.	273
C.22.Itinerario, perfil y localización de muestras (11/02/2005).	274
C.23.Precipitación y temperatura horarias durante el evento del 06/02/2005 y temperatura hasta el día de la campaña.	275
C.24.Formas superficiales debidas a la acumulación diferencial de pequeña es- cala. Foto: A.Moñino.	275
C.25.Radiación y temperatura tras el evento 020605 y comparación con la radiación extraterrestre.	276
C.26.Alrededores del Refugio Poqueira, EST-2.	277
C.27.Superficie uniforme del manto de nieve. Foto: A. Moñino.	278
C.28.Detalle de la estructura macroscópica del grano de hielo en la capa su- perficial de la nieve.	279
C.29.Evolución de la capa de nieve en el valle del Poqueira entre el 11/02/2005 y el 18/02/2005.	281
C.30.Itinerario, perfil y localización de muestras (18/02/2005).	282
C.31.Efectos del frío intenso nocturno junto al Barranco de las Angosturas, a 2070 m de altura.	283
C.32.Formas de la nieve en el borde de fusión y espesor en el punto de muestreo 5.7.	283
C.33.Hielo superficial en la capa de nieve y fusión diurna.	283
C.34.Formas superficiales del viento y escorrentía bajo la nieve.	284
C.35.Precipitación y temperatura durante el evento 020605 en EST-1.	285
C.36.Comparación de la temperatura medida en EST-1 (Bérchules) y EST-2 (Poqueira) (06/02/2005 – 17/02/2005).	286

C.37. Datos de temperatura, radiación y velocidad de viento registrados en EST-2 (06/02/2005 – 17/02/2005).	286
C.38. Precipitación, temperatura y viento en la estación EST-2 (25/02/2005).	289
C.39. Itinerario, perfil y localización de muestras (25/02/2005).	290
C.40. Copos de nieve en dos momentos de la campaña.	292
C.41. Formas superficiales de la nieve.	292
C.42. Datos de Temperatura y Precipitación acumulada en EST-1 (27/02/2005–18/03/2005).	294
C.43. Barranco de las Angosturas. Diferencia en acumulación de nieve entre vertientes sureste(izquierda) y suroeste(derecha). Foto: A. Moñino.	295
C.44. Itinerario, perfil y localización de muestras (18/03/2005).	296
C.45. Escorrentía superficial del agua de fusión en cauces temporales.	298
C.46. Itinerario, perfil y localización de muestras (25/05/2005).	300
C.47. Consistencia de la muestra 9.3.	301
C.48. Laguna de la Caldera y Pico del Veleta. Foto: A. Moñino.	302
C.49. Suelo saturado y escorrentía por fusión en un nevero.	302
C.50. Ubicación de la muestra 1.1 junto a EST-1 (18/11/2005).	303
C.51. Variables meteorológicas registradas en EST-2 (11/11/2005 - 18/11/2005).	304
C.52. Itinerario, perfil y localización de las muestras (20/01/2006).	306
C.53. Ascenso al <i>Pico de Fuentefría</i> , vertiente sur.	307
C.54. Variables meteorológicas registradas en EST-2 (10/01/2006 - 19/01/2006).	307
C.55. Tamaño de grano en muestra 2.3.	308
C.56. Efectos de la vegetación sobre la nieve.	308
C.57. Itinerario, perfil y localización de las muestras (27/01/2006).	311
C.58. Cortafuegos por el que se asciende al Peñón de la Cruz.	312
C.59. Variables meteorológicas registradas en EST-2 (20/01/2006 - 27/01/2006).	312
C.60. Nevando en el Peñón de la Cruz (2200 m).	313
C.61. Copos de nieve recién precipitados, sobre el fondo de un guante.	313
C.62. Nieve en la Alhambra (29/01/2006).	316
C.63. Itinerario, perfil y localización de las muestras (03/02/2006).	318
C.64. Capa superficial endurecida en muestra 4.2.	319
C.65. Nevando en Peña Caballera.	319
C.66. Almacenamiento de nieve en cubierta vegetal.	320
C.67. Variables meteorológicas registradas en EST-2 (25/01/2006 - 03/02/2006).	321
C.68. Zona afectada por el incendio forestal de octubre de 2006. Foto: A. Moñino.	322
C.69. Itinerario, perfil y localización de las muestras (10/02/2006).	323
C.70. Variables meteorológicas registradas en EST-2 (03/02/2006 - 09/02/2006).	324
C.71. Tamaño de grano en muestra 5.3.	324
C.72. Pinos a 2300 m de altura, límite superior del bosque, de copa abanderada.	325
C.73. Acumulación de nieve en el tramo entre pinos del camino de acceso a EST-1, junto al Cortijo de la Hoya Herrera.	326
C.74. Superficie de la nieve en zona despejada de divisoria y bajo pinos.	326
C.75. Nieve en las laderas norte de las Sierras de Lújar y Gádor (10/02/2006).	327
C.76. Itinerario, perfil y localización de las muestras (24/02/2006).	329
C.77. Cabecera del Valle de Lanjarón y Pico del Caballo.	329
C.78. Variables meteorológicas registradas en EST-2 (10/02/2006 - 24/02/2006).	330
C.79. Acumulación de nieve muy dura debida a efectos orográficos de pequeña escala.	331
C.80. Formas superficiales originadas por el viento.	332
C.81. Formas de hielo en la cumbre de Los Pelados.	333

C.82.Fotografía estereoscópica que permite observar las formas de acumulación de hielo producidas por el viento.	333
C.83.Efecto local de los restos del incendio sobre el albedo de la nieve.	334
C.84.Mapa de las zonas en las inmediaciones del itinerario afectadas por el incendio de octubre de 2005, algunas de ellas dentro del Parque Nacional de Sierra Nevada.	334
C.85.Efectos del incendio a distintas alturas y sobre distinto tipo de vegetación.	335
C.86.Itinerario, perfil y localización de las muestras (16/03/2006).	337
C.87.VARIABLES meteorológicas registradas en EST-2 (26/02/2006 - 16/03/2006).	338
C.88.Distribución heterogénea de la nieve en planta.	339
C.89.Cara norte de la Sierra de Gádor en la misma época del año en 2005 y 2006.	339
C.90.Localización de la muestra 7.2.	340
C.91.Localización y textura de la muestra 7.4.	341
C.92.Fusión de la nieve con saturación del suelo adyacente pero rápida infiltración.	341
C.93.Itinerario, perfil y localización de las muestras (31/03/2006).	343
C.94.Cabecera del río Poqueira	343
C.95.VARIABLES meteorológicas registradas en EST-2 (18/03/2006 - 27/03/2006).	344
C.96.Tamaño de grano en muestra 8.1.	345
C.97.Zona de acumulación de la muestra 8.2.	346
C.98.Localización de la muestra 8.5.	346
C.99.Acumulación heterogénea entre pinos en distintos estados de fusión. . . .	347
C.100Refugio Poqueira y nieve junto a la estación EST-2 (31/03/2006).	347
C.101Flora autóctona adaptada a la subsistencia con nieve.	348
C.102Fusión de la nieve en punto de la muestra 8.1.	349
C.103Diferencia de albedo entre una piña y la nieve.	350

Índice de tablas

1.1.	Calor específico de algunas sustancias conocidas en condiciones normales (salvo indicación). Fuentes: Tipler (1999) y Dingman (2002)	21
1.2.	Calor latente de fusión L_f y vaporización L_v , y temperatura crítica de fusión T_{c_f} y vaporización T_{c_v} de algunas sustancias conocidas, a 1 atmósfera. Fuente: Tipler (1999)	23
2.1.	Factor de corrección del coeficiente de difusividad turbulenta por estratificación según Anderson (1976)	36
3.1.	Emisividad de ciertas sustancias típicas.	45
5.1.	Estación meteorológica EST-2. Sensores conectados desde Nov 2004. . .	72
5.2.	Estación meteorológica EST-2. Características técnicas de los sensores. .	72
5.3.	Resumen de parámetros y resultados en las simulaciones de ajuste del nuevo modelo.	88
5.4.	Flujos de masa energía totales. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2004-2005.	103
5.5.	Flujos de masa energía totales. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2005-2006.	106
5.6.	Flujos de masa energía totales. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2006-2007.	109
7.1.	Error total de cada uno de los ajustes con valores medios de los parámetros para los datos de temperatura horaria de Cádiar y Refugio Poqueira.	144
7.2.	Valores medios de los parámetros de ajuste para cada una de las distribuciones de temperatura horaria probadas.	144
7.3.	Precipitación media en toda la cuenca en 3 eventos representativos obtenida por un método de interpolación simple y añadiendo corrección por altura	163
8.1.	Parámetros utilizados en las distintas calibraciones.	177
8.2.	Resumen de los resultados de la calibración para el día 01/01/2005. . . .	178
8.3.	Resumen de los resultados de la calibración para el día 30/03/2005. . . .	178
8.4.	Resumen de los resultados de la validación durante los años 2002-2003 y 2003-2004.	188
B.1.	Análisis de los píxeles de la máscara de nieve obtenida con la imagen Landsat del 23/01/2004 (<i>A</i>) según con distintos criterios.	241
B.2.	Análisis de los píxeles de la máscara de nieve obtenida con la imagen Landsat del 22/11/2002 (<i>B</i>) según con distintos criterios.	241

B.3. Cotas de nieve mínimas aplicadas para la corrección de las máscaras de nieve.	245
C.1. Medidas de la densidad de la nieve (17/12/2004).	253
C.2. Características de la nieve (14/01/2005).	258
C.3. Características de la nieve (21/01/2005).	266
C.4. Características de la nieve (11/02/2005).	274
C.5. Análisis de la radiación solar tras el evento del 06/02/2005.	277
C.6. Características de la nieve (18/02/2005).	282
C.7. Características de la nieve (25/02/2005).	290
C.8. Características de la nieve (18/03/2005).	295
C.9. Características de la nieve (25/05/2005).	301
C.10. Características de la nieve en EST-1 (18/11/2006).	303
C.11. Características de la nieve (20/01/2006).	305
C.12. Características de la nieve (27/01/2006).	311
C.13. Características de la nieve recién caída (29/01/2006).	315
C.14. Características de la nieve (03/02/2006).	317
C.15. Características de la nieve (10/02/2006).	322
C.16. Características de la nieve (24/02/2006).	328
C.17. Características de la nieve (16/03/2006).	336
C.18. Características de la nieve (31/03/2006).	342

Lista de símbolos

α	Albedo	ε_{at}^{ccs}	Emisividad de la atmósfera con cielo totalmente cubierto
δ	Declinación	ε_n	Emisividad de la nieve
Γ	Posición angular de la Tierra	a	Absortividad
Λ	Latitud	A_S	Azimut solar
λ	Longitud de onda	A'_S	A_S en el sistema de coordenadas particular de la superficie
μ_l	Viscosidad dinámica del agua	c	Velocidad de la luz
ω_S	Ángulo solar	c_c	Capacidad calorífica
Φ	Factor de corrección de la difusividad turbulenta	c_e	Calor específico
Φ_m	Flujo de masa	c_{ea}	Calor específico del aire
Φ_u	Flujo de energía	c_{eh}	Calor específico del hielo
ρ	Densidad	c_{el}	Calor específico del agua líquida
ρ_a	Densidad del aire	c_{eP}	Calor específico a presión constante
ρ_e	Densidad de vapor	c_{eV}	Calor específico a volumen constante
ρ_n	Densidad de la nieve	C_{fr}	Coefficiente de fusión grado-día restringido
ρ_{l0}	Densidad del agua líquida a $0^\circ C$	C_f	Coefficiente de fusión grado-día
σ	Constante de Stephan-Boltzman	E	Flujo de evaporación
τ	Transmisividad	e	Presión de vapor
θ	Ángulo cenital	e^*	Presión de vapor de equilibrio
θ_{ret}^m	Máxima fracción de agua en masa retenida por nieve	e_h^*	Presión de vapor de equilibrio sobre hielo
θ_{ret}^{Vol}	Máxima fracción de agua en volumen retenida por nieve	e_l^*	Presión de vapor de equilibrio sobre agua líquida
ε_{at}^{cs}	Emisividad de la atmósfera con cielo despejado	E_0	Corrección de la radiación solar por excentricidad
ε	Emisividad		
ε_{at}	Emisividad de la atmósfera		

Lista de símbolos

E_T	Adelanto diario del sol recogido por la ecuación del tiempo	k	Constante de von Kármán
e_{at}	Presión de vapor de la atmósfera	$k0_E$	Coefficiente de difusividad molecular del vapor de agua
E_{ma}	Error medio absoluto	k_B	Constante de Boltzmann
E_m	Error medio	K_b^\downarrow	Radiación solar directa incidente en un punto
e_{sn}	Presión de vapor en la superficie de la nieve	k_d	Coefficiente de difusión
E_{sv}	Flujo de evaporación sin viento	K_d^\downarrow	Radiación solar difusa incidente en un punto
EA	Equivalente de agua de la nieve	K_i^\downarrow	Flujo de radiación de onda corta incidente
EA^*	EA adimensional con respecto EA_{max}	k_n	Permeabilidad relativa de la nieve
EA_{100}^*	EA^* mínimo con cobertura total de nieve	K_r^\uparrow	Flujo de radiación de onda corta reflejada
EA_{max}	EA máximo del actual ciclo de acumulación	K_r^\downarrow	Radiación solar reflejada incidente en un punto
F	Flujo de agua de fusión	K_{extCS}	Flujo de radiación solar planetaria
f	Frecuencia	K_{ext}	Flujo de radiación solar extraterrestre
F_b	Fracción directa de la radiación solar incidente	kE_T	Coefficiente de difusividad turbulenta del vapor de agua
F_d	Fracción difusa de la radiación solar incidente	kE_{E0}	Coefficiente de difusividad del vapor de agua sin viento
G	Flujo de calor desde el suelo	kE_{H0}	Coefficiente de difusividad del calor sensible sin viento
g	Aceleración de la gravedad	L	Flujo de radiación de onda larga
h_n	Espesor de nieve	L_f	Calor latente de fusión
h_P	Constante de Planck	l_n	Contenido de agua líquida de nieve
h_S	Altura solar	L_n^\uparrow	Flujo de radiación de onda larga emitida por la nieve
h'_S	h_S en el sistema de coordenadas particular de la superficie	L_v	Calor latente de vaporización
Hr	Humedad relativa	L_{at}^\downarrow	Flujo de radiación de onda larga emitida por la atmósfera
I_{CS}	Constante solar	L_{fa}	Calor latente de fusión del agua
IC	Índice de claridad	m_l	Masa de agua
J	Día juliano		
K	Flujo de radiación de onda corta		

m_n	Masa de la columna de nieve	T_{c_v}	Temperatura crítica de vaporización
N	Índice de nubosidad	TRn_0	Temperatura máxima para la precipitación de nieve
P	Potencia	u	Energía interna específica
p	Presión	U_E	Energía interna total del flujo de evaporación
Q_c	Calor de calentamiento de la nieve	u_E	Energía interna específica del flujo de evaporación
Q_e	Calor de escurrimiento de la nieve	U_F	Energía interna total del flujo de fusión
Q_l	Calor latente de la nieve	u_F	Energía interna específica del flujo de fusión
Q_m	Calor de maduración de la nieve	u_m	Energía interna específica asociada a un flujo de masa
R	Flujo de precipitación	U_n	Energía interna total de la columna de nieve
r	Reflectividad	u_n	Energía interna específica de la columna de nieve
r_0	Distancia media Tierra-Sol	U_R	Energía interna total del flujo de precipitación
r_S	Radio del sol	u_R	Energía interna específica del flujo de precipitación
RE_{cm}	Raíz del error cuadrático medio	U_V	Energía interna total del flujo de transporte por viento
Ri	Número de Richardson	u_V	Energía interna específica del flujo de transporte por viento
S	Superficie	V	Flujo de masa transportada por el viento
S_n	Superficie de la nieve	v	Velocidad del viento
SC	Fracción del área superficial ocupada por la nieve en un tramo	v_z	Flujo del agua de infiltración
SC_{min}	SC mínimo permitido	Vol	Volumen
T	Temperatura	W	Velocidad de rotación de la Tierra
t	Tiempo	W_{cg}	Flujo de energía total emitida por un cuerpo gris
T_n	Temperatura de la nieve	W_{cn}	Flujo de energía total emitida por un cuerpo negro
T_R	Temperatura característica de la precipitación	z_0	Altura de rugosidad
T_v	Temperatura del vapor de agua		
T_{at}	Temperatura de la atmósfera		
T_{at}^{2m}	Temperatura de la atmósfera medida 2 m sobre la superficie		
T_{fa}	Temperatura de fusión del agua		
T_{sn}	Temperatura de la superficie de la nieve		
T_{cf}	Temperatura crítica de fusión		

- z_d Altura de absorción de la cantidad
de movimiento
- z_{e0} Altura característica para la presión
de vapor en la atmósfera

PRÓLOGO

Aunque en la portada de esta tesis aparezca destacado en un lugar prominente el nombre concreto de un servidor, no sería justo reconocer este trabajo como mérito exclusivo propio. Por ello no es casual que el primer lugar de esa página de presentación corresponda al Grupo de Ríos y Embalses (<http://www.riosyembalses.com>), nombre bajo el que se encuentra un equipo de investigación que, con la filosofía de trabajo de sus responsables, es el que de verdad ha gestado y ha llevado a cabo las ideas que aquí se recogen.

Ni siquiera se puede decir que el contenido del trabajo sea autosuficiente, que se cierre sobre sí mismo, ya que en realidad no es más que una parte intermedia de un modelo hidrológico de cuenca que en los últimos 4 años se ha ido desarrollando dentro de este Grupo dentro del *Estudio Piloto para la Gestión Integrada de la Cuenca Hidrográfica del Río Guadalfeo* (<http://www.cuencaguadalfeo.com>) gracias a la fe y al apoyo económico de la Consejería de Medio Ambiente y el Instituto del Agua de la Junta de Andalucía.

RESUMEN

En este trabajo se concibe, desarrolla y calibra un modelo puntual de balance de energía para el estudio de la fusión de la nieve en la vertiente sur de Sierra Nevada (España). Con 3500 m de altura y a 37°N de latitud, la presencia de nieve durante la estación húmeda es habitual por encima de los 2000 m en estas cumbres. El clima benigno de tipo mediterráneo modificado por la altitud favorece la conservación de la nieve por las bajas temperaturas, a pesar de la intensa insolación a la que está expuesta. En estas condiciones los flujos de energía actuantes sobre la capa de nieve son muy fluctuantes en función de las condiciones meteorológicas particulares como la ocurrencia de vientos fuertes y secos, cielos muy despejados con fríos intensos nocturnos enfrentados con una gran insolación diurna, aumento brusco de las temperaturas,...

Este trabajo se enmarca dentro de un modelo hidrológico completo a nivel de cuenca, desarrollado por el Grupo de Ríos y Embalses de la Universidad de Granada dentro del Estudio Piloto para la Gestión Integrada de la Cuenca Hidrográfica del Río Guadalfeo. Este modelo surge como respuesta a la demanda de herramientas técnicas capaces de orientar desde un punto de vista técnico y científico la toma de decisiones por parte de las autoridades encargadas de la gestión del agua en una cuenca mediterránea. Como tal, esta cuenca se encuentra sujeta a fenómenos de torrencialidad, fluctuación del régimen hídrico a distintas escalas, susceptible tanto a sequías como inundaciones y con problemas de erosión y pérdida de suelo.

La aplicación de otros modelos en la cuenca descrita se encuentra limitada por las características tan peculiares y la alta heterogeneidad demostrada en todos los aspectos, espacial y temporalmente hablando. Los modelos de nieve existentes han sido desarrollados y probados, por lo general, en condiciones muy distintas a las que se presentan en la ladera sur de Sierra Nevada. Eso hace que parte de sus hipótesis o los valores de los parámetros escogidos no sean extrapolables a este caso. De ahí la necesidad de crear un nuevo modelo propio con base física.

Tras un análisis de la base teórica que sustenta el balance de masa energía y profundizar en las expresiones que definen cada flujo que forma parte de este balance desde el punto de vista de las características de la zona de estudio, se decide adoptar las siguientes hipótesis para el modelo puntual:

- Se plantea un balance de masa y energía mediante un modelo de una capa.
- Se desprecia el término de difusión molecular del vapor de agua frente al de difusión turbulenta y estratificación en el cálculo de la evaporación E .
- Se admite que el agua de fusión puede abandonar el volumen de control sin limitación por congelación del suelo subyacente en el cálculo de la fusión F .

- No se considera transporte de masa por el viento dada la complejidad en su cuantificación.
- Se desprecia la contribución del suelo G frente a los demás términos.

El estudio realizado sobre onda larga incidente lleva a proponer una nueva expresión para el cálculo de la emisividad de la atmósfera en alta montaña (apartado 5.5). A partir de los nuevos datos de radiación de onda larga obtenidos en la estación meteorológica de del Refugio Poqueira se ha construido un nuevo ajuste basado exclusivamente en medidas superficiales de humedad, temperatura y radiación solar. La simulación con esta expresión de los días despejados es muy similar a la obtenida con Brutsaert (1975), a pesar de ser una expresión mucho más sencilla que aquella. Pero el gran aumento de rendimiento del nuevo ajuste se manifiesta con la presencia de nubes, donde se logra una simulación mucho más ajustada a la realidad que con Brutsaert (1982).

La extensión del modelo en planta obliga a la conversión del modelo puntual a un modelo de área, capaz de resolver en tramos. Este paso obliga a considerar la posible heterogeneidad en la distribución en planta de la nieve, la cual se incorpora al modelo a través de curvas de agotamiento (Luce y Tarboton, 2004). El trabajo más importante en el desarrollo del modelo distribuido es, sin embargo, la definición de los métodos que permiten obtener valores de las variables meteorológicas en cada tramo. Esto implica, si se parten de registros puntuales diarios, la interpolación espacial y la distribución temporal de las mismas. En este sentido se ha prestado especial atención a la temperatura, precipitación y radiación solar. El análisis de los agentes con influencia en cada variable meteorológica ha permitido aislar aquellas variables con mayor influencia en su variación para tenerlas en cuenta en el diseño de los métodos de interpolación. El agente con más peso ha sido en general la altitud, que define gradientes a escala espacial de cuenca a distintas escalas temporales en función de la variable meteorológica afectada. Un especial tratamiento ha requerido la radiación, muy afectada por factores geométricos relacionados con la posición con respecto al sol y las sombras creadas por el terreno.

El modelo físico desarrollado y aplicado a la nieve en la vertiente sur de Sierra Nevada ha permitido ahondar en el conocimiento de los procesos internos de la nieve. Con el modelo calibrado se ha podido analizar el equilibrio entre los distintos flujos energéticos y másicos que se producen. Así se ha revelado, por ejemplo, la gran importancia de la evaporación en el balance hídrico anual de la nieve y su enorme variabilidad tanto a escala intraanual como hiperanual.

Durante los años 2004–2005 y 2005–2006 el modelo puntual detecta en el punto de control del Refugio Poqueira (2500 m de altitud) evaporaciones del 42 y del 48 % de la precipitación total de nieve, respectivamente. Estos resultados están en consonancia con los reportados por Schulz y Jong (2004) para una cuenca del Atlas marroquí, en la que la evaporación media anual se estimó en un 45 %. En ambos casos se produjeron varios ciclos de fusión durante el año, fenómeno habitual en cuencas con alta montaña enmarcadas dentro de un clima semidesértico y/o a baja latitud. Resultados similares se obtienen en otros ambientes semiáridos, como las Montañas Blancas en California (Beaty, 1975) junto al Desierto de Mojave, el Pico del Teide en las Islas Canarias (Becht, 1991) o el Altiplano de los Andes en Sudamérica (Vuille, 1996).

Más llama la atención la variabilidad temporal de esa evaporación. Dentro de esos años con evaporación media por encima del 40 % se distinguen periodos fríos y secos donde la evaporación alcanza hasta el 80 % de lo acumulado hasta el momento, frente a

aquellos dominados por la fusión, apoyada en un ascenso más decidido de las temperaturas, en los que la evaporación no alcanza porcentajes superiores al 20 %. El balance de masa de la nieve está muy supeditado, pues, a las condiciones meteorológicas particulares. Es tan sensible a la secuencia de borrascas como a las características de los periodos entre ellas. La aparición de un solo episodio de viento con baja humedad relativa puede provocar una fuerte evaporación con repercusión en el balance anual. Y este es la razón de que en años en los que esas circunstancias no ocurran, esa evaporación media pueda llegar a ser tan sólo del 21 %, que es lo que se obtiene durante la simulación del año 2006–2007 en el punto de control.

La simulación extendida a toda la cuenca demuestra además que esa variabilidad no es sólo importante en el tiempo, sino también en el espacio. Con una magnitud creciente en la proporción de la evaporación con la altura, la simulación del año 2004–2005 indica que esta puede llegar a suponer el 66 % de la precipitación en forma de nieve en las cumbres, bajando a un 45 % a 2500 *m* y prácticamente a 0 % por debajo de 1500 *m*. Si nos atenemos a los valores medios en la cuenca, si en el 2004–2005 se simula un 18 % de evaporación, en el 2003–2004 este valor se reduce al 10 %, mientras que en el 2002–2003 alcanza un 19 %.

La pérdida de agua por evaporación de la nieve es muy importante en regiones con carácter semiárido. Y además, como se ha visto, muy variable. Un buen modelo físico de la nieve capaz de discriminar con precisión la fusión y la evaporación es fundamental para cuantificar acertadamente los recursos hídricos realmente disponibles y planificar de acuerdo a ese conocimiento la adecuada gestión de los mismos.

Principales avances de la tesis

En esta tesis se recoge un trabajo de auscultación, instrumentación y análisis de los procesos relacionados con la nieve de la ladera sur de Sierra Nevada que posiblemente nunca se haya llevado a cabo antes con tanta intensidad en esta región. El único trabajo relacionado con el tema que se ha podido encontrar es el de [Alwani \(1997\)](#), donde se modela la cuenca del Guadalfeo con HSPF ([Bicknell *et al.*, 1997](#)). Ello ha permitido adentrarse en el conocimiento de ciertas particularidades de la nieve en estas latitudes. La aplicación del nuevo modelo desarrollado bajo las pautas de este conocimiento permite valorar cuantitativa y cualitativamente la extensión, el volumen y el equilibrio entre fusión y evaporación de la nieve en las cumbres de la cara sur de Sierra Nevada, con todas las implicaciones que ello supone con vistas a su aplicación en un modelo hidrológico y en la valoración de recursos en una cuenca mediterránea.

El desarrollo y aplicación de un modelo de balance de energía en la nieve en una cuenca con características de semiaridez, plantea un camino distinto al seguido habitualmente por este tipo de modelos, empleados en cuencas más septentrionales. Esto hace surgir una serie de problemas y dificultades cuya solución aporta nuevos enfoques con utilidad en la aplicación de los modelos en otras situaciones más estables. Las condiciones climatológicas de esta cuenca someten al modelo de nieve a estados poco habituales que ponen a prueba la consistencia de sus formulaciones.

El modelo físico para el cálculo de la fusión y evaporación en la nieve desarrollado se concreta en un programa informático completo, extensamente probado y preparado para su aplicación en otras cuencas. La parte del mismo encargada del cálculo de variables meteorológicas distribuidas ha tomado cuerpo en un programa en entorno Windows

denominado MeteoMap, de libre distribución, y pendiente de patente.

La nueva expresión propuesta para el cálculo de la emisividad de la atmósfera en alta montaña ha demostrado muy buen comportamiento con las medidas de onda larga efectuadas en el Refugio Poqueira. Un próximo estudio deberá valorar su aplicabilidad en otras zonas montañosas.

INTRODUCCIÓN

La vida del hombre sobre la Tierra se desarrolla en un pequeño intervalo de temperaturas, si se compara con las condiciones existentes en los planetas más cercanos al nuestro. Un rango pequeño pero afortunado, pues permite que el agua, elemento fundamental de la vida que conocemos, se encuentre sobre la superficie en su mayor parte en estado líquido, estado asimismo fundamental. Pero existe un pequeño porcentaje del 2% que se manifiesta, en respuesta a la bajada de temperatura por debajo de su punto de congelación, en estado sólido, con una importancia más que notable en el desarrollo de la civilización pasada y presente. En una escala de tiempo superior a los cientos y miles de años, las fluctuaciones de la temperatura a escala planetaria provocan la alternancia de glaciaciones y periodos cálidos, con el avance y retroceso de la nieve continental, y el aumento y disminución del nivel de los océanos según el porcentaje de agua en estado líquida disponible¹. En una escala temporal más reducida que puede aproximarse por ejemplo a la de nuestro paso como individuos sobre la Tierra, la fase sólida del agua aparece de forma cíclica en numerosas latitudes en forma de precipitación de nieve durante el periodo invernal. Este es el caso de la Península Ibérica. El cambio en el régimen hídrico puramente líquido que esta precipitación sólida provoca en las cuencas es muy importante debido al almacenamiento superficial en el manto de nieve, que puede retrasar su vuelta a la fase líquida en una escala temporal que comprende desde las horas hasta los meses, en función de las condiciones a las que esté sometida durante este almacenamiento.

La vuelta al estado líquido del agua proporciona abastecimiento y recarga de acuíferos en una época en la que las lluvias ya no son tan habituales causando un efecto claramente beneficioso de reparto del recurso agua. Por el contrario, la posible coincidencia de precipitaciones torrenciales cálidas acompañadas de vientos moderados con esta nieve en pleno proceso de fusión puede potenciar el efecto de las riadas causadas por las primeras. El aumento de la temperatura unido a la aparición de vientos de intensidad fuerte o moderada pueden causar la fusión de una gran parte del manto de nieve acumulado en pocos días.

La nieve está inevitablemente asociada a duras condiciones de vida y, por tanto, a zonas muy poco pobladas. Es el caso de las zonas de alta montaña, no sólo despobladas sino en ocasiones de difícil acceso. Este aislamiento es una de las causas de un desconocimiento cuantitativo de los procesos asociados a la nieve que tiene carácter histórico. Se desconoce con exactitud la cantidad total de precipitación sólida en forma de nieve, la nieve total almacenada superficialmente en cada año hidrológico y, finalmente, la cantidad total de agua líquida liberada durante el proceso de fusión total del manto de

¹ El nivel del mar se ha encontrado hasta 150 m por debajo y 2 ~ 4 por encima del nivel actual, considerando los últimos 18.000 años. Cálculos recientes estiman que una fusión total de la nieve continental haría aumentar el nivel del mar en 60 ~ 70 m aproximadamente con respecto al nivel actual.

nieve.

En cuanto a la evolución del conocimiento de los procesos físicos que rigen el comportamiento de la nieve hay que decir que también se ve lastrada en este caso por la complejidad de dichos procesos. A ello colabora que a la en ocasiones imposibilidad de reproducción en laboratorio se una la dificultad del estudio en campo, dadas las condiciones extremas que suelen acompañar a este fenómeno.

Gracias a las nuevas posibilidades que pone a nuestra disposición la tecnología, la toma de datos permite actualmente un mayor acercamiento a los fenómenos relacionados con la nieve, como es el caso del registro por medio de sensores remotos, como son el radar, la foto aérea y la foto multispectral desde satélite. La evolución de la potencia de cálculo unida a una más profunda comprensión de los complejos fenómenos físicos implicados en la acumulación y fusión de nieve, permiten su simulación mediante modelos matemáticos. Estos ayudan a la cuantificación de la nieve acumulada en determinado momento, nunca bien conocida, y a la predicción de escenarios posibles surgidos de previsiones meteorológicas realizadas, por ejemplo, con modelos de mesoescala. La predicción abarca tanto el desarrollo espacial como el volumen total de nieve o la cantidad y distribución temporal del caudal en los ríos a consecuencia de su fusión. Todo ello con el objetivo final de dominar ese recurso tan variable, cada vez más valorado en su justa medida, que es el agua; tanto para evitar los daños que produce en su fusión brusca en forma de riadas, como para gestionar su aprovechamiento, dentro o fuera de la cuenca que la contenga, de la manera más racional y equitativa tanto para el hombre como para el medio natural.

El objetivo de este trabajo es desarrollar e implementar un modelo físico de acumulación y fusión de la nieve de aplicación en cuencas mediterráneas, donde las distintas variables meteorológicas (principalmente precipitación, temperatura, humedad y viento) condicionan de forma muy marcada la persistencia de la nieve y la sucesión de diversos ciclos de fusión a lo largo del año.

Este trabajo se enmarca dentro de un modelo hidrológico completo a nivel de cuenca, desarrollado por el Grupo de Ríos y Embalses de la Universidad de Granada dentro del Estudio Piloto para la Gestión Integrada de la Cuenca Hidrográfica del Río Guadalfeo. Este modelo surge como respuesta a la demanda de herramientas técnicas capaces de orientar desde un punto de vista técnico y científico la toma de decisiones por parte de las autoridades encargadas de la gestión del agua.

Como parte de este modelo global, el presentado en este trabajo comparte su espíritu de ofrecer una representación de los procesos sobre un planteamiento con base física del problema que permita recoger la heterogeneidad del medio y su efecto en la respuesta del sistema. Este modelo estudia el ciclo hidrológico partiendo de la definición de la borrasca como elemento inductor de la ocurrencia de precipitación, representando cada uno de los posteriores procesos (interceptación, fusión de nieve, evapotranspiración, escorrentía directa, flujo subterráneo, flujo en cauce, procesos en embalse, procesos en delta,...) en la escala temporal adecuada a cada uno de ellos. Siendo el agua un medio de transporte de diversas sustancias, sobre la base de la hidrología el modelo aborda también el estudio del transporte de sedimentos y la calidad del agua asociada.

En este documento se presenta en primer lugar una aproximación general a los principales procesos físicos relacionados con la nieve tal y como se comprenden hoy en día. Se recorren las etapas de su paso sobre la superficie de la Tierra, desde su generación en la atmósfera y su acumulación hasta su fusión final, explicando la evolución que sus

propiedades sufren con su metamorfismo (parte I, capítulos 1, 2, 3). Estos capítulos no aportan grandes novedades al estado del conocimiento de los procesos relacionados con la nieve; pero su inclusión en el trabajo se considera importante porque en ellos se aborda la descripción de los procesos desde el punto de vista del objetivo planteado de construir un modelo para una cuenca en entorno Mediterráneo de baja latitud, peculiar en cuanto a su relación con la nieve. Al final de estos capítulos introductorios se han incluido unas conclusiones que resumen las hipótesis admitidas y selección de parámetros relacionadas con el tema tratado en el capítulo, que posteriormente se implementan en el modelo desarrollado.

Sobre la base de estos fundamentos se introduce el funcionamiento de algunos modelos de simulación representativos de entre los más utilizados actualmente, analizando sus planteamientos y sus puntos fuertes y débiles de cara a su aplicación en la cuenca de estudio (parte II, 4). Todo ello permite proponer con una mayor consistencia un modelo propio de comportamiento de la nieve con base física en el planteamiento del equilibrio termodinámico que la capa de nieve mantiene con su entorno (parte II, 5). El modelo propuesto se ha aplicado en el estudio de la evolución de la capa de nieve en la vertiente sur de Sierra Nevada, dentro de la cuenca vertiente al río Guadalfeo. Para ello se cuenta con datos físicos y climáticos recogidos durante el invierno de 2004–2005 en dos estaciones meteorológicas instaladas en dicha vertiente, ambas a la misma altura de 2500 m, y con las campañas de auscultación del manto de nieve (anejo C), que han permitido la obtención de las propiedades más características de la nieve en diversas fechas clave del invierno con las que poder calibrar los resultados del modelo (parte II, 5.6). Los registros de onda larga recogidos en el Refugio Poqueira han permitido proponer una nueva expresión para el cálculo de la emisividad de la atmósfera en alta montaña basada exclusivamente en medidas superficiales de humedad relativa, temperatura y radiación solar (apartado 5.5) que permite un mejor ajuste que el obtenido con el modelo de Brutsaert (1982).

Con el modelo puntual calibrado y validado en el Refugio Poqueira, se analizan e incorporan las hipótesis necesarias para su extensión hacia un modelo distribuido (parte III, capítulo 6). Para conseguir llevar a cabo una simulación distribuida consistente, existe una parte fundamental que es la de definición distribuida de las variables meteorológicas de entrada (parte III, capítulo 7). Con el modelo adaptado y las variables distribuidas espacialmente, ya es posible abordar la calibración y validación del modelo distribuido para toda la cuenca del río Guadalfeo (parte III, capítulo 8). Para ello se utilizarán como datos medidos los mapas de nieve obtenidos a partir del tratamiento de imágenes Landsat (anejo B).

Parte I

FUNDAMENTOS

Capítulo 1

Características generales de la nieve y de sus procesos

1.1. La nieve: conceptos básicos

El origen de la nieve hay que buscarlo en las regiones sobresaturadas de la atmósfera donde las condiciones son favorables para el inicio de la condensación de las partículas gaseosas de agua. Cuando la temperatura se encuentra por debajo del punto de congelación del agua, lo que normalmente serían gotas de lluvia crecen en realidad como cristales de hielo fruto de un doble cambio de fase del agua. En este estado de suspensión, los cristales de hielo crecen delineando copos de nieve con bellas formas geométricas muy variadas (Gartska, 1964) y de baja densidad. En la imagen 1.1 recogida de Libbrecht y Rasmussen (2003) se muestra una selección de fotos de copos de nieve reales que revelan formas dominadas por los clásicos patrones hexagonales, aunque no con exclusividad. Su variedad, basada en los mecanismos del crecimiento cristalino, es prácticamente infinita. Al igual que ocurre con la precipitación líquida, cuando el peso del copo de nieve es suficiente este cae hacia la superficie terrestre. Debe atravesar en ese viaje capas de la atmósfera con propiedades distintas a las de la zona donde se formó. Si la temperatura sigue siendo lo suficientemente baja cerca del nivel del suelo, estos copos pueden llegar a su superficie sin fundirse, manteniendo su estructura sólida e incluso subsistir sobre ella. En ese momento inician una agrupación y reordenación cristalina que puede acabar por formar una nueva estructura compacta de hielo poco denso, a la que se puede denominar *capa de nieve*. Esta capa de nieve puede mantenerse, con mayor o menor grado de metamorfismo, en una escala temporal que va desde las horas hasta los años, siempre supeditada a las condiciones climatológicas y meteorológicas impuestas por el lugar de acumulación, función de la estación del año, su latitud y su altura. La existencia de la capa de nieve adquiere gran importancia allá donde se desarrolle, tanto por su carácter de nueva cobertura del suelo y la vegetación, como por sus efectos sobre el ciclo hidrológico y su valor como almacén temporal del agua de lluvia que es.

Parte de las propiedades de la capa de nieve se puede estudiar desde el punto de vista de un medio poroso, ya que está compuesta por una matriz sólida con huecos dentro de los cuales se pueden almacenar otros elementos gaseosos y líquidos. Posee unas propiedades características como densidad, porosidad, conductividades hidráulica y térmica, definibles de igual modo en cualquier otro medio poroso, como por ejemplo, un suelo. La gran particularidad de la capa de nieve es que su matriz, su sustento

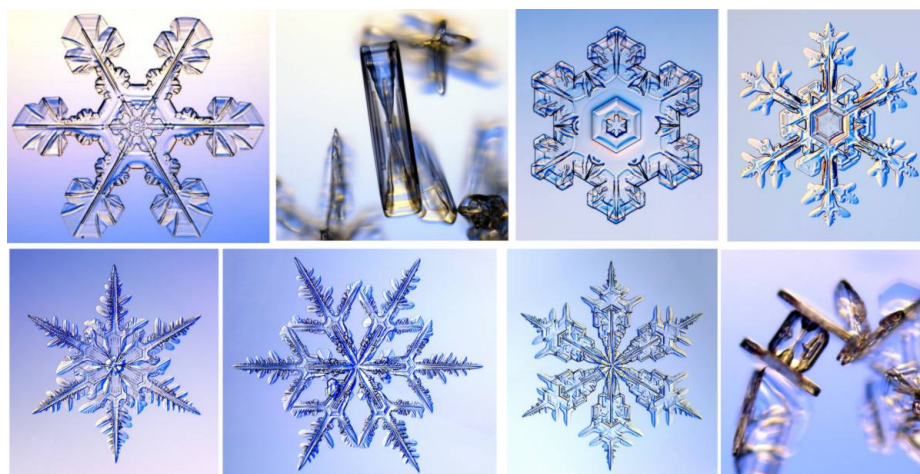


Figura 1.1: Ejemplo de distintas formas que pueden ser adoptadas por los copos de nieve. Fuente: Libbrecht y Rasmussen (2003). Usado con permiso del autor.

estructural, es hielo, y como tal es frágil y muy susceptible a los cambios de temperatura. No puede existir con una temperatura interna mayor de 0°C , temperatura de fusión del agua (a presión atmosférica). A mayor temperatura su estructura se destruye y la matriz, originalmente continente, pasa a ser agua entre poros, es decir, contenido. Esta agua puede ser de nuevo congelada, reincorporándose a la matriz, o puede percolar hasta el fondo de la capa de nieve desde donde se infiltra a través del suelo o circula como escorrentía superficial. Los ritmos diarios de fusión superficial asociados a los ciclos de radiación solar y temperatura atmosférica causan este metamorfismo, que se manifiesta en una pérdida gradual de huecos y un aumento irreversible de la densidad de la capa de nieve con el tiempo.

Estos cambios macroscópicos en el medio poroso están asociados a cambios microscópicos en las estructuras cristalinas. Desde el mismo momento de su agregación para formar la capa de nieve, la estructura de los copos de nieve es destruida y sustituida por granos de hielo de tamaño siempre creciente. Esta recrystalización ocurre en el interior de la nieve a través del mecanismo reversible de cambio de fase, ya sea entre sólido y gas directamente o entre sólido y líquido como antes se ha comentado. Por la coexistencia de agua en sus tres fases dentro de una capa de nieve, se puede afirmar que la nieve forma un medio poroso trifásico único sobre la Tierra. Los cambios de estado en su interior son continuos.

Una medida muy extendida a la hora de cuantificar la cantidad de agua presente con independencia de su fase dentro de una capa de nieve es el *equivalente de agua*, o la altura que obtendríamos si todo el agua contenida en la capa de nieve se transformara instantáneamente en líquido.

$$EA = h_l = h_n \cdot \frac{\rho_n}{\rho_{l0}} \quad (1.1)$$

donde EA es el equivalente de agua, h_l es la altura de agua en estado líquido, h_n es el espesor de la nieve, ρ_n es la densidad de la nieve y ρ_{l0} es la densidad del agua líquida a 0°C . El equivalente de agua de una capa de nieve en un instante determinado viene a equivaler a la lluvia acumulada por la misma; 100 mm de equivalente de agua

corresponderían a 100 *mm* de precipitación.

1.2. Precipitación y acumulación

La primera etapa en la vida de la nieve es su aparición en la atmósfera tras la congelación del agua en suspensión en respuesta a las bajas temperaturas. Su llegada al suelo y posterior acumulación sin pérdida de esta forma sólida dependerá de las temperaturas que el copo vaya encontrando en su camino de descenso y en la superficie.

La inmensa mayoría de los datos históricos de precipitación registrados no distinguen si esta precipitación ocurre en forma líquida o sólida, como nieve. Aún más, se puede afirmar que en los casos en la que esta tomara la forma de nieve, los errores en las cantidades medidas habrán sido grandes, ya que la baja densidad de sus copos constituyentes los hacen muy afectables por el viento y las corrientes turbulentas locales. Exactamente como las que se producirán en la embocadura de un pluviómetro estándar, impidiendo o dificultando la entrada de la nieve en el mismo y falseando la medida. Una primera solución a este problema consiste en dotar a los pluviómetros de bocas especiales que minimicen el efecto turbulento del viento o disponer escudos de protección al mismo como los del tipo Nipher o Alter (en figura 1.2).

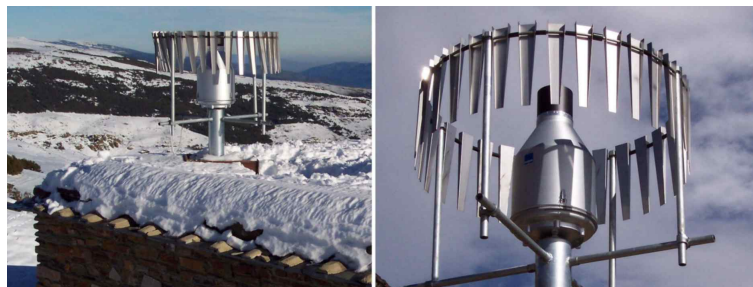


Figura 1.2: Pluviómetro con escudos Alter a 2500 *m* de altitud en la cabecera del río Chico de Cádíar, en la vertiente sur de Sierra Nevada.

Otras soluciones más complejas, pero que tienen la ventaja de establecer la fracción sólida exacta de la precipitación, implican la instalación de equipos especiales para la nieve como estaciones con lisímetro, medidores de peso o sensores acústicos o radiactivos. En [Dingman \(2002\)](#) se puede encontrar una descripción más exacta y exhaustiva de los equipos y técnicas actuales usados para la medición de la precipitación, acumulación y fusión de la nieve.

En cualquier caso, la realidad dice que es difícil disponer de datos exactos sobre qué fracción de la precipitación ha tomado la forma de nieve. Este primer grado de incertidumbre tiene grandes repercusiones sobre cualquier intento de reproducción mediante modelos del comportamiento de una cuenca, pues el efecto de una precipitación sólida es radicalmente distinto en la escala temporal al efecto de una precipitación líquida, pudiendo existir un desfase de meses en el efecto final de ambas sobre el caudal en los ríos, que es en definitiva la variable última que caracteriza la respuesta hidrológica de la cuenca. Ante esta carencia de datos precisos se debe recurrir al parámetro meteorológico más representativo de la fase en la que se puede encontrar el agua precipitada, que es la temperatura. Los datos disponibles se refieren usualmente a la temperatura en superficie y aunque no es la temperatura clave del fenómeno, ya que el copo se ha

formado en altura, puede dar suficientes pistas sobre su naturaleza.

Según los estudios de [Auer \(1974\)](#), realizados sobre un total de 1000 estaciones, cuando la temperatura en la superficie (medida a 2 m sobre el suelo) es menor de 0°C , el 100 % de los eventos de precipitación ocurren en forma sólida. A su vez, en este estudio se indica que cuando esa temperatura en superficie es mayor de 6°C , el 100 % de los mismos son de lluvia, mientras que a $2,5^\circ\text{C}$ la mitad son de nieve y la mitad de lluvia. La forma que adquiere la precipitación a temperaturas intermedias dependerá de factores tan variados como la temperatura y el tamaño de gota o copo en el lugar de condensación, el gradiente térmico y el tipo de borrasca, el viento, . . . , alguno de ellos inaccesible a nuestro conocimiento práctico hoy en día. Esta distribución de [Auer \(1974\)](#) coincide con la descrita tiempo antes en [USACE \(1956\)](#), aunque esta rebajaba a 4°C la temperatura a la que se alcanza el 100 % de precipitación en forma líquida.

Conocida una precipitación y una temperatura simultáneas en superficie, la decisión de la forma que adopta la misma se toma en la mayoría de los modelos por comparación directa con una temperatura constante de referencia, de tal modo que por encima de dicho umbral toda la precipitación es líquida, y por debajo, toda sólida. Existen modelos, sin embargo, que sí contemplan la coexistencia de las fases líquida y sólida. Como ejemplo, [Tarboton y Luce \(1996\)](#) en su modelo *UEB* plantean una distribución lineal del porcentaje de precipitación líquida y sólida, con unas temperaturas límites recomendadas de 3°C para el 100 % de lluvia y -1°C para el 100 % de nieve.

La densidad de la nieve recién caída es función de las características del copo de nieve, como su forma¹, tamaño y densidad, y de las condiciones climáticas de temperatura, intensidad del viento y humedad en la superficie. Algunos de los factores determinantes en esas características del copo en suspensión son la temperatura del aire en altura y el grado de supersaturación de la nube ([Mellor, 1964](#)). Una vez depositadas las partículas de la nieve sobre la superficie, comienza el proceso de agregación de los granos de hielo. Su crecimiento en tamaño se refleja en un aumento de densidad de la capa de nieve ([Dingman, 2002](#)). Este proceso de agregación se acelera con valores altos de intensidad de viento y temperatura. Tal cantidad de variables influyendo simultáneamente sobre las propiedades de la nieve recién caída, hace que la densidad de la nieve una vez finalizada la precipitación pueda variar ampliamente. [Gartska \(1964\)](#) propone valores entre $0,07 \sim 0,15\text{ kg/l}$ como rango más habitual dentro del cual se encuentra la densidad de la nieve recién caída, aunque pueden existir condiciones especiales que originen densidades fuera del mismo. Por ello es habitual tomar, ante la falta de datos más exactos medidos *in situ*, un valor medio para la densidad de la nieve recién caída de $0,1\text{ kg/l}$.

Una vez formada la capa de nieve en superficie, las sucesivas precipitaciones sólidas irán aumentando el equivalente de agua en lo que se conoce como *etapa de acumulación*. No es habitual la ocurrencia de precipitación en forma líquida sobre una capa de nieve bien desarrollada, ya que su presencia está indicando la existencia de bajas temperaturas que durante las borrascas no hacen sino disminuir. En el caso de ocurrir, esta precipitación líquida podrá ser bien congelada y retenida en la columna de nieve, o bien escurrida superficialmente o incluso infiltrada en el suelo tras atravesar la capa de nieve, todo ello en función de la intensidad y temperatura de la lluvia y del estado energético de la nieve acumulada.

¹Una clasificación extensa sobre las distintas formas del copo de nieve puede ser encontrada en [Schaefer et al. \(1954\)](#).

1.3. Metamorfismo y fusión

La nieve acumulada pasa por tres etapas o metamorfismos que culminan con la fusión de la misma: *calentamiento*, *maduración* y *escurrimiento*. En algunas regiones, como es el caso de Sierra Nevada (en la provincia de Granada), la cubierta de nieve se forma y funde varias veces durante el invierno, sucediéndose cada una de estas tres etapas tras cada acumulación. La nueva etapa de acumulación puede ocurrir antes del final de la etapa de fusión previa, con lo cual se introduce una heterogeneidad en el perfil de la nieve con capas de distinta densidad (densidad que es función principalmente de la historia de temperaturas sufridas por la nieve).

La etapa de calentamiento es aquella en la que los sucesivos aportes y pérdidas de calor a la columna de nieve van elevando su energía interna y su temperatura hasta alcanzar 0°C . Una vez a esta temperatura, las nuevas ganancias de energía ya implican un cambio de fase de ese hielo isoterma, que es lo que se conoce como etapa de maduración. En esta etapa la capacidad de retención que la matriz de hielo posee como medio poroso, no permite aún la salida del exceso de agua. Una vez superada esa capacidad, comienza ya propiamente la etapa de escurrimiento caracterizada por el mantenimiento de un caudal líquido fruto de la fusión y la correspondiente pérdida de equivalente de agua en la capa de nieve.

La nieve acumulada sufre un proceso irreversible de aumento de densidad que comienza en el mismo momento de su depósito inicial. Es un fenómeno microscópico con repercusiones macroscópicas asociado a la destrucción de las estructuras cristalinas originales por el paso del agua a fase líquida o gaseosa y posterior recristalización, que se produce en estructuras más densas, de grano más grueso. Añadido a este fenómeno de escala microscópica, existe un ciclo macroscópico de fusión-recongelación normalmente asociado al ciclo diario superficial de calentamiento diurno y enfriamiento nocturno. La radiación solar y temperatura diurnas pueden llegar a fundir partes de la superficie de la nieve que se infiltra hacia el interior de la columna donde, si existe un déficit de energía, vuelve a recongelarse redistribuyendo su calor latente y aprovechando el cambio de fase para formar estructuras de mayor densidad. La tendencia del agua en reposo sobre la superficie de la tierra es la de congelarse con su densidad máxima, la del hielo puro, que es de $0,917\text{ kg/l}$. La estructura porosa de la capa de nieve original, debida a la baja densidad de los copos de nieve, obliga a que este proceso sea gradual, siendo difícil pero posible que una capa de nieve llegue a este estado de máxima compacidad. Además de la densidad, este proceso de recristalización va modificando el resto de propiedades macroscópicas de medio poroso de la columna de nieve, como son su permeabilidad, porosidad,...

Existen otros fenómenos de aumento de 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 $2 \sim 50\text{ kg/m}^3 \cdot \text{día}$. Esto no es decir mucho, ya que el intervalo de variación ofrecido es demasiado amplio como para ser utilizado con intenciones 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. Allí 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 borrascas, este efecto es despreciable frente al de la recristalización (ver capítulo [5.6](#) y anejo [C](#)).

La densidad típica de una nieve somera y bien drenada, en su etapa final de madu-

ración o escurrimiento se sitúa en torno a los $0,35 \sim 0,40 \text{ kg/l}$. Aquella nieve sometida a fenómenos de compactación ligeros (espesores en el orden de metros $O(m)$) puede alcanzar fácilmente $0,50 \text{ kg/l}$ (ver anejo C).

La existencia de una capa de nieve implica por tanto una continua evolución en la que sus propiedades tanto internas como superficiales van cambiando, como reflejo la etapa en la que se encuentra.

En cualquier caso, una capa de nieve suele crearse durante su precipitación con una homogeneidad en vertical evidente. Al sufrir diversos metamorfismos durante sus etapas de acumulación y calentamiento, ya sean inducidos por agentes externos o por procesos internos, esta homogeneidad se pierde en favor de una distribución vertical irregular de sus características. Sin embargo, en su etapa de madurez, la nieve tiende a desarrollar una nueva homogeneidad gracias a la naturaleza de los mecanismos de redistribución del calor interno ya explicados.

1.4. Ecuaciones de estado

Como se ha visto previamente, la pervivencia de la capa de nieve está supeditada a su facultad para mantenerse en estado sólido. La única condición para ello es que su temperatura interna se mantenga por debajo de la del punto de fusión, es decir, por debajo de 0°C a presión atmosférica. La formación y crecimiento de la capa de nieve constituye, por tanto, un almacén de agua temporal en el sistema, que desfasa temporalmente los flujos de la misma a través y sobre la superficie del suelo con respecto a los correspondientes a condiciones de no formación de nieve. En la duración de esta pausa dentro del incesante movimiento del agua, van a ser determinantes los flujos de energía capaces de aportar a la capa de nieve el calor necesario para alcanzar su fusión.

Además, la exposición de esta capa al contacto con un medio tan energéticamente activo como es la atmósfera propicia que el intercambio de energía con la misma sea muy intenso. De sus variables climáticas y meteorológicas locales va a depender fundamentalmente la evolución de la capa de nieve.

Para plantear este balance acoplado de energía y masa en la nieve, se define un volumen de control Vol dentro de la capa de nieve, delimitado por una superficie externa S , con características uniformes

Imaginando la nieve como un almacén de calor², su estado energético instantáneo puede representarse por su energía interna específica u (por unidad de masa). La comparación de esta energía interna con la propia de una masa de agua equivalente en estado líquido y a 0°C , reflejará la proximidad del volumen de nieve respecto de su estado de fusión.

La energía interna y el equivalente de agua total del volumen de nieve son las variables básicas necesarias y suficientes para definir el *estado*³ en el que se encuentra. La evolución a partir de un estado determinado de un volumen de nieve caracterizado

²El hecho de poseer una temperatura inferior a la media planetaria y más inferior aún a la del propio cuerpo humano, que crea una imagen subjetiva de la nieve como generadora de frío, no debe ocultar la realidad de que, como cualquier cuerpo con una temperatura superior al cero absoluto, la nieve contiene calor.

³Estado en su acepción de intervalo de tiempo en el que las condiciones externas con influencia sobre la nieve permanecen estacionarias. No confundir con el estado sólido, líquido o gaseoso del agua, al que de aquí en adelante se referirá como *fase*.

por unos flujos energéticos Φ_u y unos flujos másicos Φ_m (positivos hacia el interior del volumen) con una energía interna asociada a los mismos u_m , quedará reflejada en sus variables de estado por el planteamiento de un balance simultáneo de energía térmica y de masa en ese volumen de control, aplicando al problema un enfoque euleriano:

$$\frac{d}{dt} \int_{Vol} \rho \cdot u \cdot dVol = \int_S \Phi_u \cdot dS + \int_S \Phi_m \cdot u_m \cdot dS \quad (1.2)$$

$$\frac{d}{dt} \int_{Vol} \rho \cdot dVol = \int_S \Phi_m \cdot dS \quad (1.3)$$

Estas dos ecuaciones se encuentran acopladas a la vez que definen un problema no lineal. La magnitud de los flujos de energía Φ_u es función directa de la energía interna específica u de la nieve, a través de la magnitud derivada *temperatura* T . A su vez, el flujo másico Φ_m es función también de la energía interna en cuanto esta determina el paso a la fase líquida del agua. Una vez en esta fase, el flujo a través del medio poroso que conforma la nieve permite la salida del agua en forma de caudal de fusión.

1.4.1. Columna de nieve

Considerando despreciables las variaciones internas en el plano horizontal, la capa de nieve se caracteriza por los gradientes verticales de sus variables fundamentales, como la densidad y la temperatura. Ya se ha comentado en este capítulo (p.e. apartado 1.3) que estos gradientes son menores en los momentos de acumulación y fusión de la nieve, en los que, salvo condiciones especiales, se muestra homogénea en vertical. Cuando el espesor de esta capa no es muy grande se puede adoptar una representación 1-D del sistema, adoptando como volumen de control una *columna de nieve* con superficie en planta unitaria, cuyos límites superior e inferior sean la atmósfera y el suelo, respectivamente, y considerando nulos los flujos de masa y energía entre columnas adyacentes.

A partir de esta definición, surgen unas nuevas variables *energía interna específica de la columna de nieve* u_n y *masa de la columna de nieve* m_n . Con ellas, las ecuaciones 1.2 y 1.3 se pueden reescribir de la siguiente forma en referencia a una columna de nieve:

$$\frac{d(m_n \cdot u_n)}{dt} = \int_{S_n} \Phi_u \cdot dS_n + \int_{S_n} \Phi_m \cdot u_m \cdot dS_n \quad (1.4)$$

$$\frac{dm_n}{dt} = \int_{S_n} \Phi_m \cdot dS_n \quad (1.5)$$

donde S_n se refiere a la superficie de la columna de nieve donde se consideran significativos los flujos de masa y energía.

Otros descriptores de estado de la columna de nieve además de la temperatura T_n , son la altura de la columna h_n , su densidad ρ_n y su contenido de agua en estado líquido l_n . En la columna de nieve tal y como esta se ha definido, tanto las variables como los descriptores de estado se consideran constantes en toda su profundidad.

Este planteamiento es adecuado a la hora de plantear un modelo distribuido en planta sobre una superficie muy grande con celdas homogéneas de pequeño tamaño

para las que la distribución vertical de las variables y descriptores de estado pierda interés en favor del equivalente total de agua y la distribución temporal de la fusión. Para un estudio puntual exacto cuyo interés fuera el análisis del perfil de densidades o temperaturas esta asunción no sería admisible.

1.5. Física del calor

En este apartado se describen brevemente algunos conceptos y procesos fundamentales para desarrollar los términos contenidos en las expresiones 1.4 y 1.5.

El primer principio de la termodinámica puede ser enunciado de la siguiente manera: *en ausencia de trabajo realizado por un sistema, la energía térmica absorbida por el sistema es igual a la variación de su energía interna*. Esta energía térmica en transferencia se denomina también *flujo de calor*. La energía interna es una manifestación de la energía cinética media del movimiento de las moléculas de un cuerpo. A su vez, la temperatura es una magnitud derivada de aquella pero que posee la importante ventaja de poderse medir directamente gracias al sentido físico de su definición (Landau *et al.*, 1973).

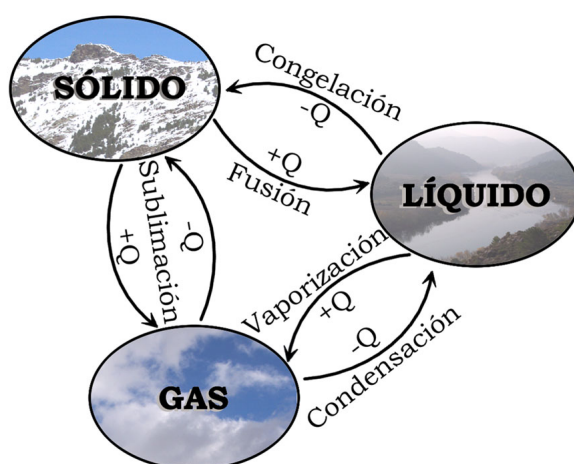


Figura 1.3: Estados de la materia en la naturaleza y cambios de estado o fase.

El calor necesario para elevar la temperatura de un cuerpo 1 kelvin⁴ se denomina *capacidad calorífica* c_c del cuerpo, siendo el *calor específico* c_e la capacidad calorífica por unidad de masa. El calor específico tiene dimensiones, pues, de energía por unidad de masa y unidad de temperatura; es distinto para cada sustancia y varía con la temperatura y densidad. En el caso particular del agua, el calor específico cambia apreciablemente entre fases (tabla 1.1). Sin embargo, en todo el intervalo de temperatura para el que, a presión atmosférica, el agua se mantiene líquida, este calor específico apenas varía en un 1%.

Por el contrario, la significativa compresibilidad de los gases hace necesario distinguir

⁴La XII Conferencia General de Pesos y Medidas de 1967 estableció que la unidad de temperatura, antes llamada grado Kelvin ($^{\circ}K$) pasara a denominarse simplemente kelvin (K). El cero absoluto se define como $-273,15 K$.

entre el calor específico a volumen constante c_{eV} y el calor específico a presión constante c_{eP} . En la tabla 1.1 se muestran los valores de c_e de algunas sustancias en sus fases más comunes, comenzando por los del agua, para condiciones normales de presión y temperatura (salvo donde se indica lo contrario). Cabe destacar que el calor específico del agua en cada una de sus fases es de los más elevados que se pueden encontrar en la naturaleza, lo cual convierte al agua en un buen almacén de calor a escala planetaria.

Sustancia	$c_e [J/kg \cdot K]$
Agua (a $15^\circ C$)	4187
Agua (a $0^\circ C$)	4218
Hielo (a $0^\circ C$)	2102
Hielo (a $-10^\circ C$)	2050
Vapor de agua (a 1 at, $0^\circ C$)	1850
Vapor de agua (a 1 at, $15^\circ C$)	1875
Vapor de agua (a 1 at, $100^\circ C$)	1934
Aire seco (a 1 at, $0^\circ C$)	1005
Alcohol etílico	2400
Aluminio	900
Cobre	386
Estaño	230
Hierro	450
Mercurio	140
Plomo	128
Sodio	1300
Bromo líquido	461

Tabla 1.1: Calor específico de algunas sustancias conocidas en condiciones normales (salvo indicación). Fuentes: [Tipler \(1999\)](#) y [Dingman \(2002\)](#)

El cambio de fase de una sustancia supone el paso de un estado de la materia a otro sin variación de su temperatura. Para llevar a cabo este cambio de fase, un cuerpo necesita absorber una cantidad fija de calor por unidad de masa, denominada *calor latente*, en contraposición al calor almacenado en virtud de su calor específico, denominado *calor sensible*. A causa de este fenómeno de cambio de fase isoterma, la temperatura del cuerpo no puede utilizarse como variable completamente definitoria de su estado energético, para lo que es necesario el uso de la variable energía interna específica u o alguna otra variable equivalente como la entalpía. El diagrama de fases de un elemento permite deducir en que fase se encuentra ese elemento para cada combinación de presión y temperatura posibles. En la figura 1.4 se muestra el diagrama de fases para el agua. Las líneas que se marcan en ese diagrama, denominadas curvas de coexistencia, representan las condiciones de presión y temperatura para las que coexisten (de ahí su nombre) dos fases en equilibrio, que pueden llegar a ser tres en el punto singular conocido como punto triple. Al marcar estas curvas de coexistencia las condiciones a las que se produce el cambio de fase, sirven a su vez para delimitar las regiones en las que cada una de las fases aparece de forma única.

Los estados de la materia que se pueden encontrar en la naturaleza y los cambios

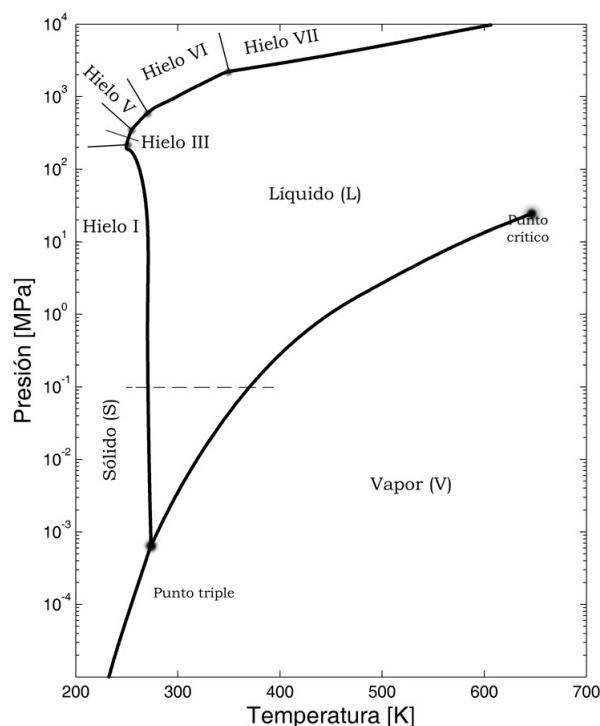


Figura 1.4: Diagrama de fases del agua.

de estado o fase entre ellos aparecen, con su denominación, en la figura 1.3⁵. En la tabla 1.2 se pueden comparar los distintos valores del calor latente de fusión L_f (sólido-líquido) y de vaporización L_v (líquido-gas) de algunas sustancias comunes a presión atmosférica, así como sus temperaturas características de cambio de fase (de fusión T_{c_f} y de vaporización T_{c_v}). Vuelven a despertar particular interés las del agua; su calor latente de fusión es el mayor de todos los elementos, lo cual explica la persistencia de la nieve y el hielo en ciertas regiones. El calor latente tiene dimensiones de energía por unidad de masa.

La secuencia natural de estados de la materia, de menor a mayor energía interna, es sólido-líquido-gas, representando dicha secuencia a escala molecular un desorden, un movimiento, en definitiva, una energía cinética interna, mayores. Sin embargo, no es necesario para una sustancia sometida a un aporte de calor suficiente seguir esta secuencia estrictamente, y así un cuerpo en estado sólido puede pasar directamente a un estado gaseoso y viceversa sin pasar previamente por el líquido. El calor latente necesario para conseguir el cambio de fase es distinto en función del tipo de cambio de que se trate, aunque es el mismo en los procesos que supongan una reversibilidad. El calor latente de sublimación es, en principio, igual a la suma del de fusión y de vaporización a 0°C . Este último, que no está incluido en la tabla 1.2 por referirse a un cambio de fase que no ocurre a una temperatura crítica, tiene un valor de $2500 \cdot 10^3 \text{ J/kg}$. Por ello, al calor latente de sublimación del agua a 0°C se le puede asociar un valor de

⁵ Aún siendo estas fases las únicas que podemos percibir en nuestra vida cotidiana, no son en absoluto las de mayor presencia en el Universo. En respuesta a estados energéticos mayores, como son los que se dan en el interior de las estrellas, aparecen nuevas fases de la materia, como el plasma.

Sustancia	T_{c_f} [$^{\circ}C$]	L_f [J/kg]	T_{c_v} [$^{\circ}C$]	L_v [J/kg]
Agua	0	$333,5 \cdot 10^3$	100	$2257 \cdot 10^3$
Alcohol etílico	-114	$109 \cdot 10^3$	78	$879 \cdot 10^3$
Acetona	-94,3	$96 \cdot 10^3$	56,2	$524 \cdot 10^3$
Aluminio	658,7	$322 \sim 394 \cdot 10^3$	2300	$9220 \cdot 10^3$
Cobre	1083	$205 \cdot 10^3$	2566	$4726 \cdot 10^3$
Estaño	231,9	$59 \cdot 10^3$	2270	$3020 \cdot 10^3$
Hierro	1530	$293 \cdot 10^3$	3050	$6300 \cdot 10^3$
Mercurio	-39	$11,3 \cdot 10^3$	357	$296 \cdot 10^3$
Plomo	327	$24,7 \cdot 10^3$	1750	$858 \cdot 10^3$
Sodio	98	$113 \cdot 10^3$	883	$4220 \cdot 10^3$
Bromo	-7	$67,4 \cdot 10^3$	59	$369 \cdot 10^3$
Helio	-271,4	$2,1 \cdot 10^3$	-269	$21 \cdot 10^3$

Tabla 1.2: Calor latente de fusión L_f y vaporización L_v , y temperatura crítica de fusión T_{c_f} y vaporización T_{c_v} de algunas sustancias conocidas, a 1 atmósfera. Fuente: [Tipler \(1999\)](#)

$2834 \cdot 10^3 J/kg$.

1.6. Calor en la nieve

En el punto anterior se han introducido una serie de conceptos generales sobre el intercambio de calor que en este punto se van a particularizar al problema concreto de la fusión de la nieve. Pero para ello es recomendable separar ese proceso de fusión en cada una de las tres etapas descritas en el punto 1.3.

1.6.1. Etapa de calentamiento

En la primera de las tres etapas que comprende la fusión de la nieve, la temperatura media de la matriz de hielo se encuentra por debajo del punto de fusión del 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 etapa 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_c 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 etapa de calentamiento. Este valor puede ser fácilmente calculado como:

$$Q_c = c_{e_h} \cdot EA \cdot \rho_{l0} \cdot (T_{fa} - T_n) \quad (1.6)$$

donde c_{e_h} es el calor específico del hielo, EA es el equivalente de agua, ρ_{l0} es la densidad del agua a 0°C , T_n la temperatura de la nieve y T_{fa} la temperatura de fusión del agua.

1.6.2. Etapa de maduración

Esta etapa se inicia una vez alcanzado el estado isoterma de mínimo contenido energético del hielo a 0°C . Cualquier nuevo aporte de energía se almacena en la columna de nieve como calor latente, sin incremento de la temperatura. Cuando aquellas 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 líquido⁶. 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.

La nieve en su punto de madurez puede retener, como término orientativo, un 4,5 % en volumen de agua líquida para una densidad media típica de $0,45 \text{ kg/l}$. La energía que la columna de nieve necesita para recorrer la etapa de maduración Q_m una vez completada la etapa de calentamiento viene dada por:

$$Q_m = \theta_{ret}^m \cdot EA \cdot \rho_{l0} \cdot L_{fa} \quad (1.7)$$

donde θ_{ret}^m es la máxima fracción de agua en masa que la nieve puede retener frente a la gravedad en tanto por uno, EA el equivalente de agua, ρ_{l0} es la densidad del agua a 0°C

⁶Equivalente al término que en suelos se denomina capacidad de campo.

y L_{fa} el calor latente de fusión del agua. Eagleson (1970) proporciona una expresión empírica para la fracción de retención expresada en volumen θ_{ret}^{Vol} :

$$\theta_{ret}^{Vol} = -0,0735 \cdot \frac{\rho_n}{\rho_{l0}} + 0,267 \cdot \frac{\rho_n^2}{\rho_l} \quad (1.8)$$

en función de la densidad de la nieve ρ_n y la densidad del agua ρ_{l0} , ambas expresadas en kg/l . La expresión transformada para θ_{ret}^m quedaría así:

$$\theta_{ret}^m = \theta_{ret}^{Vol} \cdot \frac{\rho_{l0}}{\rho_n} = -0,0735 + 0,267 \cdot \rho_n \quad (1.9)$$

con la densidad de la nieve ρ_n igualmente en kg/l .

1.6.3. Etapa de escurrimiento

La columna de nieve alcanza su punto de madurez con una homogeneidad elevada gracias al intercambio de calor entre el agua fundida en la superficie y la matriz de hielo, durante la infiltración de la primera hacia el fondo de la columna. Una vez alcanzado el punto de madurez, subsiguientes aportaciones de energía a la columna se emplean en fundir más agua que ya no puede ser retenida entre los poros de la nieve y abandona la columna como flujo de agua superficial o de infiltración a través del suelo. La energía necesaria para completar la etapa de escurrimiento de una columna de nieve madura Q_e es:

$$Q_e = (1 - \theta_{ret}^m) \cdot EA \cdot \rho_{l0} \cdot L_{fa} = EA \cdot \rho_{l0} \cdot L_{fa} - Q_m \quad (1.10)$$

ya que, evidentemente, el calor total latente Q_l , expresado como:

$$Q_l = EA \cdot \rho_{l0} \cdot L_{fa} \quad (1.11)$$

es la suma de Q_m y Q_e .

1.6.4. Ejemplo

Para captar el orden de magnitud de las energía necesaria en cada una de las etapas descritas lo mejor es plantear un ejemplo. Sea una columna de nieve de $1 m$ de espesor con una densidad de $0,4 kg/l$ y una temperatura inicial de $-1^\circ C$. El calor por unidad de superficie que debe ser aportado a la misma para completar cada una de las etapas

es:

$$\begin{aligned}EA &= h \cdot \frac{\rho_n}{\rho_{i0}} = 1 \cdot \frac{400}{1000} = 0,4 \text{ m} \\Q_c &= c_{eh} \cdot EA \cdot \rho_{i0} \cdot (T_{fa} - T_n) = 2102 \cdot 0,4 \cdot 1000 \cdot 1 = 0,84 \cdot 10^6 \text{ J/m}^2 \\Q_m &= (-0,0735 + 0,267 \cdot \rho_n) \cdot EA \cdot \rho_{i0} \cdot L_{fa} = \\&= 0,0333 \cdot 0,4 \cdot 1000 \cdot 333,5 \cdot 10^3 = 4,44 \cdot 10^6 \text{ J/m}^2 \\Q_e &= EA \cdot \rho_{i0} \cdot L_{fa} - Q_m = 0,4 \cdot 1000 \cdot 333,5 \cdot 10^3 - 4,44 \cdot 10^6 \\&= 128,96 \cdot 10^6 \text{ J/m}^2 \\Q_l &= EA \cdot \rho_{i0} \cdot L_{fa} = Q_m + Q_e = 133,4 \cdot 10^6 \text{ J/m}^2 \\Q_c + Q_m + Q_e &= 134,24 \cdot 10^6 \text{ J/m}^2\end{aligned}\tag{1.12}$$

de los resultados se desprende que alcanzar el estado de madurez en una capa de nieve somera no requiere una inversión energética demasiado elevada: $0,84 \cdot 10^6 \text{ J/m}^2$ por cada metro de espesor y por cada grado de temperatura inicial por debajo de 0°C . En un día claro de principios de primavera a una latitud norte de 37° , por ejemplo, la radiación solar diaria incidente sobre 1 m^2 de superficie supera los $20 \cdot 10^6 \text{ J}$. De estos, un 25 % sería absorbido por una nieve con un albedo de 0,75, valor típico para una superficie que no sea excesivamente antigua ni esté sucia. Esto supone un aporte calorífico de $5 \cdot 10^6 \text{ J/m}^2$ durante el ciclo diurno sólo teniendo en cuenta la radiación solar, valor que supera la energía necesaria por toda la columna de nieve del ejemplo para alcanzar su punto de madurez partiendo de un déficit de energía inicial. Concretamente, este calor sería capaz de incrementar la temperatura de 1 m de nieve en $5/0,84 = 5,95^\circ\text{C}$. La verdadera barrera térmica aparece durante la etapa de escurrimiento, lo cual favorece la distribución temporal a lo largo de varios días de la escorrentía procedente de la fusión. El elevado calor latente de fusión del hielo, debido a las especiales propiedades de la atracción intermolecular del agua, está condicionando todo el proceso de fusión y permitiendo su dilatación en el tiempo. El calor latente total necesario para fundir cada metro de nieve es de $133,4 \cdot 10^6 \text{ J/m}^2$.

Capítulo 2

Balance de masa

2.1. Ecuación de balance de masa

A partir del volumen de control denominado *columna de nieve* que se define en el apartado 1.4.1, se plantea la ecuación de balance de masa sobre la nieve. Lo único que queda por definir de la ecuación 1.5 son los flujos de masa Φ_m aplicados a las superficies de la columna de nieve. Estos flujos aparecen representados en la figura 2.1. La segunda parte de la expresión 1.5 se convierte entonces en:

$$\begin{aligned} \int_{S_n} \Phi_m \cdot dS_n &= (R - E + V - F) \cdot S \\ &= R - E + V - F \end{aligned} \quad (2.1)$$

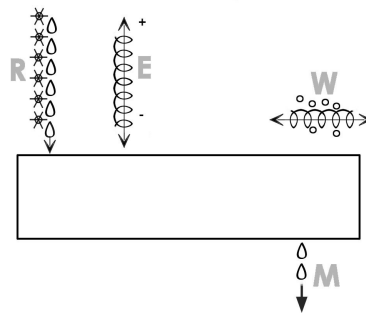


Figura 2.1: Flujos de masa sobre la columna de nieve.

donde R es la nueva precipitación sólida o líquida que tiene lugar sobre la superficie de la nieve, E la evaporación (o condensación si es de signo contrario) hacia (o desde) la atmósfera, F el caudal de fusión que abandona la columna por su fondo y V la nieve transportada superficialmente por efecto del viento. La superficie S sobre la que todos estos flujos están aplicados es la cara superior (o inferior en el caso de F) de la columna de nieve, que por la propia definición de la columna es la unidad. La ecuación 1.5 aplicada al volumen de control *columna de nieve* queda expresada de la siguiente

forma:

$$\frac{dm_n}{dt} = R - E + V - F \quad (2.2)$$

siendo m_n la masa total de agua que forma parte de la columna de nieve.

En los puntos siguientes de este capítulo se analiza en detalle cada uno de los componentes de esta ecuación, su significado y características físicas junto con su formulación, y otros procesos con influencia en el transporte de masa desde y hacia el volumen de control. Cada flujo de masa supone un transporte advectivo de energía asociado, por lo que cuando en el siguiente capítulo se formule el balance de energía en la columna de nieve se volverán a tratar estos flujos.

2.2. Precipitación R

Este término es sin duda el componente principal dentro del aporte de masa a la columna de nieve. Pueden ocurrir varios casos en función del tipo de precipitación que se presente y del estado de la nieve previamente acumulada, con efectos muy distintos entre sí:

1. El caso más sencillo es el de una precipitación en forma sólida sobre una capa previa de nieve. Tras esta precipitación los copos de nieve quedan incorporados total e instantáneamente a la capa, variando las propiedades superficiales de la nieve e incrementándose la masa de agua de la columna en el total de la precipitación.
2. Si la precipitación en forma de nieve tiene lugar sobre una superficie limpia de nieve, las condiciones energéticas y físicas de los copos así como la temperatura y la humedad superficial del suelo determinarán si estos copos se funden al entrar en contacto con el terreno o comienzan a formar la capa de nieve, lo que comúnmente se denomina *cuarajar*.
3. La situación más compleja se presenta cuando una precipitación en forma líquida tiene lugar sobre una capa de nieve ya desarrollada. Precipitaciones poco intensas pueden quedar completamente incorporadas a la capa de nieve por su congelación durante su almacenamiento superficial o durante su movimiento por el interior de la misma. Sólo en situaciones de nieve madura en fusión incapaz de aportar la energía necesaria para la congelación o de lluvias de gran intensidad con saturación del medio poroso nieve se producirá escorrentía directa de esa precipitación. En esta última situación, cuando la lluvia posea una temperatura apreciablemente por encima del punto de congelación y se prolongue en el tiempo, puede acelerar la fusión en la capa de nieve inicial con un aumento de la escorrentía superficial y el consiguiente incremento del riesgo de inundaciones. El poder de fusión de la lluvia vendrá determinado por su contenido energético, que se analizará más adelante a la hora de plantear el balance de energía. Sin embargo se puede adelantar que su importancia relativa frente a otros flujos de energía incidentes sobre la columna de nieve es pequeña.

En definitiva, la resolución conjunta del balance de masa y energía determinará qué parte de la lluvia inicial ha podido ser mantenida en estado sólido con el déficit de energía

disponible en la columna de nieve. El resto se considerará escurrida. Como excepción hay que considerar el poco habitual caso de una lluvia intensa sobre una columna de nieve sobreenfriada en la que el factor limitante sea la capacidad de infiltración, momento en el que podrá ocurrir una escorrentía superficial a pesar del defecto de energía de la nieve.

2.3. Evaporación E

La evaporación (o condensación) es la salida (o entrada) de masa de la superficie de un cuerpo en el que el agua se encuentra en estado sólido o líquido hacia (o desde) otro en el que el agua está en forma de vapor. En este caso la superficie a la que se refiere la definición es la de la nieve y el volumen donde se encuentra el vapor de agua es la atmósfera. Este intercambio de masa conlleva por tanto un cambio de fase. Hay que diferenciar el término evaporación del de *ebullición*, en el que el proceso de paso, esta vez sólo desde la fase líquida hasta la de vapor, ocurre simultáneamente en toda la masa. El término *vaporización* engloba ambos procesos en la parte de los mismos que implica paso de líquido a vapor (figura 1.3).

Este flujo E de masa en la nieve se desarrolla en un sistema que puede simplificarse de la forma que aparece en la figura 2.2. En contacto sobre la superficie de la nieve se encuentra la zona de equilibrio termodinámico, con un espesor del $\sim O(mm)$, donde la rugosidad impide el movimiento del aire. Sobre ella, la capa límite superficial de la atmósfera, con un espesor del $\sim O(m)$, zona de dominio de los movimientos turbulentos y caracterizada por un perfil logarítmico de la velocidad horizontal del viento. Entre estas zonas, en las que aparece un gradiente de humedad muy brusco, se producen dos procesos encadenados y gobernados por una variable de estado principal, la *presión de vapor*:

- Equilibrio termodinámico del sistema bifásico formado por la superficie de la nieve y la zona de equilibrio termodinámico.
- Difusión del vapor de agua entre esta zona y la atmósfera.

En este último proceso hay que considerar especialmente aquellos componentes verticales en el movimiento del fluido de la atmósfera (turbulencia y estratificación inestable de densidad/ temperatura) ya que suponen una alteración enorme sobre la difusión molecular del vapor de agua.

La evaporación (y su condensación equivalente) es un proceso espontáneo que ocurre exclusivamente en la superficie libre por desequilibrio de la presión de vapor mientras que la ebullición es un fenómeno másico determinado por el diagrama de fases (la ebullición ocurre cuando la presión de vapor de un líquido iguala a la presión ambiental, que normalmente será la atmosférica¹). Los aspectos energéticos envueltos en este intercambio, que no pueden ser separados de los de la masa, se analizan en el siguiente capítulo una vez planteado el balance de energía en la columna de nieve.

¹Sin embargo existen fenómenos como el de la cavitación, que puede ocurrir en un líquido en movimiento sometido a condiciones de contorno especiales, y en el cual la reducción de la presión externa a causa de términos dinámicos permite la ebullición a temperatura ambiente.

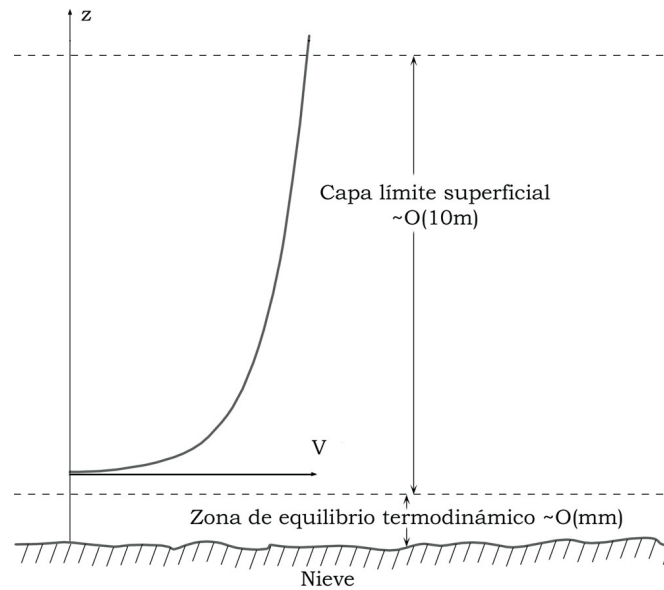


Figura 2.2: Descripción del sistema superficie de nieve-atmósfera para el estudio de la evaporación.

2.3.1. Sistema bifásico en equilibrio

Cuando una superficie libre de agua en estado líquido o sólido está en contacto con un volumen de aire se establece un sistema bifásico del agua en equilibrio termodinámico. Este equilibrio para un proceso a volumen constante implica que el aire y la superficie alcanzan la misma temperatura y la presión de vapor en el aire es la de saturación o equilibrio para esa temperatura. En el caso de la capa superior de la nieve, que hace las veces de superficie libre, la fase presente en la misma puede ser sólida, líquida o mixta, en función de la temperatura y del estado de madurez superficial de esta nieve. El volumen de aire que se encuentra a la presión de vapor de equilibrio es una capa de espesor del orden de milímetros adyacente a la superficie sólida o líquida, muy relacionada con el concepto de subcapa laminar, que se denominará zona de equilibrio termodinámico. Esta capa está lo suficientemente unida a la superficie por las fuerzas de rozamiento superficiales como para no verse afectada por los continuos movimientos de las masas de aire atmosféricas.

El equilibrio termodinámico de ambas fases conlleva asociado un intercambio reversible de masa y energía entre ellas. En función de las propiedades físicas de ambos medios este intercambio podrá ser hacia la fase de vapor, en cuyo caso se estaría hablando de evaporación, o hacia las fases sólida o líquida, con lo que se produciría condensación sobre la nieve.

Este proceso, que es el de evaporación propiamente dicho, se produce a escalas temporales y espaciales varios órdenes de magnitud inferiores a las de la difusión. Es por esto que, a efectos del fenómeno de difusión, esta zona de equilibrio termodinámico se puede considerar siempre en equilibrio bifásico con la superficie de la nieve y a la temperatura de esta.

2.3.2. Presión de vapor

Se llama presión de vapor a la presión parcial del vapor de agua en un volumen, que es función directa de la cantidad de vapor de agua presente en el mismo. La presión de vapor de saturación o mejor llamada, *presión de vapor de equilibrio e^** , es la presión a la cual las fases vapor y líquida (o sólida si es el caso) se encuentran en equilibrio termodinámico; su valor es independiente de las cantidades de líquido y vapor presentes mientras existan ambas dentro de un volumen definido y constante. El valor de esta presión de vapor de equilibrio es función de la temperatura del sistema. Al ser un fenómeno superficial, el equilibrio se alcanzará más rápidamente cuanto mayor sea la superficie de contacto entre el líquido y el vapor.

La presión de vapor de equilibrio no sigue la misma ley con la temperatura en el caso de un sistema formado por vapor y líquido que en el de uno formado por vapor y sólido. A una determinada temperatura la presión de vapor de equilibrio sobre hielo es menor que sobre agua líquida debido a la mayor atracción molecular que los puentes de hidrógeno son capaces de desarrollar en el estado sólido. En la figura 2.3 se dibujan las curvas de equilibrio para ambos casos, definidas a volumen constante. En la imagen de detalle se manifiesta la diferencia entre ambos casos como una bifurcación que aparece por debajo de los 0°C , correspondiendo el ramal superior a la presión de vapor de equilibrio sobre agua líquida sobreenfriada y el ramal inferior a la de hielo. Así, a -10°C la presión de vapor de saturación sobre hielo es un 91 % de su equivalente sobre agua, porcentaje que se reduce hasta el 86 % a -20°C .

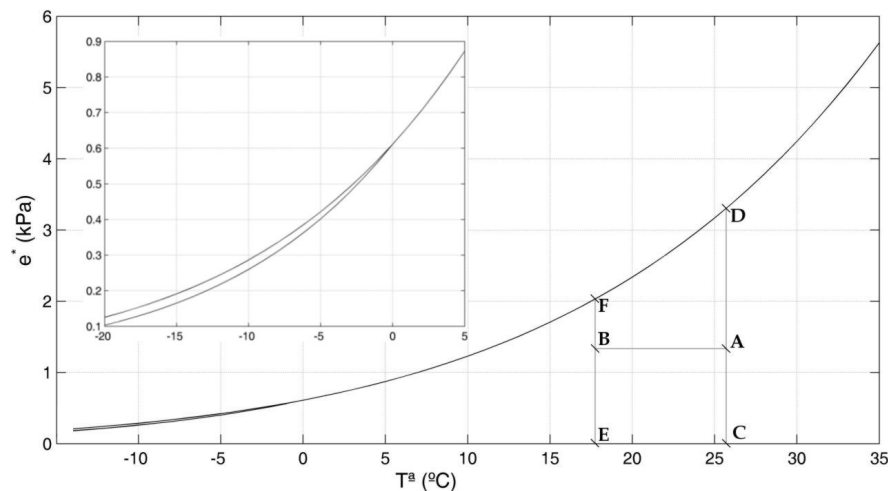


Figura 2.3: Curva de la presión de vapor de equilibrio del agua en función de la temperatura.

Existen una gran cantidad de expresiones para ambas curvas de equilibrio. En Gibbins (1990) y Vömel (2005) se pueden encontrar referencias a las más utilizadas. Las primeras y más reconocidas son las debidas a Goff y Gratch (1946), válidas en un intervalo de temperaturas muy amplio, de $-50 \sim 102^{\circ}\text{C}$ para el caso de la del agua líquida y de $-100 \sim 0^{\circ}\text{C}$ para la del hielo. Posteriormente se han formulado nuevas ecuaciones empíricas válidas en rangos de temperaturas menores pero de mayor sencillez de uso. Por ejemplo, para el cálculo de la presión de vapor de equilibrio sobre agua líquida e_l^* para temperaturas por encima de 0°C es común aplicar la siguiente ecuación recogida

en [Dingman \(2002\)](#):

$$e_l^* = 0,61111 \cdot e^{\left(\frac{17,3 \cdot T_{at}}{T_{at} + 237,3}\right)} \quad (2.3)$$

donde la temperatura de la atmósfera T_{at} se introduce en $^{\circ}C$ y e_l^* se obtiene en kPa . Asimismo, unas buenas relaciones tanto para e_l^* como para la presión de vapor de equilibrio sobre hielo e_h^* son las utilizadas en [Buck \(2001\)](#):

$$e_l^* = 0,61121 \cdot e^{\left(\frac{18,678 \cdot T_{at} - T_{at}^2 / 234,5}{T_{at} + 257,14}\right)} \quad (2.4)$$

$$e_h^* = 0,61115 \cdot e^{\left(\frac{23,036 \cdot T_{at} - T_{at}^2 / 333,7}{T_{at} + 279,82}\right)} \quad (2.5)$$

con las mismas unidades que en el caso anterior.

Las diferencias en valor absoluto entre las tres expresiones anteriores para una determinada temperatura son en realidad muy bajas. Por ello, para aquellos cálculos que sólo requieren un gradiente de presión de vapor para una temperatura del sistema que se encuentre dentro del rango de la figura 2.3, $-15 \sim 35^{\circ}C$, es común encontrar aplicada una de las expresiones presentadas de e_l^* para calcular con ella la presión de vapor del sistema, sin hacer distinciones sobre si en la superficie es líquida o sólida ([Dingman, 2002](#)). El error que se comete con esta aproximación no es significativo.

Estas curvas de presión de vapor de equilibrio representan el equilibrio al que tiende el sistema. En la Naturaleza, sin embargo, no es fácil encontrar un sistema en equilibrio perfecto. Si para una temperatura dada la presión de vapor real es mayor que la de saturación, se dice que el sistema está *sobresaturado*. No es una situación habitual pues en estas condiciones la condensación de gotas de agua líquida dentro de la masa gaseosa es muy rápida. Este es el mecanismo de formación de las nubes. El caso contrario de una presión de vapor inferior a la de equilibrio sí es muy habitual en las condiciones normales esperables sobre la superficie terrestre. Al cociente entre la presión de vapor real e y la presión de vapor de equilibrio e^* se le denomina humedad relativa Hr :

$$Hr = \frac{e}{e^*} \quad (2.6)$$

En la figura 2.3 esta situación de presión de vapor por debajo de la de equilibrio correspondería con un punto A . Una línea vertical trazada por A permite definir la humedad relativa Hr^A como una proporción entre los segmentos \overline{AC} y \overline{DC} , magnitud que está reflejando el déficit de agua del sistema. En esta situación, una disminución rápida de temperatura sin cambio en el contenido de agua del sistema (presión de vapor constante) correspondería con una línea horizontal que del punto A pasaría a la nueva posición representada por el punto B . Es fácil deducir que la nueva humedad relativa del sistema en B ($Hr^B = \overline{BE}/\overline{FE}$) es mayor que en A , destacando cómo ese aumento de humedad relativa se ha producido únicamente en respuesta a una bajada rápida de temperatura.

2.3.3. Difusión molecular del vapor de agua

Como ya se ha comentado, la zona de equilibrio termodinámico sobre la superficie de la nieve posee la concentración de agua determinada por su presión de vapor de equilibrio o saturación. Sobre ella se encuentra la capa límite superficial de la atmósfera² de acuerdo al esquema de la figura 2.2, con otra concentración de agua función de su temperatura y su humedad relativa. El contacto entre ambas capas ocasiona un gradiente vertical de la concentración de vapor de agua y, por tanto, un flujo del mismo hacia la zona de menor concentración de agua.

En la situación de reposo de la masa de aire de la capa límite superficial, el flujo de vapor de agua E se describe como un fenómeno de difusión de acuerdo a la ley de Fick:

$$E = -k0_E \cdot \frac{d\rho_e}{dz} \quad (2.7)$$

donde $k0_E$ es el coeficiente de difusividad molecular del vapor de agua, ρ_e es la humedad absoluta o densidad de vapor (concentración del vapor de agua) y z la unidad de longitud en la dirección del gradiente, que es vertical. La humedad absoluta ρ_e se relaciona con la presión de vapor e de la siguiente forma:

$$\rho_v = \frac{0,622 \cdot \rho_a}{p} \cdot e_a \quad (2.8)$$

donde ρ_a es la densidad del aire y p la presión. Sustituyendo en 2.7:

$$E = -k0_E \cdot \frac{0,622 \cdot \rho_a}{p} \cdot \frac{de}{dz} \quad (2.9)$$

Considerando en la expresión 2.9 alcanzado el equilibrio y, por lo tanto, que la variación de la presión de vapor e con la altura z sea lineal entre 0 y una altura que se podría llamar de mezcla z_{e0} , se tendría que:

$$E = -k0_E \cdot \frac{0,622 \cdot \rho_a}{p} \cdot \frac{e_{at} - e_{sn}}{z_{e0}} \quad (2.10)$$

donde e_{at} indica la presión de vapor característica de la atmósfera sobre la superficie terrestre en función de su temperatura y humedad (y que se define habitualmente a una altura de 2 m sobre esta), e_{sn} la presión de vapor de saturación en la zona de equilibrio termodinámico (expresiones 2.3, 2.4 y 2.5), y z_{e0} la altura a la que la atmósfera alcanza su presión de vapor característica e_{at} . Esta altura puede depender de las condiciones de contorno del problema de difusión planteado, así como de otras variables atmosféricas como puede ser la presión, y por tanto, la cota del punto de estudio. Si no se tiene en cuenta esta variabilidad con la presión y se consideran constantes ρ_a , p y z_{e0} se llega a la expresión de la difusión sin viento que se propone en Jordan (1991):

$$E_{sv} = -kE_{E0} \cdot (e_{at} - e_{sn}) \quad (2.11)$$

²La capa límite superficial, también denominada capa de rugosidad, es muy dependiente del contacto con la vegetación y el terreno y está asociada a los flujos turbulentos vinculados a los elementos individuales de rugosidad sobre la superficie de la tierra.

definiéndose E_{sv} como el flujo de evaporación en ausencia de viento y kE_{E0} como el coeficiente de difusión sin viento, de determinación empírica. En trabajos posteriores ([Jordan et al., 1999](#)) esta componente de difusión molecular será despreciada ($kE_{E0} \simeq 0$) frente a los efectos de difusión turbulenta.

2.3.4. Difusión turbulenta del vapor de agua

La atmósfera es un medio en constante movimiento en el que varios términos de su campo de velocidades tienen una componente vertical z en dirección de la difusión molecular. Estas componentes que alteran directamente el proceso de difusión son dos principalmente: el término debido a la turbulencia y el término debido a la estratificación.

Viento paralelo a la superficie. Turbulencia

El viento dentro de la capa de rugosidad se puede aproximar al problema teórico de un flujo viscoso horizontal sobre placa plana rugosa. El viento se puede considerar como un flujo constante para un instante determinado, de componente esencialmente horizontal. La rugosidad de la superficie terrestre causa que en la capa límite superficial aparezca un típico campo de velocidades horizontales logarítmico, de valor nulo cerca de la superficie y valor constante a una altura suficiente sobre la misma.

La disipación de la cantidad de movimiento hacia la superficie en este problema se produce de forma turbulenta con la aparición de remolinos que añaden componentes verticales al campo de velocidades. Esta componente vertical afecta a la distribución del vapor de agua y, por tanto, al fenómeno de difusión. Sus efectos se incorporan añadiendo un término de difusión denominada turbulenta a la expresión base [2.9](#) o [2.11](#) que representa la difusión sin viento ([Anderson, 1968](#); [Jordan, 1991](#); [Dingman, 2002](#)):

$$E = -kE_T \cdot \frac{0,622 \cdot \rho_a}{p} \cdot \frac{de}{dz} + E_{sv} \quad (2.12)$$

donde kE_T es un nuevo coeficiente de difusión turbulenta.

La disipación de la cantidad de movimiento que se produce en la cascada de remolinos puede entenderse como una difusión de cantidad de movimiento. Suponiendo que la difusión turbulenta de vapor de agua sigue la misma ley que la de esta cantidad de movimiento (p.e. [Dingman, 2002](#)), este coeficiente de difusión turbulenta kE_T se puede expresar como:

$$kE_T = k^2 \cdot (z - z_d)^2 \cdot \frac{dv}{dz} \quad (2.13)$$

expresión obtenida a partir de la distribución universal de velocidades dada por Prandtl-von Kármán, siendo k la constante adimensional de von Kármán, cuyo valor experimental es 0,41. z_d (*zero-plane displacement height*) indica la altura media sobre la superficie a la cual la cantidad de movimiento es absorbida por la vegetación y demás elementos individuales causantes de la rugosidad superficial ([Thom, 1975](#)). Resolviendo la integral

definida entre la superficie ($z = 0$) y una altura de referencia z_a , con el perfil logarítmico de velocidades (p.e. [Dingman, 2002](#)), la ecuación 2.13 queda:

$$kE_T = \frac{k^2}{\ln\left(\frac{z_a - z_d}{z_0}\right)} \cdot v_a \quad (2.14)$$

donde z_a es la altura de referencia, z_d la altura de absorción de la cantidad de movimiento, z_0 la altura de rugosidad para la transferencia de la cantidad de movimiento³, k la constante de von Kármán y v_a la velocidad horizontal del viento a la altura de referencia z_a . Esta altura de referencia suele tomarse como $2m$, ya que es una altura lo suficientemente pequeña para que las medidas de las variables meteorológicas representen las características de la atmósfera en la superficie a la vez que se vean lo menos afectadas posible por la rugosidad del suelo. Esto último está de acuerdo con lo que indican las observaciones en campo. Incorporando este resultado a 2.12, y tras suponer que la presión de vapor se distribuye con un perfil logarítmico como la velocidad (p.e. [Dingman, 2002](#)) e integrar de igual forma que en el caso anterior, se obtiene:

$$E = - \left[\frac{0,622 \cdot \rho_a}{p} \cdot \frac{k^2}{\left(\ln\left(\frac{z_a - z_d}{z_0}\right)\right)^2} \cdot v_a + kE_{E0} \right] \cdot (e_a - e_{sn}) \quad (2.15)$$

donde todas las variables y parámetros han sido definidos con anterioridad en las ecuaciones precedentes.

Estratificación inestable

Otra causa de aparición de movimientos verticales en fluidos sometidos a campos gravitatorios es la existencia de una estratificación inestable en el fluido. Esta estratificación está controlada por la variable densidad, que en el caso del aire equivale a decir temperatura y humedad. Se denomina gradiente adiabático a aquella variación de la temperatura con la altura que, para una humedad determinada, se traduce en una variación de la densidad con la altura que se encuentra en equilibrio. Cualquier otra distribución de temperatura distinta a la del gradiente adiabático induce la aparición de fuerzas verticales denominadas de flotabilidad, que serán descendentes cuando el gradiente sea mayor, y ascendentes cuando sea menor que el adiabático.

En una atmósfera completamente seca, este gradiente adiabático toma el valor de $10^\circ C/km$. Con humedad, este gradiente cambia en función de la temperatura, siendo $5^\circ C/km$ un valor característico. Se estima que el gradiente medio en la troposfera terrestre es de $6,5^\circ C/km$.

El estado de estabilidad de la atmósfera se puede detectar a través del número de Richardson ([Anderson, 1976](#)) o de la longitud de Obukhov ([Jordan et al., 1999](#)), pero su efecto sobre la difusividad es difícil de formular físicamente. La solución adoptada desde [Anderson \(1968\)](#) es la definición de unos factores correctores empíricos que multiplican al coeficiente de difusividad turbulenta kE_T ([Jordan, 1991](#)). Son numerosos los coeficientes definidos ([Dunne et al., 1976](#); [Anderson, 1976](#); [Oke, 1987](#); [Cline, 1997](#)), todos ellos dentro de un rango poco amplio y con unos resultados similares. En la tabla 2.1 se muestra

³ $z_d + z_0$ es la altura a la que la velocidad horizontal del viento es nula.

	$Ri < 0,0$	$Ri = 0,0$	$0,0 < Ri < 0,2$	$Ri \geq 0,2$
	Inestable	Neutro	Estable	Estable
$\phi =$	$(1 - 16 \cdot Ri)^{0,75}$	1	$(1 - 5 \cdot Ri) \cdot (1 - Ri)$	0

Ri es el número de Richardson según 2.18

Tabla 2.1: Factor de corrección del coeficiente de difusividad turbulenta por estratificación según Anderson (1976).

el valor de Φ correspondiente a los factores Φ_M , Φ_V y Φ_H establecidos por Anderson (1976), con los que se relaciona según la expresión:

$$\Phi = \frac{1}{\Phi_M \cdot \Phi_V} = \frac{1}{\Phi_M \cdot \Phi_H} \quad (2.16)$$

Incorporando este coeficiente corrector a la expresión 2.15, se obtiene una expresión para el cálculo del flujo de vapor de agua E definitiva que incorpora tanto el efecto de la turbulencia como el de la estratificación inestable. No se debe olvidar que esta ecuación representa la solución a una aproximación del problema real, ya que en su definición se han ido incluyendo una serie de hipótesis bastante restrictivas.

$$E = - \left[\frac{0,622 \cdot \rho_a}{p} \cdot \frac{\phi \cdot k^2}{\left(\ln \left(\frac{z_a - z_d}{z_0} \right) \right)^2} \cdot v_a + kE_{E0} \right] \cdot (e_a - e_{sn}) \quad (2.17)$$

El número de Richardson Ri es indicativo del grado de inestabilidad en el que se encuentra un fluido entre dos puntos, pudiéndose calcular según:

$$Ri = \frac{g \cdot \frac{\Delta T_m}{\Delta z}}{\bar{T} \cdot \left(\frac{\Delta \bar{v}}{\Delta z} \right)^2} \quad (2.18)$$

donde g es la gravedad, \bar{T}_m es la temperatura media entre los dos puntos, \bar{T} la temperatura y \bar{v} la velocidad.

A la hora de realizar cálculos del flujo de vapor de agua y evaporación con la expresión 2.17, el coeficiente kE_{E0} que representa la difusividad de la presión de vapor sin viento es despreciado por la mayoría de los autores (Tarboton y Luce, 1996; Cline, 1997; Jordan *et al.*, 1999; Dingman, 2002; Koivusalo, 2002) por comparación de los datos reales medidos con los resultados simulados por sus modelos.

2.4. Transporte del viento V

El viento actuando sobre nieve aún no consolidada puede producir transporte del material superficial entre zonas de erosión y zonas de acumulación. Estas zonas son fácilmente detectables en campo sobre todo durante la fusión. Su principal efecto, por tanto, es la modificación de la distribución espacial de la nieve originada por las condiciones ambientales locales (contempladas en el balance de energía). En principio el

efecto del viento continuo tendería a suavizar el relieve, rellenando las vaguadas y descubriendo las lomas. La realidad muestra que esta interacción es bastante más compleja y determinar *a priori* las zonas de aporte y de ganancia es muy difícil sin una densa red de aparatos de medida, de inviable aplicación salvo quizá en pequeñas extensiones acotadas para investigación.

Para evaluar *a priori* la variabilidad espacial de la distribución de la nieve se han realizado algunos intentos aprovechando la información contenida en los modelos digitales de elevación *MDE*. Aquellos que han tenido sólo en cuenta la radiación (Elder *et al.*, 1991) no llegan a resultados definitivos, porque el transporte por el viento es fundamental en este proceso. Essery (2001) ofrece resultados más prometedores trabajando sobre la relación entre los gradientes del terreno y la distribución espacial del viento superficial. Otros trabajos optan por el cálculo *a posteriori* a través de imágenes de satélite (Cline *et al.*, 1998). Pero sin un modelo de circulación general y un conocimiento de la dinámica del viento al interaccionar con relieve montañoso, es decir, un modelo de viento que sea capaz de pasar de la escala regional $O(km)$ a la escala del transporte de nieve $O(m)$ usando la información de un *MDE*, el cálculo previo arroja resultados poco fiables.

La propuesta más efectiva para estimar la distribución final ha sido apartar el término de transporte de viento en los modelos puntuales de balance de energía para contemplar posteriormente los efectos de la distribución irregular a través de las *curvas de agotamiento* (p.e. Luce y Tarboton, 2000) (capítulo 4), método usado habitualmente en los modelos de base empírica (Martinec *et al.*, 1998; Fontaine *et al.*, 2002). Cabe destacar el planteamiento completamente distinto de Horne y Kavvas (1997) basado en un promedio estadístico en planta de las ecuaciones puntuales en función de la variabilidad espacial de la temperatura y la densidad de la nieve. Sin embargo, llegar a formular esta variabilidad *a priori* no elimina la necesidad de conocer la distribución del viento y la radiación solar.

Otro efecto del viento a tener en cuenta en aquellos lugares donde el transporte sea importante es la evaporación de la nieve durante su transporte a causa del viento que puede tener gran repercusión en las pérdidas finales de nieve por evaporación (Pomeroy y Essery, 1999; Bowling *et al.*, 2004). El cálculo de este efecto requiere especialmente una cuantificación previa del transporte suficientemente precisa (Doorschot, 2002).

2.5. Fusión F

La fusión se produce principalmente en la superficie de la columna de nieve por ser 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.

Con mayor incidencia si cabe que en un suelo, en la capa de nieve existe una gran variabilidad espacial y temporal de las propiedades relacionadas con la permeabilidad. Las velocidades de infiltración y circulación pueden variar en varios órdenes de magnitud para un mismo punto en días durante la fase de mayor metamorfismo de la nieve (Fox

et al., 2005), debido al cambio de densidad y porosidad, a la aparición y desaparición de caminos preferenciales y de capas de hielo más impermeables, . . . A pesar de ser un aspecto de la nieve estudiado desde hace tiempo (Colbeck, 1978) es aún uno de los menos conocidos (Richter-Menge y Colbeck, 1991; Fox *et al.*, 2005), entre otras causas por la complejidad de las propiedades mecánicas y termodinámicas de la nieve, su heterogeneidad a nivel micro y macroscópico, la escala de la evolución temporal de la nieve con cambios estructurales y en sus propiedades muy importantes, y la dificultad del estudio tanto en laboratorio por la imposibilidad de reproducir las condiciones naturales como en campo por la dureza de esas mismas condiciones.

Como simplificación es usual considerar la nieve un medio poroso homogéneo en el que se puede definir una permeabilidad equivalente característica (Colbeck, 1978; Dingman, 2002; Fox *et al.*, 2005). Ya se ha comentado que en su fase de madurez, la columna de nieve es sensiblemente homogénea, por lo cual esta hipótesis cobra más consistencia en los periodos de mayor fusión.

Al despreciar los términos de capilaridad, la ecuación de Darcy se puede simplificar a:

$$v_z = \frac{\rho_{l0} \cdot g}{\mu_w} \cdot k_n \quad (2.19)$$

donde v_z es el flujo vertical de agua infiltrada, ρ_{l0} es la densidad del agua, g la gravedad, μ_a la viscosidad dinámica del agua y k_n la permeabilidad relativa de la nieve, variable con su contenido de agua líquida. Colbeck (1978) realizó un estudio detallado de este problema y demostró que las fuerzas de capilaridad son normalmente despreciables en relación a las fuerzas de gravedad. Los recientes trabajos de Fox *et al.* (2005) basados en medidas con lisímetros, llaman sin embargo la atención sobre la importancia de la capilaridad para intensidades de fusión por debajo de $1 \sim 2 \text{ mm/hr}$, para las cuales no debería ser despreciada.

La incorporación a modelos distribuidos del cálculo puntual del flujo vertical a través de la columna de nieve requiere la resolución en cada punto de la ecuación diferencial del flujo (p.e. modelo SNTHERM, Jordan, 1991), con un gran coste en tiempo de cálculo a pesar de la simplificación de la expresión 2.19. Por ello, para escalas diarias o mayores, en muchos modelos distribuidos este flujo vertical no se resuelve con detalle y se supone que la fusión total calculada por el balance de energía abandonará la columna de nieve en algún momento del día. Albert y Krajieski (1998) proponen una solución analítica aproximada de la expresión 2.19 para facilitar su inclusión en modelos distribuidos.

Aunque la evolución temporal del caudal de fusión obedece a la dinámica de los flujos de energía en la columna de nieve (capítulo 3), se incluyen aquí algunos comentarios que se consideran relevantes para su descripción.

La entrada de energía por radiación solar a la columna de nieve se puede aproximar a una senoide diurna con su máximo a primera hora de la tarde. Durante la mayor parte de los días de primavera la fusión puede asociarse al incremento de energía interna promovida por la absorción de esta radiación de onda corta. Esta energía crea en cada instante un frente de agua fundida que va infiltrándose a través de la columna. La velocidad de infiltración de estos frentes aumenta a medida que la intensidad de fusión crece, lo cual significa que aquellos frentes producidos en la rama creciente de la curva de energía aportada van alcanzando a los liberados con antelación. Esta es la causa de que al dibujar la forma del flujo de agua atravesando la columna de nieve a distintas

profundidades, la forma de senoide que aparece cerca de la superficie se va volviendo más afilada con la profundidad, con una subida brusca del flujo que puede llegar a ser instantánea si la profundidad es suficiente. En cualquier caso el agua fundida en superficie atraviesa una columna de nieve de espesor medio del orden de metros $\sim O(m)$ en un tiempo del orden de horas $\sim O(h)$. El máximo de la onda diaria del flujo se infiltra a una velocidad de $0,2 \sim 0,3 \text{ m/hr}$ dentro de la nieve (Dingman, 2002).

Un fenómeno que puede tener incidencia *a posteriori* sobre la fusión de la nieve es la congelación momentánea o permanente (*permafrost*) del suelo bajo la columna de nieve. Esta congelación inhibe, en general, la infiltración, favoreciendo la escorrentía superficial bajo la nieve y permitiendo la recongelación eventual en zonas de remanso. Durante un evento de lluvia, cuanto mayor sea el porcentaje de suelo congelado en la cuenca, más rápido ocurrirá el máximo del hidrograma asociado y mayor será el volumen total de escorrentía (USACE, 1998). En cuencas donde este fenómeno sea importante, el modelo que simule el comportamiento hidrológico de la nieve debería hacer un seguimiento del porcentaje de suelo congelado en cada momento (Cherkauer *et al.*, 2002). En Sierra Nevada, la fuerte alteración sufrida por los micaesquistos que conforman el macizo, debida a la acción glaciaria por encima de los 2200 metros, provoca que un material en principio poco permeable, se encuentre tan fracturado que incluso esté libre de la fracción fina. La presencia de este material coincide con la zona de nieve persistente, lo que favorece la infiltración del agua de fusión. Por ello, el fenómeno de congelación del suelo y sus efectos negativos sobre la infiltración del agua de fusión puede ser despreciado en este caso.

2.6. Conclusiones

Tras establecer la ecuación de balance de masa en un modelo 1-D de la capa de nieve, se han expresado cada uno de los flujos que intervienen en el balance, comentando los aspectos más influyentes en su cuantificación y las hipótesis adoptadas tras esa formulación.

Por las razones expuestas en cada punto, y dadas las características de la zona en estudio, Sierra Nevada, el balance de masas se planteará en este trabajo a partir de los términos R , E y F , por la imposibilidad práctica de la cuantificación de V , y teniendo en cuenta que:

- Se incluye la fase en que se produce la precipitación R .
- Se desprecia el término de difusión molecular del vapor de agua frente al de difusión turbulenta y estratificación en el cálculo de E .
- Se admite que el agua de fusión puede abandonar el volumen de control sin limitación por congelación del suelo subyacente en el cálculo de F .

Capítulo 3

Balance de energía

La fusión de la nieve es el resultado de la interacción entre ciertos flujos de energía conocidos y cuantificables entre la atmósfera, la nieve y el suelo subyacente. Estos flujos externos a la unidad columna de nieve, junto con la posterior transmisión interna del calor dentro de la misma de la manera explicada en la sección 1.6 (basada en distintos fenómenos según la fase de la fusión en la que se encuentre) 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 (USACE, 1998).

3.1. Transporte de energía térmica

Existen tres mecanismos de transporte de energía térmica: conducción, convección y radiación. Son varios los flujos de calor que entran y salen de la columna de nieve haciendo uso de cada uno de estos tres mecanismos de distinta forma para aumentar o disminuir respectivamente la energía interna global de la misma.

La conducción es la difusión de la energía térmica a través de las moléculas, sin transporte de las mismas, proporcionalmente a la diferencia de temperatura de los cuerpos en contacto. En la capa de nieve existe conducción interna en su matriz trifásica y conducción a través de sus contornos: superficie, fondo y paredes laterales. El flujo de calor por conducción es en general bajo con respecto al resto de flujos, y sólo la conducción entre el fondo de la columna y el suelo subyacente G suele ser considerada en el balance de energía de aquella por su mayor importancia relativa.

La convección es el transporte advectivo de calor, asociado por tanto a un transporte directo de masa. Cada flujo de agua en la columna de nieve (capítulo 2) conlleva un flujo de calor, que se puede determinar conociendo la energía interna por unidad de masa respectiva.

Existe un último fenómeno convectivo debido al movimiento ya no del agua, sino del aire de la atmósfera que en su contacto con la superficie de nieve provoca el intercambio de calor atmósfera-columna de nieve. El intercambio de calor sensible H es un fenómeno que se basa en la difusión de la energía térmica potenciada por fenómenos turbulentos entre la superficie de la nieve y la atmósfera.

Un último mecanismo de transporte de energía térmica es la radiación. Cualquier cuerpo a una temperatura por encima del cero absoluto irradia energía térmica siguiendo

la ley de Stephan-Boltzmann, con una longitud de onda proporcional a su temperatura. El gran emisor de radiación por excelencia es el sol, que emite una energía radiante comprendida mayoritariamente entre las longitudes de onda de 0,3 y 3 μm . Por ello, dentro del balance de energía de la columna de nieve, a esta radiación se la denomina de onda corta K .

Pero el sol no es el único elemento radiante. Las nubes, la vegetación, el suelo e incluso la propia nieve, por tener todos ellos una temperatura similar irradian en longitudes de onda parecidas, en torno a los 11 μm , radiación que se denomina de onda larga L . La emisión de radiación tiende a equilibrar la temperatura de un cuerpo con su entorno (nieve, árboles, atmósfera, . . .) a una velocidad de enfriamiento (o calentamiento) aproximadamente proporcional a la diferencia de temperatura, según la ley de enfriamiento de Newton.

De igual modo a como sucedía con el intercambio de calor sensible y con la conducción por contacto con el suelo, las radiaciones de onda corta y larga suponen un aporte de energía térmica a la columna sin movimiento de la masa constituyente de la misma, por lo que entran a formar parte del primer término de la expresión 1.4.

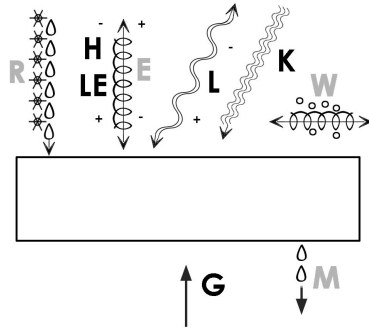


Figura 3.1: Flujos de masa (gris) y energía (negro) actuantes sobre la columna de nieve.

3.2. Ecuación de balance de energía

Conocidos los flujos de masa Φ_m y energía Φ_u , se puede plantear la ecuación de balance de energía sobre el volumen de control *columna de nieve*, definido en el apartado 1.4.1, de acuerdo a la expresión 1.4. Los flujos de energía que actúan sobre las superficies de la columna de nieve son los descritos en el punto anterior y aparecen representados en la figura 3.1. Su integración sobre la superficie de actuación permite definir el flujo de energía no asociado a flujo de masa:

$$\begin{aligned} \int_{S_n} \Phi_u \cdot dS_n &= (K + L + H + G) \cdot S \\ &= K + L + H + G \end{aligned} \tag{3.1}$$

donde Φ_u es el flujo energético positivo hacia el interior de la columna de nieve, K la radiación de onda corta del sol, L la radiación de onda larga de la atmósfera y la nieve, H el intercambio de calor sensible superficie-atmósfera favorecido por los fenómenos

turbulentos en esta última y G la conducción térmica suelo-columna de nieve. La superficie S sobre la que todos estos flujos están aplicados es la cara superior (inferior en el caso de G) de la columna de nieve, que por la propia definición de la columna tiene un valor de 1.

A su vez, el flujo advectivo de energía asociado a los flujos de agua a través de la superficie del volumen de control definidos por la ecuación 2.1, se expresa como:

$$\begin{aligned} \int_{S_n} \Phi_m \cdot u_m \cdot dS_n &= (R \cdot u_R - E \cdot u_E + V \cdot u_V - F \cdot u_F) \cdot S \\ &= U_R - U_E + U_V - U_F \end{aligned} \quad (3.2)$$

donde aparecen unos nuevos términos correspondientes a la energía interna específica (por unidad de masa) u_{Φ_m} y a la energía interna total U_{Φ_m} de cada uno de los flujos de masa considerados.

Sustituyendo las expresiones 3.1 y 3.2 en 1.4 se obtiene la ecuación final del balance de energía sobre la columna de nieve:

$$\frac{d(m_n \cdot u_n)}{dt} = \frac{dU_n}{dt} = K + L + H + G + U_R - U_E + U_V - U_F \quad (3.3)$$

siendo u_n la energía interna específica y U_n la energía interna total de la columna de nieve.

3.3. Radiación de onda corta K

No toda la intensidad de la radiación solar o de onda corta incidente sobre la superficie de la columna de nieve K_i^\downarrow es absorbida por la misma. Parte de esta radiación es reflejada por la nieve y devuelta a la atmósfera en virtud de su reflectividad r o albedo α .

El albedo es una propiedad característica de los materiales en un instante dado. En el caso de la nieve sus cambiantes propiedades superficiales hacen que el albedo decrezca con el paso del tiempo. Valores de albedo para la nieve recién caída de 0,90 se convierten en 0,45 en una nieve antigua y madura, lo cual quiere decir que refleja mucha menos energía del sol y, por absorber el resto, se calienta más. Los cambios en la nieve que hacen disminuir su reflectividad son, principalmente, el crecimiento del tamaño de grano y la acumulación en superficie de impurezas y del agua de fusión (USACE, 1956).

El flujo de radiación de onda corta incidente K_i^\downarrow menos el reflejado K_r^\uparrow determina el flujo de energía de onda corta K que entra en la columna de nieve. La radiación reflejada queda directamente relacionada con la incidente por medio del albedo α :

$$K = K_i^\downarrow - K_r^\uparrow = K_i^\downarrow \cdot (1 - \alpha) \quad (3.4)$$

El concepto de índice de claridad IC , que se recoge con detalle en el apartado A.5.4, puede ayudar a calcular de manera simplificada la radiación incidente en una

localización dada, a partir de la radiación solar extraterrestre K_{ext} (radiación recibida por una superficie horizontal en la misma latitud y longitud en ausencia de atmósfera). Si se suponen conocidos los efectos de la orientación, pendiente, vegetación y sombras arrojadas, e incluidos en el índice de claridad, esta radiación K_i^\downarrow se puede expresar como:

$$K_i^\downarrow = K_{ext} \cdot IC \quad (3.5)$$

K_{ext} es fácil de deducir teóricamente a través de la expresión A.17. El índice de claridad está definiendo la fracción de esa radiación solar máxima teórica que efectivamente está alcanzando la superficie en un lugar determinado, y cuyo principal factor de variabilidad es la nubosidad (ver anejo A).

La radiación de onda corta tiene una penetración máxima en la nieve. Dingman (2002) propone valores de 10 cm para esta penetración, mientras que Anderson (1968) indica que el 80 % de la radiación solar es absorbida en los primeros 5 ~ 15 cm de la capa de nieve, dependiendo de su densidad. Esto significa, por un lado, que esta energía puede penetrar los primeros centímetros de la columna de nieve, no siendo necesariamente transmitida por conducción. Eso favorece la homogeneidad de los primeros centímetros de nieve, pudiendo hablarse con propiedad de una capa *superficie de la nieve* con un espesor de 1 dm como orden de magnitud. Por otro lado, para espesores de nieve 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.

Medición

La intensidad de la radiación de onda corta se mide con unos sensores llamados piranómetros. El flujo de energía de onda corta absorbida por la nieve K puede ser directamente deducido a partir de la diferencia entre la intensidad incidente y la reflejada, medidas con sendos piranómetros, uno apuntando hacia la bóveda celeste y otro hacia la superficie de nieve. El mecanismo es sencillo, y el único inconveniente para la perfecta determinación de este flujo de energía sobre la nieve viene de la mano de la falta de medidas.

Lo más habitual es disponer tan sólo de registros de la radiación incidente. En este caso la radiación reflejada puede aún estimarse como una proporción de la radiación incidente a partir de la reflectividad o albedo de la superficie de nieve.

Aun en el caso más desfavorable de no disponer de medidas ni de radiación incidente ni reflejada, se puede aprovechar el hecho de que el valor de la radiación solar incidente sobre la superficie de la Tierra en un día claro y despejado se puede estimar con una aceptable aproximación. Es simplemente función de unas variables geométricas del punto de incidencia (distancia al sol, declinación, latitud, y orientación). Pero la concentración de partículas en la atmósfera, las sombras del relieve circundante, la vegetación sobre la nieve y, sobre todo, la nubosidad, son circunstancias particulares cambiantes que complican su estimación. En este sentido el uso de la teledetección y del tratamiento de la información a través de MDE resulta de gran utilidad para la obtención de las

medidas que muchas veces no se poseen, y parece que deberán serlo aún más en el futuro.

Por todo esto en el anejo A se aborda con exhaustivo detalle la manera de estimar teóricamente la radiación solar incidente máxima. Con él se pretende responder ante el interés que este valor tiene, tanto de cara a la propia estimación de la radiación cuando no existen medidas directas, como para su aprovechamiento como estimador de la nubosidad a través del índice de claridad cuando sí existe.

3.4. Radiación de onda larga L

Emisión de radiación

Todo cuerpo con una temperatura interna mayor que el cero absoluto, emite una radiación. Esta radiación tiende a igualar la temperatura de cualquier cuerpo con la del entorno que le rodea. Cuando el cuerpo en cuestión no es un emisor perfecto como lo es el cuerpo negro, la intensidad de radiación emitida es, para cada longitud de onda del espectro, una fracción de la correspondiente al cuerpo negro a igual temperatura. Esa fracción se denomina *emisividad* ε , depende de las propiedades físicas del cuerpo y se describe según la Ley de Kirchoff. Esta emisividad, como se ha dicho, no tiene porqué ser constante en todo el espectro y de hecho, para la mayor parte de los cuerpos reales, no lo es. Se denomina *cuerpo gris* a aquel cuerpo cuya emisividad se mantiene constante para cualquier longitud de onda. En muchos casos es conveniente caracterizar un cuerpo de emisividad variable con una emisividad constante que corresponda a la del intervalo de longitudes de onda que comprenda el máximo de energía radiada, que suele coincidir igualmente con el máximo de emisividad. Es lo que se conoce como *aproximación de cuerpo gris* para cuerpos reales.

Por su relación de proporcionalidad con la radiación emitida por un cuerpo negro sigue siendo válida la ley de Wien (expresión A.2) para determinar la longitud de onda de máxima intensidad de radiación. En la tabla 3.1 se recoge la emisividad de ciertos cuerpos y elementos naturales y artificiales.

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

Tabla 3.1: Emisividad de ciertas sustancias típicas.

La radiación que incide sobre un cuerpo puede ser reflejada, absorbida o transmitida. Estos tres caminos definen sendos coeficientes del cuerpo que se formulan como la proporción de la radiación total que sigue cada uno de ellos para cada longitud de onda. La suma de los coeficientes, denominados respectivamente *reflectividad* r , *absortividad* a y *transmisividad* τ debe ser por tanto la unidad (en cada longitud de onda):

$$r + a + \tau = 1 \tag{3.6}$$

Existe una relación directa entre la reflectividad y la emisividad de la forma:

$$\varepsilon = 1 - r \quad (3.7)$$

De las relaciones anteriores se puede deducir que en un cuerpo completamente opaco:

$$\begin{aligned} \tau &= 0 \\ \varepsilon &= 1 - r = a \end{aligned} \quad (3.8)$$

Esto implica que un cuerpo opaco (de transmisividad nula) que sea buen emisor para determinada longitud de onda (o determinada temperatura equivalente según A.2) es igualmente buen absorbedor de la radiación que alcance su superficie con esa longitud de onda.

Emisión de onda larga

La nieve, a su temperatura característica de 0°C , radia energía con un máximo para una longitud de onda igual a $10,6 \mu\text{m}$ en virtud de la ley del desplazamiento de Wien. A su vez recibe la energía emitida en forma de radiación por los elementos atmosféricos, la vegetación y el terreno circundantes, a una temperatura y longitud de onda similar. A la radiación emitida con longitudes de onda entre 4 y $20 \mu\text{m}$ (por encima del intervalo de longitudes de onda significativas de la radiación solar) se la denomina *radiación de onda larga*. El principal elemento emisor de radiación de onda larga con incidencia sobre la nieve es la atmósfera, y dentro de ella son concretamente las moléculas de dióxido de carbono y de vapor de agua las responsables de la mayor parte de esta emisión.

Esta radiación de onda larga es importante en el balance energético de la nieve a causa de la elevada emisividad (lo que equivale a decir absorptividad) de la misma para estas longitudes de onda, tal y como se refleja en la tabla 3.1. La emisividad de 0,99 que allí se recoge está indicando que la nieve retiene prácticamente toda la radiación de onda larga incidente, a la vez que emite toda la energía radiante posible en virtud de su temperatura, comportándose en definitiva como un cuerpo negro en este intervalo. Su comportamiento es opuesto en la banda de radiación de onda corta, lo cual queda de manifiesto por el intenso color blanco a la vista humana que está indicando una reflexión de la mayor parte de la radiación solar incidente. Otra manera de enfocar esta alta emisividad es afirmando que la nieve intercambia energía radiante con cuerpos con una temperatura similar a la suya con mucha facilidad.

Integrando la ecuación A.7 en todo el espectro, se puede deducir el flujo de energía total W_{cn} emitida por un cuerpo negro a una temperatura T , lo que se conoce como *Ley de Stefan-Boltzmann*:

$$W_{cn} = \frac{2 \cdot \pi^5 \cdot k^4}{15 \cdot h^3 \cdot c^2} \cdot T^4 = \sigma \cdot T^4 \quad (3.9)$$

donde σ es conocida como la constante de Stefan-Boltzmann y se deduce del resto de constantes ya definidas en la expresión A.7. Su valor es de $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}^4$.

Cuando el emisor de radiación no se comporta como un cuerpo negro pero en virtud de la aproximación de cuerpo gris puede ser caracterizado con una única emisividad, el flujo total W_{cg} que es capaz de irradiar se define como:

$$W_{cg} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (3.10)$$

Flujo neto en la nieve

De acuerdo a todo lo anteriormente expuesto, se puede expresar el flujo neto de radiación de onda larga en la columna de nieve L como la diferencia entre el flujo incidente procedente de la atmósfera L_{at}^{\downarrow} y el emitido por la propia nieve L_n^{\uparrow} :

$$L = L_{at}^{\downarrow} - L_n^{\uparrow} = \varepsilon_{at} \cdot \sigma \cdot T_{at}^4 - \varepsilon_n \cdot \sigma \cdot T_n^4 \quad (3.11)$$

siendo ε_{at} la emisividad efectiva y T_{at} la temperatura efectiva en K del conjunto de atmósfera, vegetación y terreno circundante, σ la constante de Stefan-Boltzman y T_n la temperatura en K de la superficie de nieve. La emisividad de la nieve ε_n se puede aproximar a 1.

En este balance se puede incorporar la radiación emitida por el terreno circundante L_t^{\downarrow} cuando la topografía sea suficientemente montañosa como para ocultar porciones importantes del cielo (Plüss y Ohmura, 1997). La emisividad de este terreno adyacente dependerá de la presencia o no de nieve en él, situaciones entre las que se plantearía una gran variación en el valor este parámetro.

Este término L del balance de energía es el principal responsable del enfriamiento de la nieve y del establecimiento de un ciclo diario de recongelación nocturna que sigue a la fusión diurna. Cuando los flujos entrantes dominantes, debidos a la radiación solar y a la temperatura de la atmósfera, desaparecen o reducen su intensidad por la noche, la radiación de onda larga domina el balance de energía. En noches despejadas y frías el flujo de energía saliente es muy importante con valores típicos de -150 W/m^2 , pudiendo hacer descender la temperatura de la nieve varios grados por debajo de la temperatura atmosférica. Con cielos cubiertos, sin embargo, la temperatura de la nieve tenderá a la atmosférica, por lo que será esta la que decida el signo del flujo de radiación.

Aunque el intercambio energético de radiación de onda larga es un fenómeno superficial, existe, de igual forma que ocurría con la radiación de onda corta, cierta penetración de la misma en el interior de la capa de nieve. En el caso de la onda larga esta penetración es un orden de magnitud menor que en el caso de la onda corta. Jordan (1991) indica que la radiación infrarroja penetra unos $5 \sim 8 \text{ mm}$ en la superficie de la nieve.

Emisividad de la atmósfera

El flujo de radiación de onda larga incidente sobre la nieve L_{inc} puede ser medido directamente por medio de pirgeómetros o medida conjuntamente con la radiación solar con radiómetros. Ante la falta habitual de este tipo de medidas se hace necesario realizar estimaciones del valor de ε_{at} . La emisividad efectiva incidente está influida por una serie de términos que varían entre cada punto de control, y que incluyen los inducidos por la

vegetación y el terreno circundantes. Pero con el fin de obtener una expresión general de la emisividad, estos se suelen apartar para dejar sólo presente el término debido a la atmósfera.

La emisividad de la atmósfera depende de la concentración de las partículas que contiene, principalmente de la concentración de dióxido de carbono y vapor de agua. La mayor variabilidad de la concentración de vapor de agua en forma de nubosidad, aconseja simplificar aún más el problema y calcular la emisividad de la atmósfera para el caso de un cielo totalmente despejado ε_{cs} en primer lugar. Son muchas las expresiones empíricas propuestas para su cálculo desde los primeros trabajos de [Ångström \(1918\)](#) y [Brunt \(1932\)](#). Entre ellas destaca [Brutsaert \(1975\)](#) al abordar el problema desde un punto de vista más físico; según [Kustas *et al.* \(1994\)](#) es, en principio, la expresión más adecuada para zonas de alta montaña, a pesar de que tienda a infravalorar la emisividad de acuerdo a las medidas disponibles. La realidad es que estas mediciones comparativas siempre se suelen efectuar en zonas llanas a nivel del mar o valles donde la emisividad global es mayor que en zonas de alta montaña, compensándose ambos efectos. La validez de esta fórmula, junto con la histórica de [Brunt \(1932\)](#), también es destacada por encima de otras más actuales por [Iziomon *et al.* \(2003\)](#), basándose en un estudio detallado de emisividades reales y simuladas tanto en zonas bajas como de montaña. Dado el bajo consenso que las fórmulas definidas hasta ahora despiertan en función de los datos de calibración escogidos, siguen apareciendo con frecuencia nuevas expresiones para ε_{cs} , entre las que cabe hacer una mención a la de [Prata \(1996\)](#). La expresión de la emisividad atmosférica para cielos despejados ε_{cs} dada por [Brutsaert \(1975\)](#) es:

$$\varepsilon_{at}^{cs} = 1,72 \cdot \left(\frac{e_{at}}{T_{at}} \right)^{1/7} \quad (3.12)$$

donde la presión de vapor atmosférica e_{at} se expresa en kPa y la temperatura atmosférica T_{at} en *kelvin*, midiéndose ambas variables en las cercanías del suelo. Sólo con estos dos parámetros meteorológicos ya es posible captar la variabilidad principal en la concentración de dióxido de carbono y vapor de agua en un día despejado.

Desde el punto de vista de la emisividad efectiva de la atmósfera, la aparición de nubes no sólo la afecta por el aumento de la cantidad de vapor de agua en la misma, sino por la formación de nuevos cuerpos definidos (nubes) con una emisividad propia muy alta. El propio [Brutsaert \(1982\)](#) propone un coeficiente de mayoración de la emisividad que permite extender la expresión 3.12 para el caso de cielos cubiertos. Esta expresión ha sido comprobada con valores experimentales y adoptada en modelos por varios autores ([Kimball *et al.*, 1982](#); [Kustas *et al.*, 1994](#)):

$$\varepsilon_{at} = \varepsilon_{at}^{cs} \cdot (1 + 0,22 \cdot N^2) \quad (3.13)$$

siendo N el índice de nubosidad (ver anejo [A.5.3](#)) y 0,22 un valor medio de un coeficiente que en realidad debería variar según el tipo de nubes presentes. Para la determinación de esta fracción es de aplicación todo lo comentado en el punto [A.5](#) donde se trata la relación de la nubosidad con la onda corta. El gran inconveniente es de nuevo la no disponibilidad de registros continuos y fiables de nubosidad.

El flujo de radiación de onda larga sobre la nieve, como se deduce de la expresión

3.11, es muy sensible al valor de emisividad atmosférica ε_{at} y por tanto al del índice de nubosidad N . Sólo la presencia de nubosidad puede provocar cambios importantes en el flujo de onda larga e incluso hacer variar su signo, modificando por completo el balance energético. Cuando no existen medidas directas, esta emisividad debe estimarse. Pero su parametrización es complicada, lo que se refleja en la gran variedad de expresiones propuestas para su cálculo sin que ninguna destaque especialmente sobre las demás (Pirazzini *et al.*, 2000; Iziomon *et al.*, 2003). Así, la fórmula de König-Langlo y Augstein (1994), usada por Jordan *et al.* (1999) en el modelo SN THERM, calcula la emisividad a partir de un valor mínimo de 0,765. La fórmula de Brutsaert (1982) (3.12 y 3.13), sin embargo, ofrece valores de emisividad menores de 0,60 en días fríos, despejados y de baja humedad relativa, que no son extraños en la vertiente sur de Sierra Nevada. A su vez, las medidas tomadas por Frigerio (2004) en altura, a $\sim 2300 m$, arrojan valores de emisividad nocturna en torno a 0,70 con cielos despejados, y nunca bajando de 0,66. Como se ve, la dispersión es significativa. Con nubosidad, la emisividad se puede aproximar prácticamente a 1, y así lo reflejan todos los modelos y los datos medidos.

Efecto de la vegetación

La vegetación, al igual que las nubes, actúa como cuerpo negro para la nieve cercana, radiando en una temperatura aproximadamente igual a la atmosférica. En el caso de los árboles su efecto sobre la nieve es mayor, ya que por su bajo albedo captan muy bien la radiación solar, calentándose, y distribuyendo posteriormente parte de ese calor a la nieve circundante en forma de radiación de onda larga. Dingman (2002) incorpora de manera simple la influencia de la vegetación a partir de un factor de oscurecimiento del cielo por la misma, que hace aumentar la emisividad proporcionalmente a su valor. En realidad, el cálculo de la acumulación y fusión de la nieve en bosques añade complejidad en muchos términos del balance de masa y energía, y requiere estudios más profundos y específicos, como aparecen en Koivusalo (2002) o Koivusalo y Kokkonen (2002). Esto es necesario en regiones como las escandinavas a las que se refieren estos trabajos (así como en el norte de Europa y Asia, Canadá, . . .) donde las extensiones de bosque nevado son predominantes. En Sierra Nevada y en la alta montaña en general, la vegetación es dispersa y escasa si no inexistente, permitiendo en parte obviar el estudio de los procesos de la nieve en bosque.

3.5. Intercambio de calor sensible nieve-atmósfera H

El fenómeno de transmisión de calor entre la superficie de la nieve y la atmósfera se puede abordar como un problema de difusión del calor sensible modulado por el movimiento vertical del aire en la atmósfera. Este movimiento es debido a fuerzas de flotabilidad que aparecen en los fenómenos de turbulencia y estratificación inestable en el fluido atmosférico.

Los mecanismos que controlan esta difusión son idénticos a los que controlan la evaporación, entendida como difusión del vapor de agua, y que se tratan con detalle en la sección 2.3. La única diferencia entre ambos se encuentra en la ecuación de partida donde se define la magnitud difundida, que en un caso es vapor de agua y en otro calor sensible Q_S . Por ello, la ecuación inicial de la difusión, la equivalente a la expresión 2.9

de la evaporación, es:

$$H = -k_d \cdot \rho_a \cdot c_{e_a} \cdot \frac{dT}{dz} \quad (3.14)$$

donde H es el flujo de calor sensible, k_d es el coeficiente de difusión, ρ_a es la densidad del aire, que se puede aproximar a $1,29 \text{ kg/m}^3$ y c_{e_a} es el calor específico del aire, del cual un valor representativo puede ser $1010 \text{ J/kg} \cdot \text{K}$.

Aplicando las mismas consideraciones hechas en el caso de la difusión de vapor de agua:

- separación entre difusión en reposo y turbulenta
- similitud de la difusión turbulenta con la de la cantidad de movimiento
- perfil logarítmico, en este caso de temperaturas, bajo turbulencia
- efectos de la estratificación inestable incorporados a la turbulencia por medio de los mismos factores de corrección, como los descritos en la tabla 2.1

se obtiene una expresión para el flujo de calor sensible H equivalente a la deducida para el flujo de evaporación (expresión 2.17):

$$H = \left[\rho_a \cdot c_{e_a} \cdot \frac{\phi \cdot k^2}{\left(\ln \left(\frac{z_a - z_d}{z_0} \right) \right)^2} \cdot v_a + kE_{H0} \right] \cdot (T_{at} - T_{sn}) \quad (3.15)$$

donde H es el flujo de calor sensible entrante en la columna de nieve, kE_{H0} es el coeficiente de difusividad del calor sensible en ausencia de viento, T_{at} la temperatura superficial de la atmósfera, T_{sn} la de la superficie de la nieve y el resto de términos los mismos descritos para la expresión 2.17.

Al contrario de lo que sucedía para el flujo de evaporación, el término kE_{H0} no puede ser despreciado *a priori*. Tarboton y Luce (1996), Cline (1997) y Dingman (2002) sí lo obvian en sus formulaciones, pero Jordan (1991), Jordan *et al.* (1999) y Koivusalo (2002) llaman la atención sobre su importancia y le adjudican un valor incluso mayor al predicho por la teoría en virtud de sus mediciones. Jordan *et al.* (1999), que estiman un valor entre $0,5 \sim 1 \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}$ (para balance de energía sobre hielo, cerca del Polo Norte), inciden en la necesidad de un estudio futuro más profundo sobre este parámetro en el entorno del problema de la capa límite atmosférica.

Si z_a toma el valor de 2 m , una altura estándar para las observaciones de las variables climatológicas en superficie, z_d puede ser despreciado por su pequeño valor en comparación con z_a . En cuanto a la altura de rugosidad sobre la nieve desnuda z_0 , sin vegetación, Anderson (1976) recoge un intervalo de medidas entre $0,1 \sim 38 \text{ mm}$, algo extenso, pero lo limita a 5 mm durante la época de fusión. Dingman (2002) recorta ese intervalo a $0,5 \sim 5 \text{ mm}$, y Jordan *et al.* (1999) utilizan el valor de 1 mm para las superficies polares de hielo.

3.6. Intercambio de calor sensible suelo-nieve G

G representa el término de intercambio de calor entre la capa de nieve y la capa más superficial del suelo, en contacto con ella. Hay mucha incertidumbre en torno a este flujo de energía. Tan sólo al inicio de la acumulación de nieve, cuando el suelo aún posea algún calor residual, puede tener influencia significativa en la fusión de las primeras precipitaciones de nieve. Una vez desarrollada la capa de nieve rápidamente se debe alcanzar el equilibrio térmico en el sistema.

Aunque en ocasiones sólo se menciona el término de calor sensible como el responsable del intercambio energético suelo-nieve (Dingman, 2002), el enfriamiento del suelo se puede producir mucho más rápidamente gracias al término asociado al flujo de fusión F . Durante esas primeras fusiones se está aportando al suelo un líquido con déficit energético respecto a aquel. Este intercambio no pertenece al balance de energía del volumen de control propuesto, pero determina el contenido energético del suelo. Por ello en los modelos más detallados se debe incorporar en la simulación la primera capa de suelo (Jordan, 1991; Koivusalo, 2002).

Al final de la fusión el suelo vuelve a cobrar mayor importancia. Cuando por la heterogeneidad del proceso empiecen 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), el suelo absorberá radiación de onda corta, calentándose. Al transmitir ese calor a la nieve desde abajo por intercambio sensible o radiación, acelera la fusión en las etapas finales de la misma.

En el caso concreto de Sierra Nevada, dentro de la zona con presencia de nieve, la altura no favorece el desarrollo de vegetación arbórea, pero en su lugar sí aparecen grandes extensiones cubiertas con un manto continuo de piornal. Esta vegetación arbustiva muy resistente a la meteorología adversa es baja, dura y muy densa, y actúa como una alfombra que impide el contacto de la nieve con el suelo. Su resistencia le hace capaz de soportar el peso de la nieve sobre ella, que no suele superar los 1 ~ 2 *m* de espesor allá donde este arbusto se desarrolla. Al mantener una capa de aire de 20 ~ 30 *cm* entre el suelo y la nieve, aparte de conseguir su supervivencia, está creando una capa muy aislante entre ambos. En esta situación el intercambio de calor sensible es prácticamente nulo, lo cual no evita que el suelo se enfríe con el agua de fusión y, en menor medida, la nieve se caliente por radiación.

3.7. Calor Advectivo: U_R, U_V, U_E, U_F

Cada uno de los transportes de masa enumerados en el capítulo 2 lleva asociado un calor advectivo que se define para cada uno de ellos en función de la fase, y de la temperatura origen y final.

3.7.1. Calor asociado a la precipitación U_R

El flujo de calor asociado a la precipitación U_R es:

$$U_R = R \cdot u_R \tag{3.16}$$

siendo R el flujo de precipitación y u_R su energía interna específica, es decir, por unidad

de masa. u_R es función directa de su temperatura y fase. Será positiva para el caso de lluvia líquida y negativa para el caso de lluvia sólida:

$$u_R = \begin{cases} c_{e_l} \cdot \Delta T_R & \text{si R líquida, } T_R \geq 0^\circ C \\ c_{e_h} \cdot \Delta T_R - L_f & \text{si R sólida, } T_R \leq 0^\circ C \end{cases} \quad (3.17)$$

donde ΔT_R es el incremento de la temperatura de la precipitación T_R con respecto a la temperatura de referencia ($0^\circ C$), c_{e_l} es el calor específico del agua, c_{e_h} el calor específico del hielo (ambos para una temperatura que se puede aproximar a $0^\circ C$) y L_f el calor latente de fusión del hielo (ver tablas 1.1 y 1.2 para obtener sus valores). No hay que confundir la temperatura de la lluvia T_R con la temperatura atmosférica en superficie T_{at}^{2m} . En general, al no existir datos referentes a la temperatura de la precipitación, hay que asumirla igual a la de la atmósfera medida en superficie o disminuida en un valor constante TRn_0 , de modo que:

$$T_R = T_{at}^{2m} - TRn_0 \quad (3.18)$$

Esta temperatura TRn_0 debe su nombre a que sería aquella a la que la precipitación ocurriría en forma de nieve, por ser en ese caso su temperatura igual a $0^\circ C$ según 3.7.1.

El poder de fusión de la lluvia líquida no es muy grande debido a su bajo contenido energético en comparación 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. El balance de energía determinará el aporte energético de una precipitación líquida y el flujo de fusión asociado. Como ejemplo, se puede decir que una lluvia de 100 mm a una temperatura de $10^\circ C$ constituye un aporte positivo de energía para la capa de nieve igual a:

$$Q = c_{e_l} \cdot (\rho_{l0} \cdot R) \cdot \Delta T = 4200 \cdot (1000 \cdot 0,1) \cdot 10 = 4,2 \cdot 10^6 \text{ J/m}^2 \quad (3.19)$$

ρ_{l0} es la densidad del agua, c_{e_l} el calor específico del agua a $10^\circ C$ (interpolable a partir de los valores de la tabla 1.1), R la precipitación y ΔT la temperatura sobre $0^\circ C$. El calor aportado por esta lluvia no es importante en sí. Según el ejemplo expuesto en la expresión 1.12 esta energía coincide con el total de energía absorbida por una nieve madura durante un día soleado de principios de primavera a 37° de latitud y por sí sola sería capaz de fundir la siguiente cantidad de nieve en su punto de madurez:

$$EA = \frac{Q}{\rho_a \cdot L_f} = \frac{4,2 \cdot 10^6}{1000 \cdot 333,5 \cdot 10^3} = 0,0126 \text{ m} \quad (3.20)$$

donde L_f es el calor latente de fusión del agua (tabla 1.1) y EA el equivalente de agua de nieve que puede ser fundida. Frente a los 100 mm de precipitación este valor es pequeño, pero son los efectos asociados a esta precipitación (incremento de 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 de 8 m/s los fenómenos de difusión turbulenta ya han pasado a dominar los procesos de fusión, y es en ese momento cuando la combinación de lluvia, temperatura y viento se convierte en un peligro potencial de riadas. La ocurrencia de precipitaciones cálidas

sobre nieve no son, sin embargo, frecuentes salvo quizá en casos como el estudiado por [van Heeswijk *et al.* \(1996\)](#): zonas costeras por encima de 44° de latitud donde la nieve se mantiene por debajo de los 1000 m y los cambios de temperatura pueden ser bruscos.

3.7.2. Calor asociado al transporte por el viento U_V

De igual manera al caso anterior:

$$U_V = V \cdot u_V \quad (3.21)$$

donde U_V es el flujo advectivo de energía con el transporte por viento, V el flujo de masa saliente o entrante asociado a ese transporte, y u_V la energía interna de la unidad de masa de nieve transportada. Como se comentó al hablar del transporte por el viento, la nieve transportada no está aislada, sino que sufre intercambios energéticos durante su transporte. Además, las condiciones de turbulencia que rodean este transporte favorecen este intercambio, que puede resultar en un cambio de energía interna o incluso en una evaporación. La cuantificación de estos procesos es una tarea realmente complicada y que dificulta mucho el correcto ajuste del balance de masa y energía en aquellos lugares donde su efecto sea importante.

3.7.3. Calor asociado a la evaporación U_E

La energía saliente en forma de flujo advectivo con la evaporación U_E es igual al flujo de evaporación E por la energía interna de la unidad de masa evaporada u_E .

$$U_E = E \cdot u_E \quad (3.22)$$

E se calcula mediante la expresión 2.17 como resultado de la difusión del vapor de agua. u_E corresponde con la energía interna del vapor de agua a la temperatura de la superficie de la nieve (estado energético del vapor de agua en la zona de equilibrio termodinámico sobre la nieve), que es:

$$u_E = L_v + c_{ev} \cdot \Delta T_v \quad (3.23)$$

siendo ΔT_v es el incremento de la temperatura del vapor de agua T_v con respecto a la temperatura de referencia (0°C), L_v el calor latente de vaporización¹ y c_{ev} el calor específico del vapor de agua, según se definieron en el apartado 1.5 y en las tablas 1.1 y 1.2. La temperatura del vapor de agua T_v que abandona la zona de equilibrio termodinámico es igual al de la superficie de la nieve T_{sn} (apartado 2.3.1).

¹La fase en la que se encuentre la superficie de la nieve, sólida o líquida, no es importante para el cálculo de u_E , ya que este término simplemente representa la energía interna de una unidad de masa de agua (en este caso en fase vapor) en relación a la energía de referencia, para la cual se ha tomado la del agua líquida a 0°C . Si como energía de referencia se toma la del hielo a 0°C , como hacen [Tarboton y Luce \(1996\)](#) en su modelo *UEB*, entonces el calor latente a considerar en la expresión 3.23 sería el de sublimación (igual al calor latente de vaporización más el de fusión). Se llama la atención sobre este punto porque algunos autores, como [Dingman \(2002\)](#), utilizan erróneamente un calor latente distinto en función de la fase presente en la superficie de la nieve, sin tener en cuenta su estado energético de referencia.

En el caso opuesto de condensación, la energía es aportada a la nieve, pero conserva el mismo valor definido en 3.23. En este caso la temperatura del vapor condensado también es el de la superficie de la nieve T_{sn} , porque ese vapor se encuentra igualmente dentro de la zona de equilibrio termodinámico.

Debido a que en este flujo energético siempre hay un calor latente de vaporización implicado y por su similitud con el intercambio turbulento de calor sensible H , este término U_E suele ser denominado intercambio de calor latente LE (p.e. Dingman, 2002). Pero en realidad, la base del proceso está en el intercambio de masa con cambio de fase a vapor de agua. Por ello es más propio plantearlo como un calor advectivo asociado al flujo de evaporación.

3.7.4. Calor asociado a la fusión U_F

Por último, el flujo advectivo de energía asociado al agua de fusión U_F es:

$$U_F = F \cdot u_F \quad (3.24)$$

donde F es el flujo de fusión y u_F la energía interna específica de ese flujo.

Dado que el agua de fusión es básicamente hielo recién descongelado, se puede afirmar que su temperatura es $0^\circ C$ (Tarboton y Luce, 1996) y, por tanto, su energía interna u_F coincide con la energía de referencia, que es la del agua líquida a $0^\circ C$. De este modo no se está afirmando que el agua de fusión no tenga energía interna, sino que su energía interna es siempre la misma y casualmente igual a 0 en el sistema de referencia escogido.

$$\begin{aligned} u_F &= 0 \\ U_F &= 0 \end{aligned} \quad (3.25)$$

3.8. Conclusiones

Tras establecer la ecuación de balance de energía en un modelo 1-D de la capa de nieve, se han expresado cada uno de los flujos que intervienen en el balance, comentando los aspectos más influyentes en su cuantificación y las hipótesis adoptadas tras esa formulación, al igual que en el capítulo 2 se hizo para el balance de masa.

Por las razones expuestas en cada punto y la situación de la zona en estudio en este trabajo, el balance de energía se planteará en este trabajo diferenciando los términos acoplados y no acoplados a los flujos de masa, tomando como nivel energético de referencia el agua líquida a $0^\circ C$, y teniendo en cuenta que:

- Se desprecia la contribución de G frente a los demás términos.
- No se incluye el término U_V por no considerarse V en el balance de masa dada la complejidad en su cuantificación.
- El nivel de referencia elegido hace que U_F tenga un valor cero en el balance.

Parte II

MODELO PUNTUAL

Capítulo 4

Modelos de nieve

4.1. Estado actual

La capa de nieve, como se explica en la parte I, es un medio heterogéneo en las tres dimensiones del espacio, que en su escala vertical tiene un desarrollo máximo del orden de decímetros o metros mientras que en su escala horizontal es del orden de kilómetros o decenas de kilómetros. La variabilidad espacial de su distribución en planta y posterior evolución responde más a la acción de los agentes meteorológicos externos y al cambio en las características del terreno (cota, pendiente, orientación, suelo, vegetación, . . .) que a la heterogeneidad local de las características de la nieve. Sin embargo, los gradientes verticales pueden ser explicados con suficiente precisión por aquellos modelos basados en el cálculo de los flujos de masa y energía que se producen en un punto de la capa de nieve.

Este conocimiento preciso de los procesos en la escala vertical ha hecho atractiva la idea de representar los horizontales con igual precisión, lo cual choca con la heterogeneidad en el espesor de nieve que aparece en la realidad, y que obliga a la definición de tramos cuyo número se dispara y convierte en inabarcable su caracterización individual y el cálculo posterior. En los modelos actuales existe, pues, una mezcla y conflicto de escalas debido a este “exceso” de precisión en la dimensión vertical y “defecto” en la horizontal, que conviene tener bien clara antes de diseñar cualquier modelo nuevo.

Existen dos tipos de aproximaciones en los modelos de fusión de nieve actuales, radicalmente distintas en función de la formulación escogida para la resolución en la dimensión vertical, que dan lugar a una primera clasificación en modelos de balance de energía y modelos de temperatura índice. El origen, resolución y ámbito de aplicación de cada uno son fundamentalmente distintos.

La resolución de la dimensión horizontal discurre, sin embargo, por caminos similares para ambos tipos de resolución vertical, por la imposibilidad de abordar el problema desde un punto de vista físico plenamente satisfactorio. Como destaca [Marsh \(1999\)](#), en la distribución espacial de la nieve entran en juego ciertos fenómenos (flujos turbulentos, transporte por el viento, . . .) que aún hoy no están adecuadamente comprendidos ni simulados. En el principio de su desarrollo histórico, los modelos de balance de energía tendían a una resolución distribuida del problema, punto por punto, determinando los tramos (cada una de las celdas) a partir de mallas cuadradas de la máxima definición posible en función de los datos disponibles. Aplicable sólo en pequeñas cuencas experimentales con cierta solvencia de cálculo, ni siquiera esta resolución exhaustiva evita

completamente la heterogeneidad de la que se está huyendo dentro de cada tramo-punto, inducida por factores topográficos cada vez de más pequeña escala. Este hecho no parece correctamente tratado en los modelos actuales y obliga a una cuidadosa definición de un tramo con propiedades realmente homogéneas.

La solución más aceptada actualmente se basa, para cualquiera de los dos casos de resolución en vertical, en un modelo de un punto, promediado en tramo o tramos de gran tamaño, para los cuales se define una curva de agotamiento empírica o pseudoempírica que relaciona el equivalente de agua total del tramo y el área cubierta de nieve, despreciando la variación espacial de la densidad en ese tramo. Con esta curva se consigue extender en planta la resolución del problema unidimensional de la columna de agua, sin la introducción de nuevas variables de estado.

En cualquier caso la escala de resolución a adoptar debe depender de los resultados que se pretendan obtener y de una valoración previa del tipo de medidas de campo a las que se pueda aspirar. No es aplicable el mismo modelo si se dispone, para calibrar, de medidas puntuales del equivalente de agua y densidad de la nieve, o de imágenes de satélite con la extensión de la nieve en todo el macizo montañoso, así como tampoco lo es si se quieren obtener resultados del agua diaria liberada en la cuenca o calcular el perfil de temperaturas en un punto concreto.

4.2. Modelos de balance de energía.

Estos modelos de base física permiten obtener un conocimiento bastante preciso de la evolución de la nieve, con seguimiento intensivo del equivalente de agua, y de la distribución vertical de la densidad y temperatura dentro de la capa de nieve, permitiendo reproducir su evolución a escalas horarias. La extensión en planta de este algoritmo obliga a un esfuerzo computacional que, en principio, lo hace aplicable preferentemente a zonas pequeñas.

Para reducir el coste computacional en modelos de este tipo, se puede recurrir a modelos de una o varias capas homogéneas de nieve y/o suelo. Esta hipótesis de homogeneidad vertical se sustenta en la necesidad de describir principalmente el funcionamiento hidrológico de la nieve, que propiamente no empieza hasta que la columna de nieve se encuentra en la fase de escurrimiento. En la sección 1.3 se indica que en dicha fase de escurrimiento se produce una homogeneización de la columna en virtud de la infiltración del agua fundida, que originándose en primer lugar en la superficie, debe atravesar toda la columna para escurrir hacia el suelo por su base. A mayor número de capas, se podrá obtener una representación más detallada del perfil de temperatura, equivalente de agua y porcentaje de agua líquida durante todas las etapas, lo cual no implica necesariamente diferencias muy grandes en los resultados del caudal diario de nieve finalmente fundida y escurrida. Esas diferencias según el número de capas considerado se deberán más bien a la más detallada definición de los contornos, superficie de la nieve y suelo bajo la columna de nieve, que a la más perfecta descripción instantánea de la distribución de las variables de estado dentro de la columna de nieve en sí.

4.2.1. Modelo SN THERM

Es un modelo de balance de masa y energía unidimensional completo para una capa de nieve compuesta por varias capas y homogénea en planta ([Jordan, 1991](#); [Jordan et](#)

al., 1999). Fue desarrollado con el objetivo principal de la predicción de los perfiles de temperatura, pero también simula el transporte de agua líquida y de vapor de agua dentro de la columna. El modelo tiene en cuenta la acumulación, fusión y evaporación, cambios de densidad (tanto por compactación como por recongelación, sección 1.3) y metamorfosis de la nieve. La columna de nieve y las capas superficiales del suelo se dividen en volúmenes de control horizontales dentro de cada cual se cumplen las ecuaciones de gobierno. El paso típico de tiempo de cálculo es de 15 minutos, aunque pueden ser definidos incrementos de tiempo menores asociados a la fusión y flujo de agua.

Las ecuaciones de gobierno están supeditadas a las condiciones de contorno impuestas por la meteorología. Las variables de entrada climatológicas que como mínimo deben ser introducidas por el usuario son la temperatura del aire, temperatura del punto de rocío (para el cálculo de la humedad), velocidad del viento y precipitación. Adicionalmente se pueden acompañar con valores de la radiación solar y la radiación de onda larga incidente. Ante la carencia de estas medidas, el modelo puede estimarlas a través de rutinas que tienen en cuenta las condiciones de nubosidad, la inclinación de la superficie del terreno (que deberán ser introducidas por el usuario en sustitución de las anteriores), albedo de la nieve y posición solar. Su extensión al problema 3D, es decir, la variación de la columna en planta, suele ser abordada por medio de modelos distribuidos.

El modelo ha sido validado a lo largo de su historia en diversas situaciones con unas resultados satisfactorios. Representa adecuadamente los procesos de la nieve en un amplio abanico de condiciones meteorológicas, incluso durante ciclos de hielo y deshielo (Melloh, 1999). La representación del equivalente de agua, el perfil de temperatura y la temperatura de la superficie de la nieve conseguidas coinciden bien con las medidas en campo (Koivusalo, 2002), desarrollando además con ellos correctamente los balances de masa y energía. En su contra se puede esgrimir su propia complejidad, pues su resolución con modelos distribuidos consume mucho tiempo de cálculo y puede inhabilitar su uso para cuencas medias o grandes.

4.2.2. Modelo UEB

El modelo UEB, *Utah Energy Balance*, de Tarboton y Luce (1996) destaca entre sus ventajas la simplicidad, pese a estar formulado con base física. Distribuido en planta según una malla rectangular de resolución variable, establece en cada celda de la misma un balance de energía y masa en vertical.

En sus orígenes, el problema en vertical se promediaba completamente, resolviéndose por tanto en una sola capa. Esta capa, denominada “térmicamente activa”, incluye la columna de nieve completa y un espesor de suelo fijo. Considerando esta capa homogénea, las únicas variables de estado son el equivalente de agua y el contenido de energía, referido a un estado tipo que es, en este caso, el agua a 0°C . Con ellas ya se puede tener definido el estado de un espesor homogéneo de nieve y calcular, a partir de ellas, la fase actual de su desarrollo, la temperatura y la fracción de agua líquida del equivalente de agua. Sólo contempla una variable de estado más, que es la edad de la superficie en la columna de nieve, usada simplemente para el cálculo del albedo. La aplicación de este modelo a casos reales (Koivusalo, 2002; You *et al.*, 2004) puso de manifiesto ciertas incoherencias ocasionadas por la adopción de una única capa en vertical, con valores de las variables internas muy desajustadas a la realidad. Las mejoras propuestas trabajan con

dos capas, intentando conservar en lo posible la simplicidad del planteamiento original; esa consideración ofrece resultados más satisfactorios y comparables con un modelo de más complejidad como es el SNTHERM.

Los datos requeridos por el modelo son la temperatura del aire, la velocidad del viento, la humedad relativa, la precipitación, la radiación solar incidente de onda corta, la radiación de onda larga incidente y el flujo de calor del suelo (constante y, en todo caso, opcional). Los flujos de energía contemplados son la radiación de onda corta incidente, la radiación de onda larga incidente, la radiación de onda larga emitida, el calor introducido con la precipitación, flujo de calor del suelo, intercambio de calor sensible con la atmósfera, intercambio de calor latente con la atmósfera, y calor perdido con el agua de fusión. Asimismo, los flujos de masa contemplados son la precipitación de lluvia, la precipitación de nieve, salida del agua de fusión y sublimación desde la superficie.

4.2.3. Resolución en planta

El gran talón de Aquiles de estos modelos de base física se encuentra en los efectos de escala asociados a la resolución de la dimensión horizontal. La resolución espacial en planta es fundamental para no echar por tierra la precisión con que los procesos se están simulando dentro de la columna de nieve, sobre todo en simulaciones a gran escala. Los tramos definidos en planta no deben ser nunca proporcionales al tamaño de la cuenca estudiada, sino a la realidad que la variabilidad espacial y la topografía impongan a los procesos de la nieve en cada caso particular. Se usan actualmente dos maneras de abordar este problema: con modelos distribuidos sobre una malla de gran resolución o, más habitualmente, con modelos promediados de un punto con curva de agotamiento. La sencillez de estos últimos, o más bien la complejidad de los primeros, los hace prevalecer claramente.

Modelos distribuidos

Los modelos distribuidos trabajan con una malla dentro de la cual cada celda se supone homogénea en planta y susceptible de ser resuelta por la aplicación del balance de energía con la suficiente representatividad. Se trata de una resolución intensiva, donde cada tramo es la unidad de superficie más pequeña posible permitida por los datos. Para captar la heterogeneidad en planta tal y como se pretende, la celda de esta malla no debe tener unas dimensiones superiores a los $20 \sim 50 m$, que cambiarán en función de la heterogeneidad de cada cuenca. Ya para cuencas de tamaño medio, el gran número de celdas que aparecen supone un importante incremento del tiempo de cálculo. Pero no es, sin embargo, este su principal inconveniente (pensando en la actual capacidad de cálculo de los ordenadores), sino la falta de base física capaz de aplicar, una vez definida la malla, las variables de cada celda que definan esa heterogeneidad. Esas variables, como el *drift factor* de Luce *et al.* (1999), se están definiendo de manera empírica, a lo sumo estadística con base en las mediciones de un año, y en cuencas experimentales de tamaño pequeño ($\sim 30 ha$). De los fenómenos que producen la heterogeneidad espacial durante la evolución de la capa de nieve sólo se están teniendo en cuenta la radiación solar y la temperatura. El viento, tanto o más importante que los dos anteriores, no está suficientemente detallado o representado hoy en día, sustituyéndose por variables empíricas no válidas para la definición con base física que se persigue, ni siquiera para la misma zona de un año a otro.

Modelos promediados

Dados los problemas conceptuales que los modelos distribuidos implican, las investigaciones se están centrando actualmente en el uso de modelos promediados en planta, dividiendo la cuenca en tramos de gran extensión caracterizados por una función que recoja la variabilidad del espesor de nieve dentro del tramo. Esta era la manera clásica de resolución de los modelos empíricos de temperatura índice (ver punto 4.3), por lo que en principio fue adaptada directamente a los modelos de balance de energía. Junto con ella se importó también el concepto de curva de agotamiento (*depletion curve*) como método para extender el cálculo sobre la columna de nieve a la superficie del tramo.

Esta curva se define de forma distinta en función de la variable asociada al área unitaria o total de la cuenca cubierta de nieve. La curva de agotamiento más interesante representa la relación entre la fracción de área cubierta de nieve y el equivalente de agua medio en el tramo, a la que se debería referir más propiamente como curva de agotamiento área-equivalente de agua (Luce y Tarboton, 2004). Una línea de investigación actual persigue sustituir los métodos empíricos originales, donde la calibración es la fase principal, con métodos estadísticos o de base física que le den una validez mayor y justifiquen su uso en un modelo de balance de energía con tan claro planteamiento físico.

Luce y Tarboton (2004) rompen una lanza en favor del uso de estas curvas en el modelo UEB. Sus estudios sugieren que la forma de estas curvas de agotamiento área-equivalente de agua, convenientemente adimensionalizadas, varían muy poco de un año a otro. Esta hipótesis debería ser contrastada en cuencas grandes antes de su uso, ya que el estudio en el que se basan se efectúa sobre una cuenca muy pequeña, de 26 ha. Incluyen una propuesta para el cálculo de esta curva basada en la hipótesis, algo comprometida, de que la variabilidad espacial es originada por completo por la acumulación. De esta manera, llegando a la fecha de mayor acumulación del año, y conocida en detalle la distribución del equivalente de agua de la nieve en la cuenca en ese día, se supone que la fusión posterior es uniforme en todo el tramo, manteniéndose la diferencia de altura de nieve entre dos puntos del tramo con respecto a la existente el día de máxima acumulación. Las principales objeciones a esta deducción se asocian al tamaño de la cuenca de estudio: en cuencas medias o grandes, esta hipótesis puede ser gran fuente de error. Por otra parte, la obtención de la distribución del equivalente de agua en el día de mayor acumulación en una cuenca grande, con la definición suficiente, resulta abordable sólo mediante técnicas de teledetección.

Existen alternativas más simples si no se dispone de los suficientes datos. Por ejemplo, considerando que la altura es el principal generador de heterogeneidad espacial, se puede definir una curva procedente del simple escalado de la curva hipsométrica de alturas dentro del tramo, basándose en un *MDE* (Luce y Tarboton, 2000).

La curva de agotamiento sólo distingue el área de tramo con nieve del área libre de ella, con independencia del espesor de la misma. Al promediar en planta, se pierde la información de la localización exacta de la nieve dentro del tramo; se sabe cuánta nieve hay, pero no se sabe dónde está exactamente situada.

Una manera distinta de extender la formulación unidimensional al escenario tridimensional es el propuesto por Horne y Kavvas (1997). En este trabajo presentan el desarrollo de unas ecuaciones de balance de masa y energía promediadas en el área del tramo, y no simplemente extendidas al mismo a partir de un punto, que es lo que se hace con el planteamiento de los modelos con curva de agotamiento. Se deduce de

esta forma un modelo más respetuoso con las escalas. Introducen los términos de varianza y covarianza de las variables de estado a lo largo del tramo, que son función de las fluctuaciones en el tiempo y en el espacio de los datos meteorológicos por su influencia en los procesos de fusión a la escala de interés. Propugnan la división en tramos más pequeños y homogéneos que los definidos habitualmente por los modelos promediados para mejorar la simulación. No comentan sin embargo métodos para la captación espacio-temporal de los datos climatológicos fuera de la observación directa e intensiva, pero parece interesante la posibilidad de relacionar las medidas disponibles, que normalmente no son tan exhaustivas en la escala espacial como se requiere, con la topografía del territorio, apoyándose para ello en una formulación física que recoja la variación de la climatología local en función de la topografía a la escala de interés.

4.3. Modelos de temperatura índice

A diferencia de los modelos de balance de energía, los modelos de temperatura índice son una aproximación empírica al proceso de fusión de nieve. Basados en la relación entre una temperatura media diaria y un coeficiente de fusión o factor grado-día fundamentalmente (ver ecuación 4.1), permiten obtener la fusión en zonas extensas asociadas a un modelo geográfico con el grado de complejidad deseado en la definición de sus tramos en planta, gracias a su mayor sencillez en los algoritmos de cálculo. Lo normal es que sean aplicados sobre tramos extensos, o toda la cuenca si esta es pequeña, realizando todo lo más una división de tramos por cotas, que es la fuente de heterogeneidad espacial más común y predecible, con definición de una curva de agotamiento totalmente empírica y calibrable sobre ellos. Cuantos más tramos se consideren en la cuenca, más difícil es diferenciar razonablemente sus características a partir de medidas, cuando lo normal es que se disponga de un solo hidrograma común a todos ellos.

Estos modelos ofrecen una resolución temporal mínima del orden del día, y no ofrecen resultados válidos para las variables internas de la nieve, como sus perfiles de densidad y temperatura. A cambio, la información de entrada es mínima, pudiendo reducirse a la precipitación y la temperatura medias diarias.

4.3.1. Modelos NWSRFS y SWAT

El modelo NWSRFS, *National Weather Service River Forecast System*, es un antiguo modelo hidrológico (Peck, 1976) que ha ido evolucionando a lo largo de los años, y al que se ha incorporado una rutina de acumulación y fusión de nieve que permite el uso de un modelo de balance de energía o de una aproximación mediante el índice de temperatura simple, según los datos de los que se disponga. Todo modelo de temperatura índice se basa en la expresión:

$$F = C_f \cdot (T_a - T_f) \quad (4.1)$$

donde F es el caudal unitario de fusión diaria (expresada en mm), T_a es la temperatura media diaria característica para la fusión¹, T_f es la temperatura de referencia a la que

¹ Esta temperatura característica puede ser la temperatura diaria media del aire o puede tener una expresión más compleja que incluya la interacción térmica entre el aire y la superficie de la nieve.

se produce la fusión, 0°C habitualmente, y C_f es el coeficiente de fusión, o coeficiente de grado-día, llamado así por sus dimensiones que son de $\text{mm}/\text{día} \cdot ^{\circ}\text{C}$.

De aplicar la ecuación 4.1 a datos reales y estudiar los resultados, se deriva la necesidad de considerar un coeficiente de grado-día variable según la época del año. Una expresión muy común para incorporar esta variabilidad estacional es utilizar una senoide entre unos valores máximo y mínimo del coeficiente, como:

$$C_f = \frac{C_{f\text{máx}} + C_{f\text{mín}}}{2} + \text{sen}\left(\frac{n_d \cdot 2 \cdot \pi}{365}\right) \cdot \frac{C_{f\text{máx}} - C_{f\text{mín}}}{2} \quad (4.2)$$

donde $C_{f\text{máx}}$ es el máximo valor de C_f , que se considera que ocurre durante el solsticio de verano (21 de Junio), $C_{f\text{mín}}$ es el mínimo, correspondiente al solsticio de invierno (21 de Diciembre) y n_d el número de orden del día del año contado a partir del 21 de Marzo (equinoccio de primavera, punto de paso por el 0).

El modelo SWAT, *Soil and Water Assessment Tool*, (Fontaine *et al.*, 2002; Neitsch *et al.*, 2002) usa algoritmos semejantes. De igual forma que en el modelo NWSFRS, el cálculo la nieve se aborda por la necesidad de simular los efectos que esta tiene sobre el ciclo hidrológico, e incorporarlos a nivel de cuenca. La solución adoptada permite determinar la precipitación sólida, acumularla y distribuir su llegada al cauce a una escala de tiempo distinta a la del agua de lluvia. El conocimiento del estado de la nieve en un momento determinado, de su temperatura o su equivalente de agua, es un objetivo secundario para el que no se busca una representación precisa. En concreto, incluye:

- cálculo de la fusión mediante un modelo de temperatura índice
- variación anual del coeficiente grado-día
- curva de agotamiento (común a toda la cuenca)
- tramos por alturas con variación de la precipitación y la temperatura

El modelo se muestra en principio muy atractivo porque las pocas variables climáticas de entrada necesarias y la sencilla calibración de los parámetros ayudan a sortear la falta de datos meteorológicos, hecho habitual en las zonas de gran altitud con fuerte presencia de la nieve. Sin embargo, en la aplicación concreta de SWAT a Sierra Nevada descrita en Herrero (2004), los resultados simulados no son del todo satisfactorios. Expresiones como la de la ecuación 4.2 no reproducen los procesos en un territorio donde se suceden varios ciclos de acumulación-fusión de nieve en un año, en principio impredecibles, como en el caso de Sierra Nevada (Gisbert, 2001). El modelo está concebido bajo la hipótesis de un único ciclo de deshielo primaveral y para zonas donde la influencia del viento no sea decisiva. Hipótesis que no se cumplen, por ejemplo, en cuencas mediterráneas, semiáridas o de baja latitud, donde la nieve se presente gracias a la altitud de su relieve. En estas condiciones el viento se muestra como una variable muy importante en el balance energético de la nieve. Además, la propia carencia de medidas que en principio parece positiva para la puesta en funcionamiento del modelo, a la larga se vuelve contraproducente porque la correcta calibración sigue demandando gran cantidad de datos.

4.4. Modelos de temperatura índice modificados

Una aproximación híbrida al problema que también se adopta hoy en día podría separarse como un tercer tipo de modelo de fusión. Un modelo de temperatura índice modificado incluye el efecto de otras variables climáticas como la radiación diaria, la velocidad del viento o la humedad, en adición a la temperatura y precipitación de los modelos originales. Con ello se persigue mejorar las predicciones a costa de complicar un poco la entrada de datos. Tanto estos modelos como los de temperatura índice originales dan mejores resultados cuanto menor sea la variabilidad anual e incluso diaria de las condiciones meteorológicas que afectan a la acumulación y fusión de nieve. Cualquier situación anormal que implique a algún factor no considerado explícitamente, o variaciones bruscas y valores anormales de los sí considerados, son una importante fuente de error en las predicciones del modelo.

Para corregir esto, muchos modelos incluyen la posibilidad de actualizar el equivalente de agua total o el porcentaje de área de la cuenca cubierto por el manto de nieve en una fecha concreta de la simulación basándose en observaciones o estimaciones externas al modelo. Se establecen las nuevas condiciones iniciales a partir de ese momento y se reinicia el proceso de simulación. Es una manera de suplir las carencias propias de los modelos a base de medidas de campo. El uso de esta práctica no permite ni aconseja realizar predicciones más allá del propio año hidrológico para el que se realiza la corrección.

4.4.1. Modelo SRM

El *Snowmelt Runoff Model* ha evolucionado desde un modelo de temperatura índice simple a un modelo de temperatura índice modificado *restricted degree-day model* (Kustas *et al.*, 1994) incorporando medidas de la radiación neta diaria. Habiendo considerado la variación estacional del coeficiente grado-día en la expresión 4.2, y aquella variación diaria debida a la temperatura, se pretende tener en cuenta también la parte de variación diaria inducida por la radiación. Para ello, la expresión 4.1 se modifica de la siguiente forma:

$$F = C_{fr} \cdot (T_a - T_f) + m_q \cdot KL \quad (4.3)$$

donde KL es el flujo diario de radiación neta (onda corta más onda larga) y m_q es una constante que caracteriza la capacidad de fusión de cada unidad de KL (en mm diarios de equivalente de agua). El nuevo C_{fr} , coeficiente de grado-día restringido, recoge ahora sólo la parte de la fusión no asociada ni a la temperatura ni a la radiación neta, que no es otra que la debida a los procesos de intercambio turbulento de energía, por lo que presenta menos variabilidad diaria que el C_f inicial.

Aunque no está incluido en este modelo, no se puede olvidar otro factor que puede tener gran influencia en la variación diaria de la fusión, como es el viento. Como siempre, aquí aparece el problema del compromiso entre la exactitud y el número de datos de entrada necesarios, pues no es en realidad costoso incluir nuevos factores al coeficiente grado-día para aumentar su precisión, pero hay que poder disponer *a posteriori* de medidas cuanto menos diarias de los mismos. Por otra parte, en el caso de que efectivamente se disponga de esos datos, cabe plantearse el utilizar un modelo de

balance de energía (si se pueden obtener con una frecuencia inferior al día) siempre más exacto y fiable.

En general, el modelo funciona tanto mejor cuanto menos importante en el proceso de fusión sean los factores climatológicos locales no tenidos en cuenta en la definición del coeficiente grado-día modificado.

Por último cabe destacar que SRM permite incluir durante la ejecución estados fijos en la distribución espacial de la nieve obtenidos mediante sensores remotos y que la definición de sus tramos se basa en la altura.

4.5. Requerimientos de los modelos

4.5.1. Relación modelo-datos

Paralelamente a la ejecución de un modelo y en consonancia con el mismo, es importante hacer acopio de medidas tomadas en campo. Cualquier tipo de modelo necesita la definición topográfica de la cuenca: altura, pendiente y orientación (sombras para la luz y el viento), parámetros que pueden ser calculados a partir de un *MDE* de resolución adecuada a la escala del estudio. Según la definición del modelo elegido serán necesarios todos ellos o una selección de los mismos. De igual modo, puede requerirse información sobre la presencia y densidad de la vegetación asociada a esa geografía.

Dependiendo del tipo de modelo elegido se necesitará además un número mayor o menor de variables meteorológicas de entrada. En este punto reside la mayor diferencia entre los requisitos de un modelo de balance de energía y uno de temperatura índice.

Para un modelo de balance de energía, es necesario disponer de datos de temperatura, precipitación, velocidad del viento, humedad, radiación incidente de onda corta y radiación incidente de onda larga, con un intervalo como máximo de 6 horas. Los dos últimos parámetros pueden ser estimados si se dispone de una medida de la nubosidad; pero esta última opción es casi más difícil de conseguir que las propias medidas de la radiación. En cualquier caso se puede intentar relacionar con algún otro parámetro meteorológico.

Dado que el viento es el mayor generador de heterogeneidad espacial en la fusión de nieve, tanto por el transporte directo como por su influencia en el término de intercambio de calor sensible y latente de la superficie de la nieve con la atmósfera, el correcto conocimiento de su distribución espacial supone un gran valor añadido para cualquier modelo físico. Existen distintos modelos de interpolación o estimación del campo de vientos ([Liston y Sturm, 1998](#); [Essery *et al.*, 1999](#); [Essery, 2001](#)), pero su aplicación es muy complicada e incierta en terrenos con fuerte pendiente. Otra manera de abordar la variabilidad espacial de los flujos turbulentos sería a través de modelos de capa límite atmosférica, tal y como se describe en [Marsh \(1999\)](#).

El modelo de balance de energía, una vez validado para un determinado lugar de aplicación, es ideal para modelos cuyo objetivo sea la predicción bajo nuevas condiciones climatológicas.

Un modelo de temperatura índice básico requiere datos diarios de precipitación y temperatura (temperatura máxima, mínima y, si es posible, media), y parámetros de calibración empírica constantes como, por ejemplo, el factor grado-día.

Los modelos de temperatura índice modificados ofrecen resultados mucho más prometedores por la adición de nuevos datos. Con la radiación neta incidente diaria ya se puede disponer de un modelo con ajustes aceptables respecto a los datos medidos en campo. La velocidad media diaria del viento también puede ser incorporada, mejorando con ello el factor grado-día al reducir su incertidumbre². A pesar de ello, la predicción bajo escenarios con condiciones meteorológicas o climatológicas para las que no haya sido calibrado el modelo nunca darán resultados completamente fiables, sobre todo en cuencas con un comportamiento climatológico variable de año en año.

Por último, es importante en cualquier caso disponer de unas medidas que permitan validar, y calibrar en el caso de los modelos empíricos, los resultados obtenidos en la simulación. Estas medidas pueden dirigirse a conseguir registros de las variables de estado directamente (equivalente de agua, extensión ocupada por la nieve) o a variables directamente relacionadas con ellas (espesor y temperatura de la nieve). También pueden dirigirse al efecto final de la fusión, que es el flujo de agua fundida. La frecuencia de los datos vendrá impuesta por el algoritmo de cálculo del modelo, pero deberá ser a lo sumo diaria para el caudal y mayor para el resto de datos, principalmente por limitaciones propias en su disponibilidad.

Resumiendo, los datos necesarios para el funcionamiento adecuado del modelo de nieve se pueden clasificar en:

- datos geográfico-topográficos
- datos meteorológicos
- datos de calibración

4.5.2. Datos de calibración

La metodología para la obtención de los datos meteorológicos necesarios para un modelo de fusión de nieve está establecida con bastante claridad. Una estación es capaz de recoger todos ellos sin demasiada sofisticación. De igual modo, los datos geográficos o topográficos pueden ser obtenidos de una forma sistemática a partir de *MDE* en combinación con un Sistema de Información Geográfica *SIG*. Los datos de calibración son, sin embargo, los más difíciles de conseguir para el caso de la nieve.

Si se quiere disponer de unas medidas puntuales exactas sobre un volumen de nieve, se debe disponer casi obligatoriamente de estaciones cerradas de seguimiento, con lisímetro, sensor ultrasónico de profundidad, sensores de presión, termistores, . . . El lisímetro permite registrar el volumen de agua exacto que está escurriendo de la columna. De otra forma, el caudal procedente de la fusión sólo puede ser estimado ya en los cauces principales, donde se incorpora a otras fuentes de agua de las que es difícil separarlo. Para el seguimiento se debe aislar el volumen de control del resto de la capa de nieve por medio de algún elemento capaz de calentarse que no afecte a la fusión de la columna. El sensor ultrasónico detecta el espesor de nieve, mientras que el sensor de presión detecta el peso total. La densidad media puede obtenerse como relación entre estas dos últimas variables. Los termistores a distintas alturas permiten obtener el perfil de temperaturas en la columna. Por el contrario, no es fácil obtener automáticamente el perfil de den-

²Es destacable comprobar cómo las mejoras al modelo empírico se realizan con aproximaciones con base física, produciendo en realidad modelos mixtos.

sidad. Todos estos aparatos de medida de magnitudes relacionadas con la nieve, entre otros, se encuentran recogidos en [Dingman \(2002\)](#).

Si lo que se desea es captar la variación espacial a la vez que temporal del espesor, densidad o equivalente de agua, entre otros, se pueden realizar rutas o transectos marcados a lo largo de un tramo para su visita periódica durante la estación de nieve ([Gartska, 1964](#)). Mediante un tubo tomamuestras graduado y una balanza se puede, en la misma operación, medir las tres variables principales indicadas. Este trabajo implica un gran inconveniente, no sólo por la extensión de la nieve en una cuenca de tamaño medio o grande, sino por las dificultades de acceso y tránsito que están asociadas a la nieve: alta montaña en época de invierno. Aun así es la única manera de detectar la variación de pequeña escala de las características de la nieve en planta. Cambios en planta en el orden de metros $O(m)$ del espesor, equivalente de agua, densidad, capas o formas superficiales de la nieve, provocados por ligeras variaciones en la orientación, pendiente o protección frente al viento.

En la mayor parte de los casos reales se trata con zonas tan inaccesibles o extensas que un control generalizado de este tipo es inviable. En esta situación se pueden realizar inspecciones aéreas que permitan la lecturas del espesor de nieve sobre jalones especiales convenientemente marcados. Los datos obtenidos de este modo mostrarán la variación del espesor en planta a una escala mayor que la de los transectos. Es importante estudiar bien la disposición de los jalones para que los puntos registrados sean representativos. En este sentido hay que destacar los trabajos realizados dentro del programa ERHIN de la Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas del Ministerio de Medio Ambiente ([MMA, 1998](#)), que dispone de una red de puntos de muestreo localizados en las zonas de mayor presencia de nieve de la Península. El control de los mismos se realiza mediante inspección visual desde helicóptero. Cuando el aterrizaje es viable, esos datos se completan con registros de densidad y equivalente de agua utilizando la técnica del tubo tomamuestras.

Los jalones utilizados en combinación con cámaras de resolución suficiente como para leer o interpretar su escala pueden sustituir a los sensores ultrasónicos en la medición automática del espesor de nieve en puntos concretos.

Un último enfoque de importancia creciente en la toma de datos a gran escala es la utilización de fotos aéreas e imágenes desde satélite para describir la extensión ocupada por la nieve y su evolución temporal ([Alonso y Moreno, 1996](#); [Rosenthal y Dozier, 1996](#); [Cline *et al.*, 1998](#), entre otros). Técnicas basadas en microondas o radar son capaces además de ofrecer datos sobre el espesor y el equivalente de agua de la nieve.

Capítulo 5

Desarrollo de un nuevo modelo de nieve

Uno de los resultados más atractivos del *Estudio Piloto para la Gestión Integrada de la Cuenca Hidrográfica del Río Guadalfeo*, llevado a cabo por el Grupo de Ríos y Embalses de la Universidad de Granada entre 2004 y 2007, es el desarrollo de unos modelos informáticos para la simulación de los procesos hidrológicos, de sedimentos y de calidad de agua. Los modelos se diseñan bajo unos criterios que asignan a cada uno una escala espacial y temporal clara de trabajo. En la zona de máxima resolución de estas escalas se encuentra el modelo de base física, dentro del cual se encuadra el modelo de nieve presentado en este trabajo.

5.1. Descripción del área de estudio

La cuenca del río Guadalfeo está situada en el sur de la provincia de Granada, a una latitud media de $37^{\circ}N$. Reúne bajo una misma unidad hidrológica regiones tan distintivas como el valle de Lecrín, gran parte de la Alpujarra granadina, la Sierra de la Contraviesa y los municipios y regadíos de la Vega de Motril-Salobreña en la llamada Costa Tropical. La comarca de la Alpujarra se asienta en la falda sur de Sierra Nevada, al amparo de las mayores cotas de la Península (3480 m). Aquí, las precipitaciones invernales toman habitualmente la forma de nieve por encima de los 2000 m de altitud (figura 5.1), área que representa el 20% de la superficie total de la cuenca, que es de 1300 km^2 . Tan sólo 40 km separan las nieves de la Sierra del mar Mediterráneo.

La interacción del mar con la alta montaña favorece la existencia de una gran variedad de climas en tan reducida extensión. Dentro de la misma cuenca se puede encontrar desde un clima subtropical único en el continente europeo, hasta clima de alta montaña, pasando por semiárido mediterráneo y continental mediterráneo. En este entorno, los procesos que afectan a la nieve acumulada tienen unas características particulares muy marcadas. Evidentemente se pueden relacionar más con los sistemas alpinos que con los boreales, pero modificados por la cercanía del mar, la baja latitud y la baja humedad relativa. Esto se traduce en varios ciclos de fusión dentro del año, gran importancia de la evaporación y una dependencia muy grande de la secuencia de borrascas de cada año.

Hay que destacar la escasa presencia de árboles en el área de dominio de la nieve, que prácticamente se reducen a algunas manchas de pinos de repoblación. La vegetación

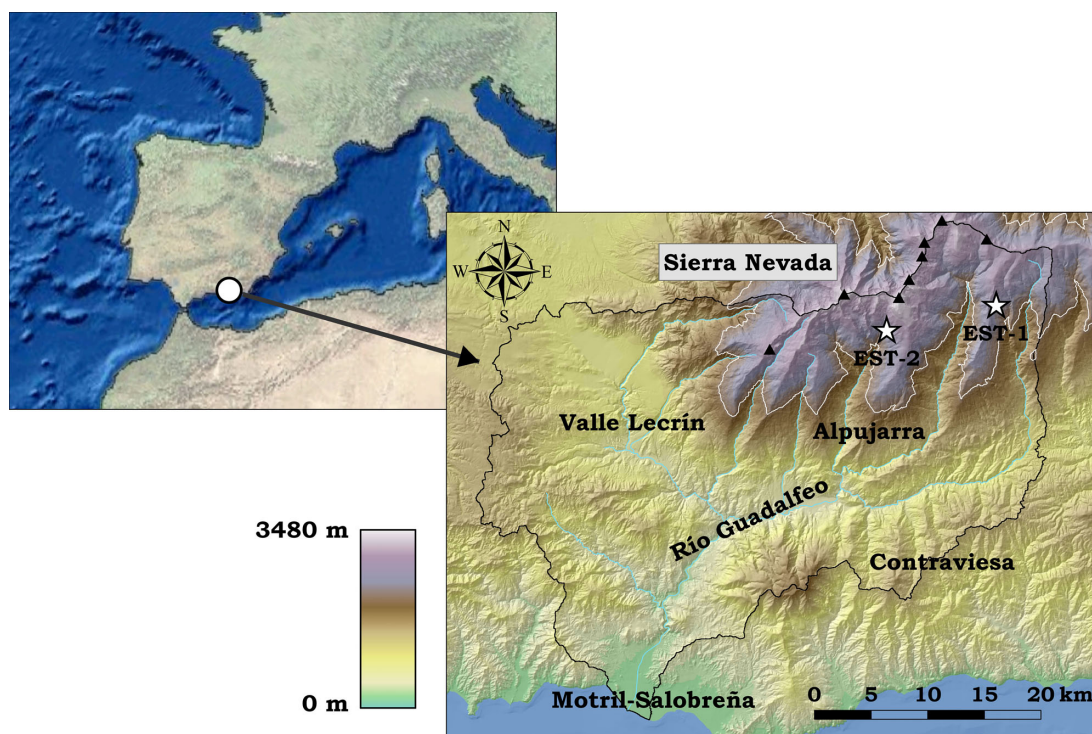


Figura 5.1: Mapa de la cuenca del Guadalfeo y Sierra Nevada, en el sur de España. Localización de las nuevas estaciones meteorológicas EST-1 y EST-2. La cota 2000 se marca con una línea blanca.

dominante es la típica de alta montaña, principalmente pastizales y piornales. El piorno, *Hormathophylla spinosa*, es un arbusto bajo, que no suele superar los 30 cm de altura, perfectamente adaptado a los rigores de estas alturas. De hojas pequeñas y duras, forma tupidas alfombras capaces de resistir el peso de la nieve sobre ellas. Sólo en las cumbres más altas la vegetación llega a desaparecer por completo.

Por la importancia que la nieve tiene sobre los procesos hidrológicos en esta cuenca surge, pues, la necesidad de crear un modelo de base física que como objetivo principal permita reproducir las características de la nieve con más repercusión hidrológica, es decir, su acumulación y fusión.

Esta descripción del encuadre en el que se plantea este modelo de nieve es necesaria para comprender el tipo de modelo escogido. Como se ha presentado en los capítulos anteriores existen múltiples opciones en cuanto a los modelos de simulación de nieve disponibles, pero ninguno claramente superior a los demás. Gracias a este planteamiento, se comprende que las principales características que debe poseer el modelo de nieve a desarrollar son:

- Modelo de base física.
- Correcta representación de la fusión y evaporación diaria.
- Validez en cuenca mediterránea semiárida.
- Aplicable a una gran extensión en planta.
- Rapidez de cálculo.

5.2. Trabajo experimental

5.2.1. Datos disponibles

En coordinación con el programa general de inspección, auscultación e instrumentación de la cuenca del río Guadalfeo desarrollado en el Estudio Piloto, se han realizado una serie de trabajos experimentales encaminados a la obtención de los datos necesarios para la puesta en marcha del modelo de nieve. Disponiendo de los datos geográfico-topográficos a través del *MDE* ya elaborado de la cuenca y del Mapa de Usos y Aprovechamientos de la Junta de Andalucía, ambos en formato de Base de Datos Geográfica, la búsqueda de información se centra en los datos climatológicos y de calibración.

Para los datos de calibración se han realizado campañas de auscultación de la capa de nieve. El objetivo principal de las mismas ha sido efectuar medidas puntuales directas del espesor de nieve y de la densidad media de la capa de nieve. Con estos dos datos se puede obtener el valor de la variable de estado principal en el balance de masa de la nieve que es el equivalente de agua. Además de estas medidas directas se han realizado inspecciones sobre otros parámetros y propiedades de la capa de nieve, como son la consistencia, dureza¹ y contenido en agua líquida, detectables de la forma descrita por Gartska (1964), por ejemplo. Asimismo se ha prestado atención a otros fenómenos con influencia final en el balance energético y fusión de la nieve como son los efectos del viento sobre las formas superficiales y sobre la rugosidad de la nieve, presencia o no de capas diferenciadas en el espesor de nieve, escorrentía del agua procedente de la fusión o efectos de la vegetación y topografía sobre las distintas características de la nieve. Al realizarse las medidas a lo largo de trayectos o *transectos* definidos se puede además captar la variabilidad espacial de las distintas variables medidas o inspeccionadas. La repetición de los transectos en distintas fechas permite analizar a su vez la variabilidad temporal de las mismas.

En cuanto a los datos meteorológicos se partía de una red de estaciones muy deficiente en lo que respecta a información fiable de precipitación o temperatura por encima de los 1500 ~ 2000 *m*. Por ello, el Grupo de Ríos y Embalses ha instalado dos estaciones en plena zona de dominio de nieve, dentro de los límites del Parque Nacional de Sierra Nevada (figura 5.1). La primera estación, denominada EST-1, se sitúa en la cabecera del río Chico de Cádiar, bajo el Peñón del Muerto y los Tajos de Breca, a una altura de 2470 *m*. La segunda, EST-2, se localiza en el Refugio Poqueira, a 2510 *m* de altitud, en el valle del río Poqueira. Ambas estaciones dominan las cabeceras de dos de los valles más importantes de la vertiente sur de Sierra Nevada, quedando entre ambas el valle de Trevélez. Las dos son accesibles en todoterreno durante el verano, quedando aisladas por la nieve durante el invierno.

5.2.2. Punto de control e instrumentación

La estación EST-2 del Refugio Poqueira se ha elegido como punto de control para la calibración del modelo puntual. El río Poqueira es uno de los principales afluentes del río Guadalfeo. Su cuenca se extiende por la ladera sur de Sierra Nevada, y entre las cumbres que la delimitan destacan el Mulhacén (3480 *m*) y el Veleta (3396 *m*).

La elección de esta estación responde a su instrumentación más completa desde su primera instalación (noviembre de 2004) y a la continuidad y calidad en los registros

¹En el sentido de resistencia a la penetración con una barra metálica.



Figura 5.2: Cabecera del Río Poqueira (14/01/2005) y estación meteorológica EST-2.

Dato	Instrumento	Marca/modelo
Almacenamiento	Datalogger	Campbell <i>CR10X</i>
Precipitación	Pluviómetro	Geonor T-200B
Temperatura	Sonda temperatura	Vaisala <i>HMP45C</i>
Humedad	Sonda humedad	Vaisala <i>HMP45C</i>
Radiación solar	Piranómetro	Kipp & Zonen SP-Lite
Presión	Manómetro	Druck <i>RPT410F</i>
Velocidad viento	Wind Monitor	Young 05103 – 45
Dirección viento	Wind Monitor	Young 05103 – 45
Radiación onda larga*	Pirgeómetro	Kipp & Zonen CGR3

* desde Nov 2005.

Tabla 5.1: Estación meteorológica EST-2. Sensores conectados desde Nov 2004.

Dato	Rango	T ^a de trabajo
Almacenamiento		-25 ~ 50°C
Precipitación	0 ~ 600 mm	-25 ~ 70°C
Temperatura	-39,2 ~ 60°C	-40 ~ 60°C
Humedad	0,8 ~ 100 %	-40 ~ 60°C
Radiación solar	0,4 ~ 1,1 μm	-30 ~ 70°C
Presión	600 ~ 1100 hPa	-40 ~ 60°C
Velocidad viento	0 ~ 60 m/s	-50 ~ 50°C
Dirección viento	0 ~ 360°	-50 ~ 50°C
Radiación onda larga	4,5 ~ 44 μm	-40 ~ 80°C

Tabla 5.2: Estación meteorológica EST-2. Características técnicas de los sensores.

que ha mantenido hasta la actualidad. Está dotada de pluviómetro especial para nieve con escudos Alter, piranómetro para la radiación solar incidente, sonda de temperatura, sensor de humedad y sensor de presión. Tras el primer año de medidas (2004-2005) se decidió ampliar la estación con un pirgeómetro para captar la radiación de onda larga incidente. Asimismo, gracias a la desinteresada colaboración de los cuidadores del

refugio, durante los periodos invernales de 2004-2005 y 2006-2007 se han registrado datos del espesor de la capa de nieve que, complementados con las medidas de la densidad realizadas durante las campañas de campo en puntos cercanos, permiten estimar el equivalente de agua en el punto de control con el que contrastar los resultados del modelo.

La estación EST-2 es alimentada por un panel solar reforzado con una batería-acumulador de 12V. Los datos se almacenan en un datalogger que puede ser descargado vía GSM gracias a que a pesar de lo remoto del lugar existe cobertura para teléfono móvil. El parámetro registrado, tipo de aparato, marca, sensibilidad y rango de temperaturas de trabajo de cada uno de los sensores dispuestos actualmente en la estación se reflejan en las tablas 5.1 y 5.2. Los datos son almacenados en el *datalogger* con un intervalo de tiempo de cinco minutos.

5.2.3. Auscultación *in situ*

Las campañas de auscultación realizadas durante 2004-2006 han abordado multitud de aspectos relacionados con los fenómenos físicos que rodean la caída, acumulación, metamorfismo y fusión de la nieve. Las condiciones encontradas sobre el terreno han sido muy variables de día en día, lo que viene a reafirmar que la capa de nieve es un sistema en constante evolución. En función de las condiciones meteorológicas precedentes e instantáneas y del estado consecuente de la nieve se han podido analizar aspectos tan variados como la precipitación de nieve, nieve recién caída, nieve sobreenfriada con capas diferenciables, nieve madura en fusión por viento, nieve madura en fusión por temperatura o nieve primaveral, escorrentía superficial y subsuperficial del agua de fusión o neveros de alta compactación.

En el anejo C se recoge una completa descripción de las campañas realizadas, de la metodología aplicada y de los resultados obtenidos, con interpretación y discusión de los mismos en cada caso.

5.3. Planteamiento del modelo

5.3.1. Estructura

Los requisitos planteados al inicio de este capítulo apuntan directamente a la elección de un modelo de balance de masa y energía, distribuido espacialmente y de una sola capa como el idóneo para resolver las necesidades que se plantean. El volumen de control para el balance será la columna de nieve, con unas propiedades homogéneas, tal y como se introduce en el apartado 1.4.1. Las fórmulas aplicables para este balance y para los distintos flujos de masa y energía son las recogidas en los capítulos 2 y 3.

En resumen, las ecuaciones de balance de masa y energía en la columna de nieve consideradas serán las siguientes:

$$\begin{aligned}\frac{dm_n}{dt} &= R - E - F \\ \frac{dU_n}{dt} &= K + L + H + U_R - U_E\end{aligned}\tag{5.1}$$

donde m_n es la masa de la columna nieve y U_n su energía interna total. Los flujos de masa son: la precipitación R , la evaporación (o condensación si es de signo contrario) E y la fusión F . Y los flujos de energía: la radiación de onda corta K , la radiación de onda larga L , el intercambio de calor sensible superficie-atmósfera H , la advección de calor asociada a la precipitación U_R y la advección asociada a la evaporación U_E , también denominado calor latente. Para la energía interna se escoge un nivel de referencia energético, que en este caso es el del agua líquida a 0°C . Por ello, y al aceptar que el agua de fusión siempre escurre a una temperatura de 0°C , el término de advección de calor asociado a la fusión U_F desaparece.

Siempre que la energía interna de la columna de nieve U_n exceda el umbral que permite mantener en estado sólido la masa m_n , se produce fusión. Ese umbral es el característico del nivel de madurez de la nieve, en el cual su energía interna U_n^{madurez} es:

$$U_n^{\text{madurez}} = -m_n \cdot L_{fa}\tag{5.2}$$

donde m_n es la masa de nieve de la columna y L_{fa} el calor latente de fusión del agua. El exceso de energía interna de una masa de nieve sobre su nivel energético de madurez ($U_n - U_n^{\text{madurez}}$) se convierte en cada estado de tiempo en flujo de fusión F :

$$F = \begin{cases} \frac{U_n}{L_{fa}} + m_n & \text{si } U_n > U_n^{\text{madurez}} \\ 0 & \text{si } U_n \leq U_n^{\text{madurez}} \end{cases}\tag{5.3}$$

Esta expresión implica suponer que toda la energía sobrante en la columna de nieve se emplea en crear agua líquida, y que ese agua escurre por completo por el fondo de la columna en cada estado de tiempo. Se ha despreciado la fracción de agua retenida en la nieve θ_{ret}^m analizada en el punto 1.6.2.

A su vez, la temperatura de la nieve, función de U_n , determina el valor de los flujos de masa y energía. Esta relación entre U_n y los flujos de masa y energía es la causa del acoplamiento de las ecuaciones y la no linealidad del sistema.

Las variables de estado necesarias para definir el balance de masa y energía sobre una columna homogénea según la formulación de los distintos flujos son el equivalente de agua EA , la energía interna de la nieve U_n , referida a la energía de referencia, la densidad media de la columna ρ_n , la altura de rugosidad de la nieve z_0 y el albedo de la superficie α . ρ_n , z_0 y α son variables función de la historia de los intercambios energéticos y de masa de la nieve. En las ecuaciones escogidas la variable z_0 se trata en realidad como un parámetro constante mientras que ρ_n y α se derivan directamente de la cantidad de fusión.

Existen otra serie de variables derivadas de las anteriores que pueden ser utilizadas en momentos determinados, como son el espesor de nieve h_n y la temperatura media de la columna T_n . Por su parte, la emisividad de la nieve ε_n se ha tomado como un parámetro fijo.

Las variables meteorológicas utilizadas son la precipitación R , la temperatura T , velocidad del viento v , humedad relativa HR , radiación de onda corta incidente K y la emisividad de la atmósfera ε_{at} . Todas se obtienen por medida directa de la estación del Refugio Poqueira, con la salvedad de ε_{at} antes de noviembre de 2005. La densidad del aire se toma como parámetro constante.

Entre los parámetros geográficos con influencia en los balances caben destacar la pendiente, la orientación, la cota y la fracción de cobertura vegetal. Por último, existe otra serie de parámetros relacionados con las ecuaciones que describen los procesos que determinan los distintos flujos de masa y energía, como los factores de corrección del coeficiente de difusividad turbulenta por estratificación Φ y el coeficiente de difusión sin viento kE_{E0} .

La elección de un modelo de una capa causa la pérdida de información sobre la variación en vertical de las variables dentro de la columna de nieve, como es el caso de la temperatura o la densidad. Sin embargo, en un modelo distribuido en planta sobre una superficie muy grande con celdas homogéneas de pequeño tamaño, estos resultados pierden interés en favor del equivalente total de agua y la distribución diaria de la fusión, que sí se pueden representar con el modelo de una capa escogido.

La definición del modelo con base física permitirá su extensión a otras cuencas en principio similares, como pueden ser las mediterráneas o semiáridas.

5.3.2. Programación

El modelo puntual ha sido programado en primer lugar en *MatLab*, ya que se trata de un entorno de programación que a la potencia de cálculo próxima a la de un lenguaje de alto nivel como C++, une la simplicidad en la lectura de datos de entrada e interpretación gráfica de los datos de salida. Posteriormente se ha realizado una versión en C++ pensando en la incorporación del modelo puntual al modelo hidrológico distribuido. En este caso el lenguaje C++ es el más capaz para tratar con la elevada exigencia computacional del modelo final.

Se han diseñado dos algoritmos de cálculo para resolver cada estado temporal durante el cual los datos meteorológicos se suponen constantes. Tras las primeras pruebas y el estudio realizado sobre cada uno de los flujos intervinientes en el balance de energía se decidió que el estado temporal más conveniente para definir los procesos físicos internos de la nieve tendría una duración de una hora. Los cálculos previos con las ecuaciones seleccionadas para el balance de energía mostraron que la resolución en pasos mayores de

tiempo tendían a la inestabilidad de las soluciones a causa de los tiempos característicos de los procesos en momentos de mayor variación en las condiciones de contorno.

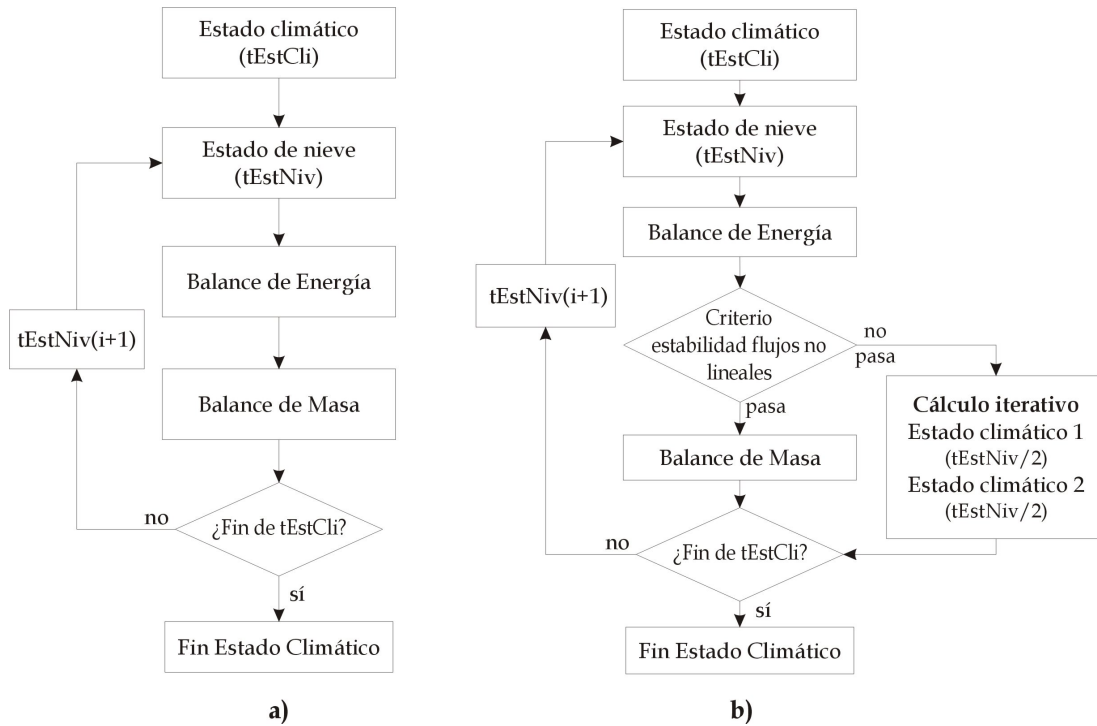


Figura 5.3: Algoritmos de resolución del balance de masa y energía. a) Simple y b) Iterativo

El primer algoritmo, cuyo diagrama de flujo aparece en la figura 5.3.a, se ha denominado *simple*, y resuelve los estados con el paso de tiempo fijo de una hora. Estados meteorológicos de mayor duración se resuelven mediante un bucle dividiendo en un número entero de estados de nieve de duración igual o inferior a la hora. El problema de este planteamiento viene de la mano de la no linealidad del balance de masa y energía. Bajo ciertas condiciones meteorológicas o con pequeños espesores de nieve, es decir, equivalentes de agua bajos, los flujos con carácter no lineal en las ecuaciones de equilibrio (concretamente H , E y U_E) pueden desestabilizarse provocando oscilaciones de amplitud variable en torno a la situación de equilibrio. Estas oscilaciones se deben a la propia forma de resolución del problema y no a la escala temporal del proceso real. El algoritmo puede llegar a necesitar una resolución temporal de cálculo de segundos, lo cual no implica que en la realidad las condiciones internas de la nieve estén también cambiando con esa resolución: un estado de la nieve, salvo circunstancias muy especiales, no se define en la escala de los segundos.

Para reducir estas oscilaciones encontradas que se manifiestan principalmente en la solución de la energía interna, se reestructura el algoritmo *simple*. El cambio realizado, como se observa en la figura adyacente a la anterior, 5.3.b, es la adición de un cálculo iterativo que divide un estado de la nieve en dos con la mitad de duración. La decisión de refinar el cálculo iterativamente se toma en cada paso cuando los términos no lineales cumplan un criterio de estabilidad, no permitiéndose que el valor absoluto de la suma de los flujos de energía no lineales supere un cierto valor. El grado de profundidad máximo alcanzado por las iteraciones también se restringe para evitar que el tiempo de cálculo se dispare cuando el equivalente de agua es muy bajo, situación en la que un cálculo

muy preciso no es importante.

5.4. Ajuste del modelo

Tras la implementación del modelo se presenta un trabajo de calibración previa, estadio que se ha denominado de ajuste, que permite adecuar las ecuaciones, parámetros y algoritmos a las peculiaridades de la cuenca de estudio en cuanto al desarrollo de los fenómenos relacionados con la nieve. Para ello se han utilizado exclusivamente los datos recogidos durante el año 2004–2005 en el punto de control del Refugio Poqueira.

Se ha realizado un tratamiento previo de los datos meteorológicos para acumularlos o promediarlos (según convenga) en una hora, tiempo escogido como el característico tanto de un estado meteorológico como de uno de nieve.

Profundizando en las expresiones finalmente utilizadas en el modelo para representar el balance de masa y energía se han tratado de captar aquellos parámetros no medidos que, por su naturaleza empírica o física no bien contrastada, sean fuente de incertidumbre. Asimismo se ha llevado a cabo un análisis de sensibilidad para detectar aquellos especialmente críticos en los resultados. Los factores considerados, enumerados junto con el proceso físico donde intervienen, han sido:

- Valor de la pendiente en la radiación solar de onda corta.
- Emisividad de la atmósfera ε_{at} para la radiación de onda larga.
- Coeficientes de estabilidad Φ_M y $\Phi_{V,H}$ por la estratificación inestable en la difusión de vapor de agua y de calor sensible superficie de nieve-atmósfera.
- El coeficiente de difusión del calor sensible en ausencia de viento kE_{H0} .
- Coeficiente de rugosidad de la nieve z_0 en la transferencia de cantidad de movimiento nieve-atmósfera.
- Temperatura a la que la precipitación es nieve TRn_0 , importante durante la acumulación y en el calor advectivo asociado a la precipitación.

Dos parámetros que se mantienen constantes durante todas las simulaciones son la emisividad de la nieve para la radiación de onda larga ε_n y la densidad del aire ρ_a , con valores 1 y $1,29 \text{ kg/m}^3$ respectivamente.

La calidad del ajuste de cada simulación con respecto a los datos medidos disponibles se comprueba por medio del error medio E_m , el error medio absoluto E_{ma} y la raíz del error cuadrático medio RE_{cm} , que se definen de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} E_m &= \frac{\sum_{i=1}^n (xm_i - xs_i)}{n} \\ E_{ma} &= \frac{\sum_{i=1}^n |xm_i - xs_i|}{n} \\ RE_{cm} &= \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (xm_i - xs_i)^2}{n}} \end{aligned} \tag{5.4}$$

donde xm hace referencia a los datos medidos y xs a los simulados, en este caso del equivalente de agua EA . n es el número de medidas.

5.4.1. Simulación inicial.

La primera ejecución del modelo, simulación *SNRP01*, muestra una clara subestimación de la fusión, de tal manera que la capa no llega a fundirse en ningún momento intermedio de la temporada y su presencia se prolonga casi 50 días más allá de la realidad observada. Los errores del ajuste son los siguientes:

$$E_m = -81,4 \text{ mm} \quad E_{ma} = 81,4 \text{ mm} \quad RE_{cm} = 99,2 \text{ mm}$$

Se ha realizado un primer análisis de sensibilidad del modelo, encontrándose que todos los factores y expresiones susceptibles de influir en mayor medida sobre el resultado presentados en la introducción realmente lo hacen, salvo la pendiente. De ellos, los dos factores más inciertos son Φ_M y $\Phi_{V,H}$, que en la sección 2.3 se ha denominado simplemente Φ de acuerdo a la expresión 2.16.

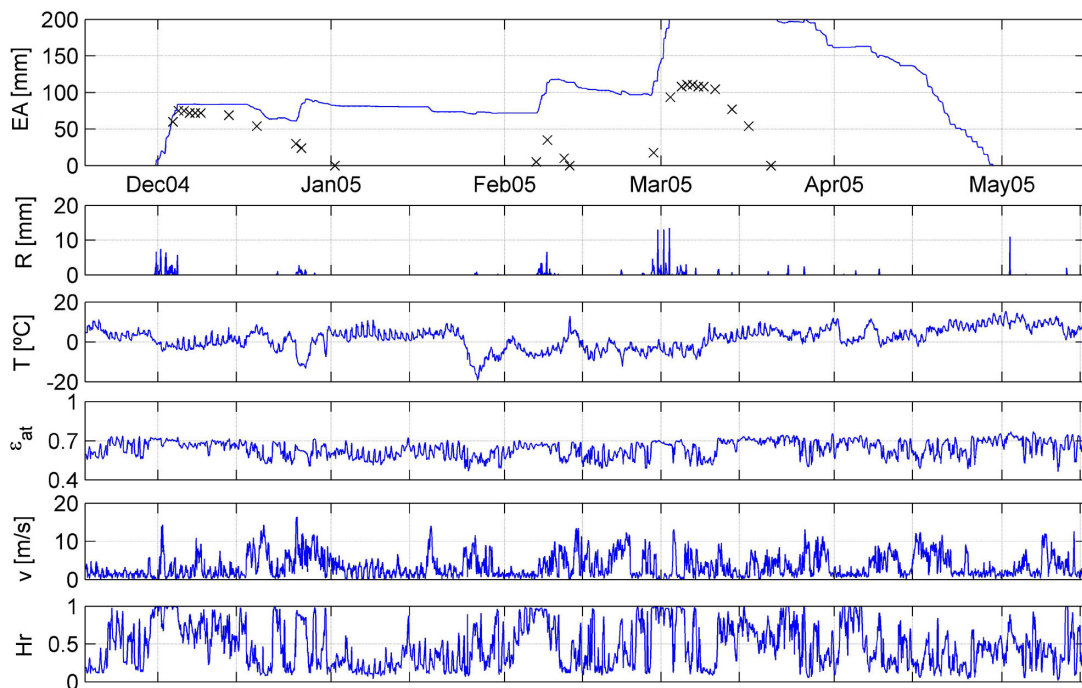


Figura 5.4: Simulación inicial *SNRP01*.

Estos factores, que corrigen la transferencia de cantidad de movimiento entre la atmósfera en movimiento y la superficie cuando no hay equilibrio adiabático, tienen un origen experimental. Se han utilizado las expresiones de Anderson (1976) (recogidas en la tabla 2.1), utilizadas por ejemplo en el modelo SNTHERM de Jordan (1991). También se han comparado los resultados utilizando otras definiciones para estos factores, como las que da Cline (1997). Los resultados son prácticamente idénticos en ambos casos. Sin embargo, con vientos o gradientes fuertes de temperatura estos factores proponen correcciones poco razonables, fuera del rango de valores para los que el proceso ha sido estudiado. Por ello el intercambio de calor latente y sensible se encuentra muy distorsionado en la simulación, sobrestimándose la capacidad de enfriamiento de la nieve. Este fenómeno ya ha sido mencionado por otros autores, como Tarboton y Luce (1996), quienes, a falta de estudios más exactos, han decidido apartar estos factores

de su modelo UEB. Esto es lo que se hará en la siguiente simulación. En esta primera simulación no se han utilizado los coeficientes de difusión sin viento del calor sensible y vapor de agua (kE_{H0} y kE_{E0} , apartados 3.5 y 2.3) cuya validez está poco consensuada. Se intenta así captar primero correctamente la influencia del viento para posteriormente corregir en su ausencia si se muestra necesario. La rugosidad de la nieve escogida ha sido de 1 mm , siguiendo a [Jordan et al. \(1999\)](#).

El equivalente de agua simulado resultante se muestra en la figura 5.4. En ella, así como en las siguientes ajustes, aparecen como resultado de cada simulación una serie de gráficas apiladas que recogen los resultados junto con los datos de entrada meteorológicos más relevantes. Estas gráficas son, por orden:

- Equivalente de agua de la nieve EA simulado, en mm . Las aspas marcan los datos reales estimados a partir de las medidas en el Refugio Poqueira.
- Registros horarios de precipitación R en mm , temperatura del aire T en $^{\circ}C$, emisividad de la atmósfera ε_{at} , que en este año es simulada dada la falta de medidas de radiación de onda larga, velocidad del viento v en m/s y humedad relativa Hr en tanto por uno, medidos todos ellos en la estación EST-2.

5.4.2. Intercambio turbulento y estabilidad adiabática.

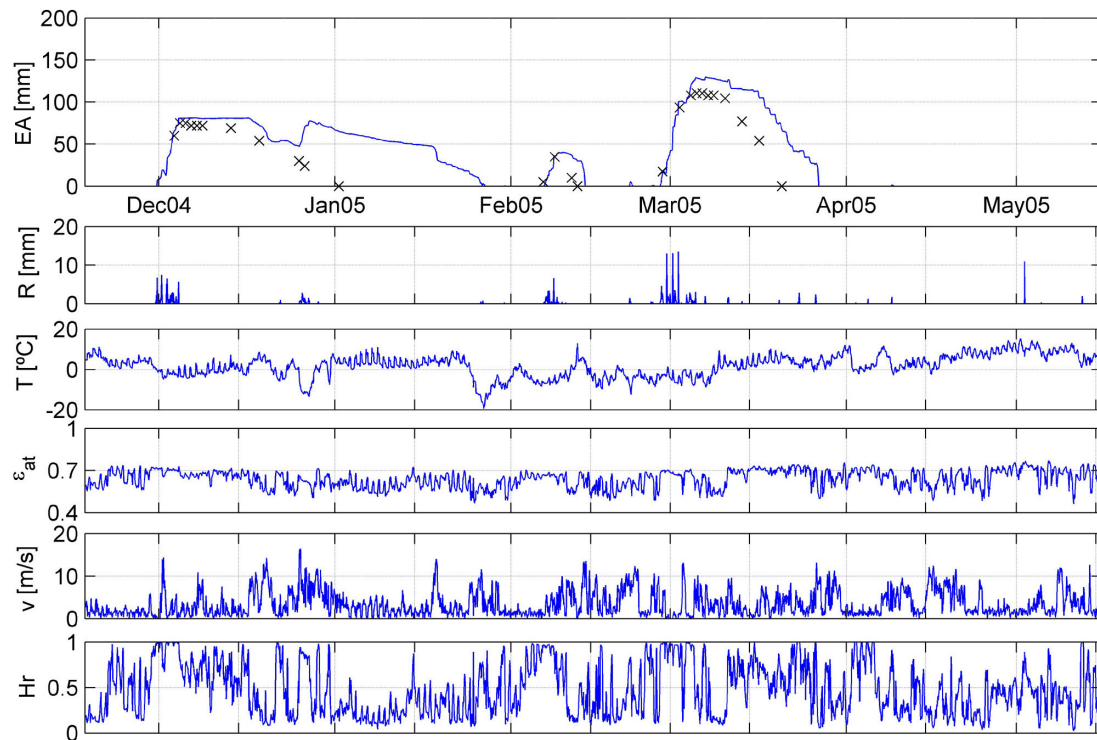


Figura 5.5: Simulación *SNRP02*. Φ unitarios.

Esta nueva simulación *SNRP02* sin factores de corrección ($\Phi = 1$) de la transferencia de cantidad de movimiento entre la atmósfera y la superficie por falta de estabilidad adiabática, favorece mucho más la fusión y muestra un mayor acuerdo con la realidad observada. La eliminación de los factores se ha traducido en una mejor representación

de los procesos físicos reales, por lo que se mantendrá así en adelante. El modelo ya es capaz de predecir los tres ciclos de fusión. Los errores disminuyen sustancialmente:

$$E_m = -20,2 \text{ mm} \quad E_{ma} = 20,7 \text{ mm} \quad RE_{cm} = 27,6 \text{ mm}$$

5.4.3. Efecto de las nubes sobre la onda larga.

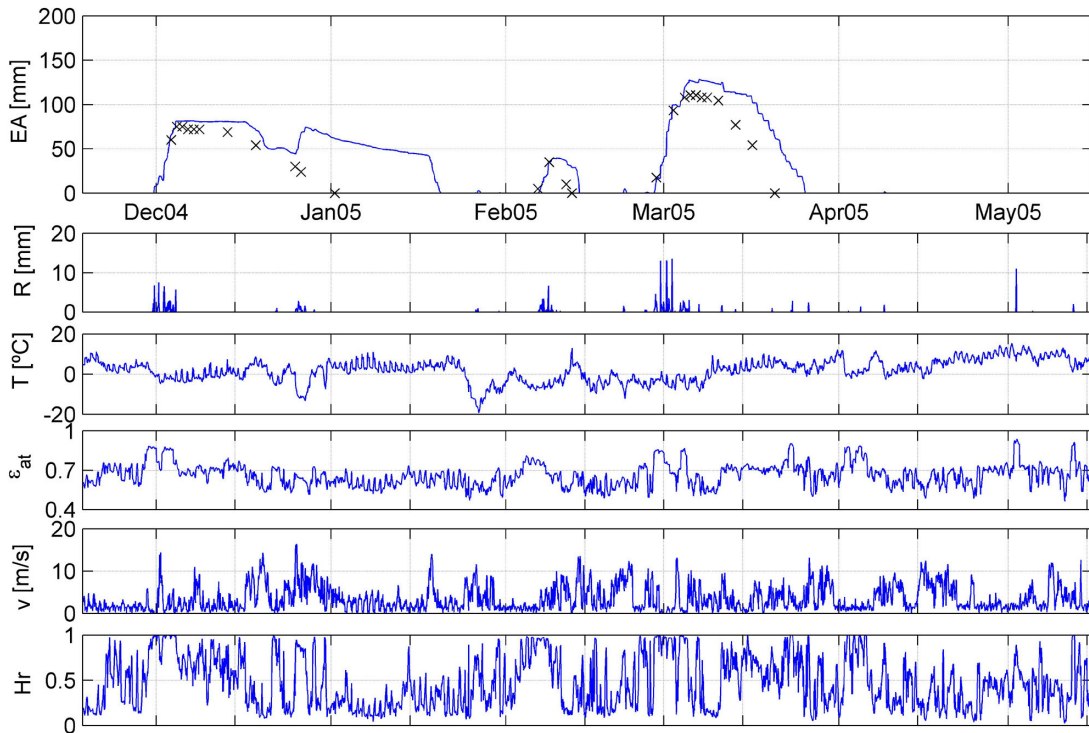


Figura 5.6: Simulación *SNRP03*. ε_{at} con nubes.

La emisividad de la atmósfera controla el equilibrio radiativo de onda larga y, con ello, la capacidad de enfriamiento nocturno de la capa de nieve. Su influencia se extiende a los resultados tanto a escala diaria como a escalas temporales mayores. Las expresiones sencillas que definen esta variable son muy numerosas, y tienen por lo general un origen empírico, ya que aquellas con una mayor base física complican en exceso en cuanto al número de datos necesarios el planteamiento del balance de energía (Luther *et al.*, 1988).

La expresión utilizada en las simulaciones *SNRP01* y *SNRP02* ha sido la definida por Brutsaert (1975) para cielos despejados (3.12). El efecto de la nubosidad sobre la emisividad y, por tanto, sobre el balance energético de la nieve es importante, por lo que es importante incorporar el factor corrector por nubosidad definido en Brutsaert (1982) (expresión 3.13). Este factor se apoya en la variable grado de nubosidad N (ver anejo A.5.3), de la que no existen medidas. Para el coeficiente C se utiliza el valor recomendado de 0,22.

En esta simulación *SNRP03* se ha aplicado una primera aproximación para definir la emisividad correctamente en días nublados según la expresión de Brutsaert (1982). Para ello se ha establecido una relación entre la nubosidad y el índice de claridad IC

de la forma que se detalla en 16.

El ajuste mejora y los días de desaparición de la nieve se acercan a los medidos al disminuir la capacidad de enfriamiento de la nieve (término L).

$$E_m = -19,0 \text{ mm} \quad E_{ma} = 19,5 \text{ mm} \quad RE_{cm} = 26,0 \text{ mm}$$

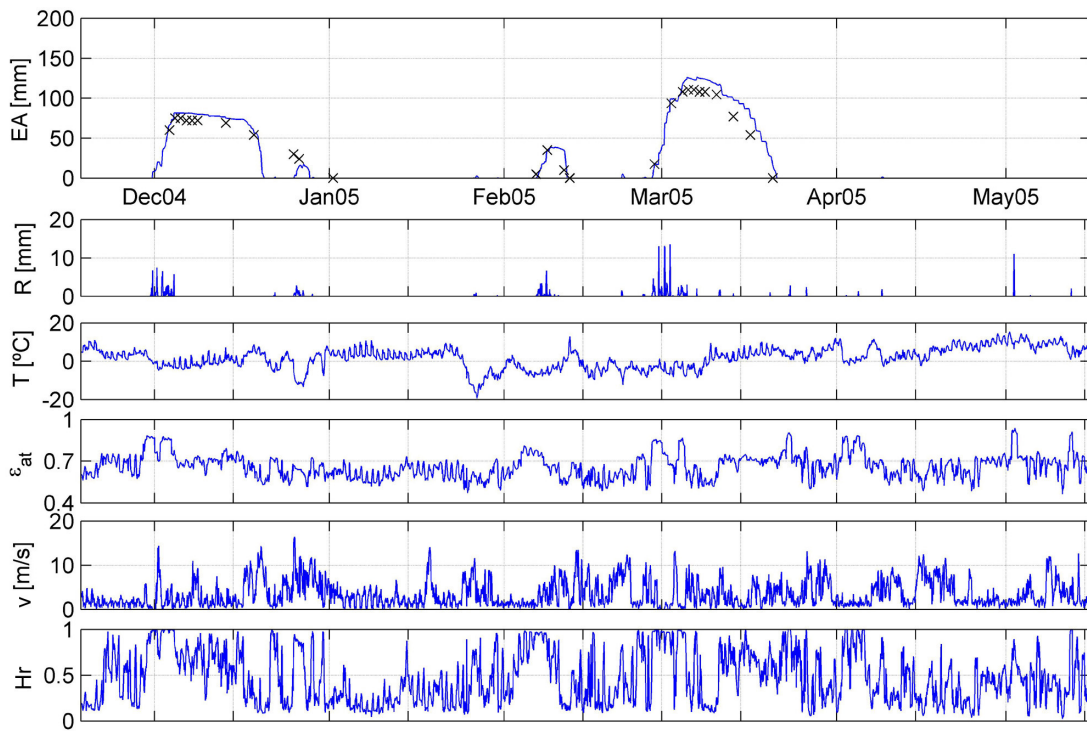
A pesar del coeficiente corrector por nubosidad, la emisividad obtenida con esta expresión rara vez supera el valor de 0,85, que es demasiado bajo para un día totalmente cubierto. Estando además las nubes siempre tan próximas a la superficie en esa zona, prácticamente en contacto directo con el terreno, valores de 1 deberían ser habituales en días muy cubiertos. Los datos de radiación de onda larga medidos en altura (Iziomon *et al.*, 2003; Frigerio, 2004) coinciden con esta matización referente a la máxima emisividad. Con respecto a la mínima, con cielo despejado, es difícil a su vez observar valores por debajo de 0,65 en los datos medidos por estos autores. Por ello en Jordan (1991), por ejemplo, se propone seguir la formulación de König-Langlo y Augstein (1994), que parte de una emisividad mínima de 0,765, valor similar al propuesto en otros trabajos. Sin embargo la fórmula de Brutsaert (1982) está llegando a asignar valores por debajo de 0,5 en días despejados. La consecuencia de la infravaloración de la emisividad es una exageración de la capacidad de enfriamiento de la nieve que favorece su permanencia y retrasa la fusión.

Esta incertidumbre con respecto a la exactitud de la expresión de Brutsaert (1982) en la simulación de la emisividad de la atmósfera en alta montaña anima a su estudio particular más detallado en el punto 5.5. Las mediciones de onda larga efectuadas a partir de noviembre de 2005 permiten, por un lado, incorporar directamente en las simulaciones de años posteriores el valor de la radiación de onda larga incidente L como una variable medida. Por otro lado, hacen posible el análisis de las relaciones de la emisividad con otras variables para su estimación en los casos sin registros de L .

5.4.4. Factor de transferencia sensible sin viento.

En la simulación *SNRP04* se ha incluido en la ecuación de intercambio de calor sensible un término de difusividad sin viento (Jordan, 1991; Jordan *et al.*, 1999; Koivusalo, 2002) que compense las carencias de fusión detectadas en la simulación anterior con poco viento (final de marzo). Se denomina factor de transferencia sensible sin viento kE_{H0} y sus unidades son $W/(m^2 \cdot K)$. Este coeficiente mejora la predicción de intercambio de calor sensible en atmósferas estables, y está determinado empíricamente. Estas correcciones que la realidad impone a la teoría del intercambio turbulento de calor sensible y latente están sugiriendo la necesidad de un estudio más profundo de este fenómeno de turbulencia. También se ha definido un coeficiente similar en el intercambio de calor latente, pero las pruebas realizadas (Jordan *et al.*, 1999) hasta el momento parecen indicar que, a diferencia del coeficiente de calor sensible, su adición no mejora los resultados de intercambio de calor latente, que equivale a decir de evaporación y condensación.

La combinación de parámetros que mejor ajuste han reflejado en esta simulación han sido una rugosidad z_0 de 1,5 mm (Dingman, 2002) y un factor de transferencia sensible sin viento kE_{H0} de $5 W/(m^2 \cdot K)$. Jordan (1991) y Jordan *et al.* (1999) contempla valores para este último parámetro de 2 y $1 W/(m^2 \cdot K)$ respectivamente. El modelo delata la existencia de distintos tipos de fusión de nieve en función de la combinación de viento y temperatura. En la simulación *SNRP04* se ha buscado ajustar principalmente con este

Figura 5.7: Simulación *SNRP04*. kE_{H0} .

parámetro el último evento de fusión, el de mayor influencia de la temperatura, que con los valores enumerados se reproduce con mucha precisión. En el primer ciclo de fusión hay otros factores como son el viento y el endurecimiento de la capa de nieve por las bajas temperaturas, que complican un poco más su correcta definición. Para lograr esto sería necesario adoptar coeficientes de rugosidad variables en función de la historia de la capa de nieve y valorar el efecto de la compactación de la nieve sobre el intercambio energético, entre otros efectos menores despreciados en esta primera aproximación al balance de energía en la nieve. El ajuste conseguido disminuye sensiblemente los errores:

$$E_m = -6,8 \text{ mm} \quad E_{ma} = 10,5 \text{ mm} \quad RE_{cm} = 13,0 \text{ mm}$$

5.4.5. Algoritmo iterativo.

El algoritmo de cálculo usado hasta este momento ha sido el denominado *simple*, cuyo diagrama de flujo aparece representado en la figura 5.3.a. Este algoritmo presenta ciertas inestabilidades para equivalentes de agua bajos o flujos energéticos fuertes, como los que se producen con altas velocidades del viento, por ejemplo, a finales de diciembre en el año que nos ocupa. Para evitarlo se define un nuevo algoritmo iterativo (figura 5.3.b) que sea capaz de ofrecer más resolución temporal para dar más estabilidad a las soluciones sólo en los momentos en los que se necesite.

Este cálculo más fino alcanzado con el algoritmo iterativo obliga a reajustar los parámetros de calibración que se habían determinado óptimos en la simulación *SNRP04*. Como el efecto que se observa es una pérdida de la interacción bajo condiciones de viento entre la superficie de la nieve y la atmósfera, se aumenta la rugosidad superficial de la

nieve z_0 hasta 5 mm . Al mismo tiempo se ajusta el factor de transferencia sensible sin viento kE_{H0} a $6\text{ W/m}^2 \cdot \text{K}$ para compensar el efecto negativo que el cambio en z_0 tiene sobre el intercambio de calor sensible. Con estos valores se consigue un ajuste similar en cuanto a la magnitud de los errores al obtenido con el algoritmo *simple*, pero sin embargo la evolución del equivalente de agua traza una forma más adecuada a lo esperable y los procesos internos de la nieve se desarrollan de manera mucho más estables, por lo que se considera beneficioso para el modelo.

$$E_m = -8,7\text{ mm} \quad E_{ma} = 10,9\text{ mm} \quad RE_{cm} = 13,0\text{ mm}$$

Al respecto de la evolución del equivalente de agua en el punto de control, hay que decir que por efecto del relieve de pequeña escala $O(dm)$, al que tanto se podría denominar microrrelieve como macrotextura, el emplazamiento concreto de la baliza donde se mide el espesor es un lugar de desaparición de la nieve más rápida en comparación con su entorno inmediato. Sobre todo en algunos periodos concretos con mayor evaporación o menor espesor de la capa de nieve. El pequeño espesor de la capa de nieve, que en este años ha alcanzado 90 cm como máximo, favorece la heterogeneidad en planta y hace difícil la determinación de un solo punto como característico de toda una zona. Por eso se prefieren las simulaciones que prolongan unos días más la presencia de nieve en los dos primeros ciclos.

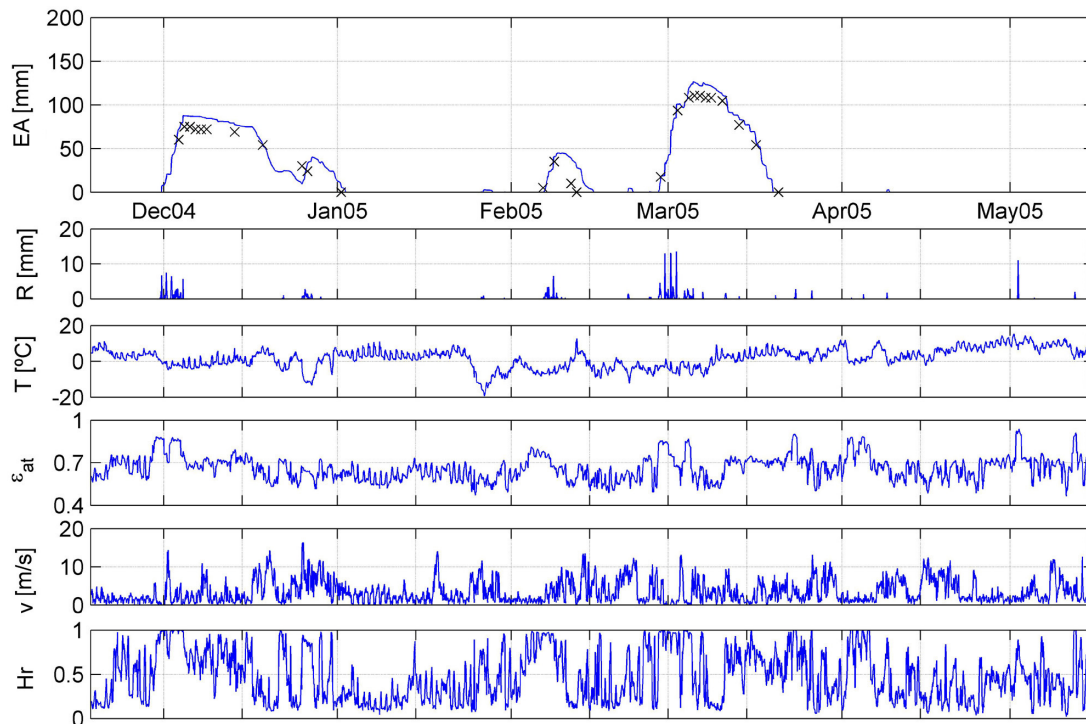


Figura 5.8: Simulación *SNRP05*. Algoritmo iterativo.

El grado de profundidad de la iteración es el número de veces que la función se llama a sí misma para poder resolver el estado inicial. Un valor x del grado significa que el estado inicial de duración t se ha tenido que dividir hasta llegar al menos a un estado de duración $t/2^x$. Esto no implica que todo el estado inicial deba resolverse con esa nueva resolución temporal. Al resolver iterativamente un estado, las distintas partes del mismo

pueden necesitar alcanzar un grado diferente para su resolución. Todo dependerá de la rapidez con la que el algoritmo sea capaz de recuperar la estabilidad. Esa estabilidad se refleja en la variación de la temperatura de la nieve ΔT_n de un estado meteorológico al siguiente.

El criterio de control de la estabilidad, que decide cuándo un estado debe ser calculado iterativamente, se basa en la variación de la temperatura de la nieve ΔT_n . Así, la variación máxima de la temperatura de la nieve permitida ΔT_n^{max} y el grado máximo de profundidad en la iteración $grado^{max}$ son los dos parámetros internos que permiten controlar la precisión y el esfuerzo de cálculo del algoritmo.

En la figura 5.9 se muestra la misma simulación *SNRP05* junto con algunos parámetros internos que indican el rendimiento del algoritmo iterativo y el estado energético de la nieve. Bajo el equivalente de agua aparece el factor adimensional de déficit de energía interna U^* . Es el cociente entre la energía interna simulada en cada instante, y la energía interna máxima que, dado el equivalente de agua actual, podría contener la capa de nieve sin fundir, es decir, en su punto de madurez (punto en el cual, cualquier aporte suplementario de energía se traduce en fusión). Para una nieve en fusión, el valor de este factor es 1. Valores menores indican la existencia de una nieve sobreenfriada, sin fusión. Bajo este gráfico, se muestran ΔT_n y el grado de iteración que ha sido necesario para resolver cada estado.

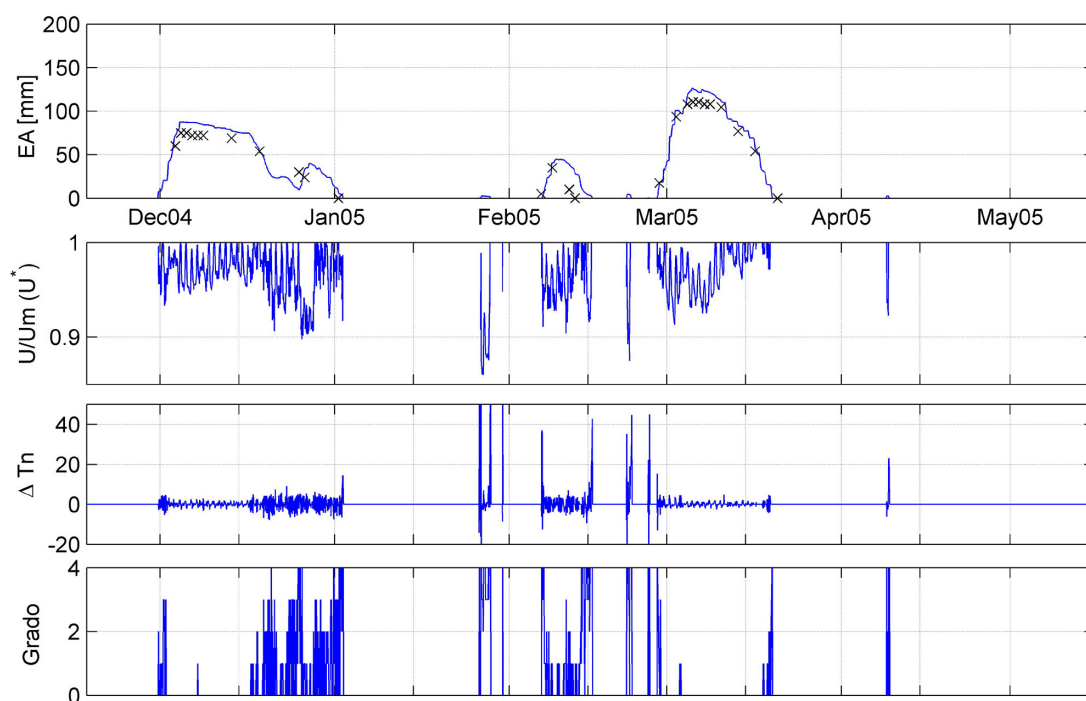


Figura 5.9: Simulación *SNRP05*. Parámetros internos.

La mayor parte de la energía requerida para la fusión de la nieve se invierte en el paso de cambio de fase, de sólido a líquido o vapor, proceso isoterma a $0^{\circ}C$ caracterizado por el valor del calor latente de fusión del hielo. Cuando el agua se encuentra en estado sólido la variación de energía interna se traduce en un cambio de temperatura de la columna de nieve en virtud de su capacidad calorífica. Esta capacidad es el producto de la masa por el calor específico del hielo, que es muy pequeño en comparación con el calor

latente de fusión. Por ello, pequeñas variaciones en los flujos netos de energía que entran o salen de la columna de nieve tienen como efecto un cambio en la temperatura interna de la columna importante, y máxime cuando la masa de la misma es pequeña. De ahí la sensibilidad que el algoritmo muestra a este cambio de temperatura y la aparición de la inestabilidad. El aumento lineal en el grado de profundidad del algoritmo iterativo implica un aumento exponencial en el tiempo de cálculo. Es por ello que hay que buscar un acuerdo entre la precisión que se obtiene refinando el cálculo y el tiempo que se consume para ello. No hay que olvidar que las mayores inestabilidades se producen a causa de equivalentes de agua muy bajos, estados cuya detallada resolución no van a cambiar significativamente la simulación global.

La solución mostrada en las figuras 5.8 y 5.9 se obtuvo para unos valores de $\Delta T_n^{max} = 5^\circ C$ y $grado^{max} = 4$. La solución del equivalente de agua con ΔT_n^{max} mayores no difiere apenas de la conseguida en *SNRP05*. El aumento de $grado^{max}$ a un valor de 10, por ejemplo, aumenta el tiempo de cálculo total en un 30 %, concentrándose esta reducción de tiempo en aquellos momentos en los que el equivalente de agua es mínimo. Al escoger un $grado^{max} = 4$ se fomenta la inestabilidad en los momentos finales (y a veces iniciales) de los ciclos de acumulación, con equivalentes de agua del orden de $1 \sim 2 mm$. En esos momentos aparecen valores de ΔT_n muy grandes, pero con un efecto real inapreciable sobre la evolución final del equivalente de agua. Los momentos con mayor evaporación, sin embargo, son aquellos con alto grado de profundidad para resolver la no linealidad y alto equivalente de agua, para los que en la figura 5.9 se comprueba que ΔT_n se mantiene siempre contenido en valores razonables. La oscilación en ΔT_n y U^* que se observa en los periodos con alto equivalente de agua corresponden principalmente a los ciclos diarios de enfriamiento y calentamiento de la nieve.

Como alternativa al método iterativo se ha explorado el rendimiento de un método Predictor-Corrector de un paso utilizando la temperatura de la nieve en el punto medio del intervalo. Se intenta con ello eliminar la iteratividad y ahorrar tiempo de cálculo. Sin embargo los resultados obtenidos con este están mucho más próximos a los del algoritmo simple que a los del iterativo; además la estabilidad lograda es menor que la del método iterativo. De esta prueba se deduce que este método no resulta tan adecuado debido a la naturaleza del problema planteado y el método de resolución adoptado. El algoritmo iterativo controlado se muestra más eficiente en la resolución del balance de energía de la nieve.

5.4.6. Temperatura de la precipitación.

De acuerdo a lo expuesto en el punto 3.7.1, se incorpora un último parámetro en el modelo referente a la temperatura a la que se puede considerar que la precipitación es de nieve. Se define para ello la temperatura base de nieve TRn_0 con un valor constante de $1^\circ C$. Esto quiere decir que cualquier precipitación por debajo de este valor será considerada como nieve, y cualquiera por encima, lluvia. La aplicación práctica de este parámetro sobre el modelo implica suponer que la precipitación posee una temperatura $TRn_0^\circ C$ por debajo del valor medido sobre la superficie (ver expresión 3.7.1). Los resultados de esta simulación *SNRP06* se recogen en la figura 5.10. El único parámetro modificado con respecto a *SNRP05* es TRn_0 .

La precipitación en forma de nieve se ha incrementado desde los $314 mm$ de las simulaciones anteriores hasta $338,8 mm$. El aumento es significativo, sobre todo en el primer ciclo de acumulación en diciembre y en la acumulación de mediados de marzo. En

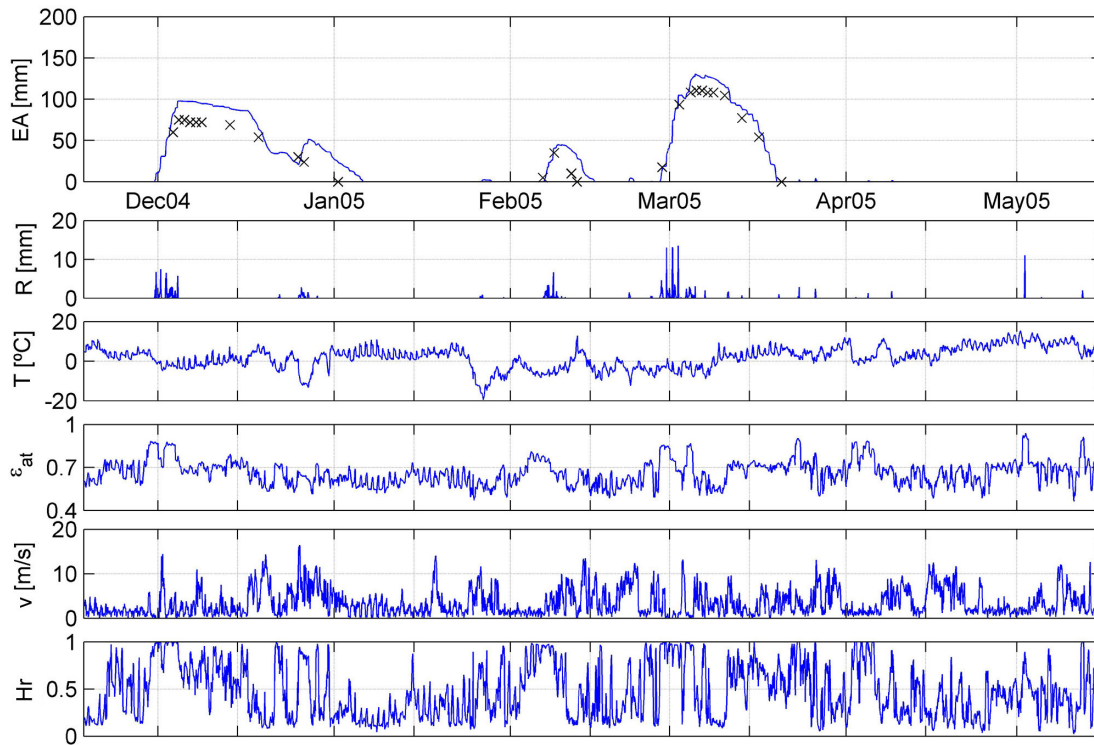


Figura 5.10: Simulación *SNRP06*. $TRn_0 = 1^\circ\text{C}$.

ninguno de los dos casos parece corresponder con la precipitación real de nieve medida, que se sobrestima. Por eso los errores obtenidos son algo mayores que en la simulación *SNRP06*.

$$E_m = -14,9 \text{ mm} \quad E_{ma} = 16,0 \text{ mm} \quad RE_{cm} = 18,0 \text{ mm}$$

5.4.7. Conclusiones

La estación del Refugio Poqueira es el emplazamiento con un seguimiento más intensivo de variables meteorológicas y de nieve. Con los datos de precipitación, temperatura, humedad relativa, velocidad del viento, radiación solar y espesor de la nieve tomados durante el invierno 2004–2005 se ha realizado una ajuste o primera calibración del modelo. Con ella se ha pretendido valorar la influencia de las formulaciones y parámetros escogidos en el resultado del modelo puntual al simular la nieve en este entorno Mediterráneo. En la tabla 5.3 se resumen las principales características de las simulaciones realizadas.

Las conclusiones de este estudio se condensan en una serie de asunciones básicas con respecto a la formulación del modelo puntual:

- No es beneficioso realizar la corrección de los términos turbulentos por estratificación de [Anderson \(1976\)](#) o [Cline \(1997\)](#), por ejemplo. $\phi_V = \phi_M = \phi_H = 1$.
- La emisividad de la atmósfera se puede determinar siguiendo a [Brutsaert \(1982\)](#), aunque se considera insuficiente bajo condiciones de nubosidad. Se propone la

Simulación	Factores Φ	ε_{at}	kE_{H0} $\frac{W}{m^2 \cdot K}$	$z0$ mm	Algoritmo	TRn_0 $^{\circ}C$	RE_{cm} mm
<i>SNRP01</i>	Anderson 76	Brutsaert 75	0	1	Simple	0	99,2
<i>SNRP02</i>	ninguno	Brutsaert 75	0	1	Simple	0	27,6
<i>SNRP03</i>	ninguno	Brutsaert 82	0	1	Simple	0	26,0
<i>SNRP04</i>	ninguno	Brutsaert 82	5	1,5	Simple	0	13,0
<i>SNRP05</i>	ninguno	Brutsaert 82	6	5	Iterativo	0	13,0
<i>SNRP06</i>	ninguno	Brutsaert 82	6	5	Iterativo	1	18,0

Tabla 5.3: Resumen de parámetros y resultados en las simulaciones de ajuste del nuevo modelo.

conveniencia de establecer una nueva expresión en particularizada para las propiedades meteorológicas de esta región de alta montaña.

- Se incorpora un coeficiente de difusividad sin viento del calor sensible kE_{H0} (Jordan, 1991) entre $4 \sim 6 W/m^2 \cdot K$.
- Se adopta una rugosidad de la nieve $z0$ constante entre $1,5 \sim 5 mm$.
- Se resuelve con algoritmo iterativo: pasos básicos de 1 hora divisibles iterativamente por 2 en los momentos de mayor no-linealidad, con un grado máximo de iteración de 4 y un incremento de temperatura en estabilidad máximo de $5^{\circ}C$.
- Se escoge una temperatura base para la precipitación en forma de nieve en torno a $\sim 0^{\circ}C$.

5.5. Estudio de la emisividad de la atmósfera

La radiación de onda larga, o radiación termal, L se rige en la nieve por la expresión 3.11 con las consideraciones destacadas en el apartado 3.4.

La medición directa de L es sencilla a través de sensores de radiación neta generales o específicos para la onda larga. La dificultad surge a la hora de querer estimar la emisividad y la temperatura que corresponden a la atmósfera a partir de aquellos datos superficiales registrados más habitualmente en una estación meteorológica convencional, entre los que no se suelen encontrar los anteriores. Durante el ajuste del modelo se ha encontrado que la expresión de Brutsaert (1982) parece subestimar el valor de ε_{at} en esta región de alta montaña. Esta es la razón para explorar más profundamente la emisividad y obtener una expresión que la pueda simularla más precisamente a partir de otros datos superficiales.

5.5.1. Medidas directas en alta montaña

Existe en general un déficit de medidas de radiación de onda larga en regiones montañosas (p.e. Sicart *et al.*, 2006) que choca con la creciente importancia que se está dando a esta radiación en los balances superficiales de energía (p.e. Philipona *et al.*, 2004). Esta falta de datos sistemáticos para las condiciones particulares no sólo de Sierra Nevada, sino de alta montaña en general (Iziomon *et al.*, 2003), mueven a la instalación de un nuevo sensor de radiación de onda larga en la estación meteorológica del Refugio Poqueira. Esta estación está situada a 2500 m de altitud, en una zona sin vegetación arbórea, dominada por los procesos de nieve durante el invierno y parte de la primavera. Su altitud, latitud y orientación hacen de este un lugar muy soleado a la vez que frío, donde la nieve sobrevive al calentamiento diurno gracias principalmente al enfriamiento nocturno provocado por el balance de radiación termal. Esto la convierte en una localización muy interesante para el estudio de la onda larga, y en este caso, además, de su influencia en la acumulación y fusión de la nieve.

El aparato elegido fue un pirgeómetro CGR3 de Kipp&Zonnen, con un rango de temperaturas de funcionamiento entre -40 y $40^{\circ}C$ (para un error $< 5\%$) y una precisión $< 5W/m^2$. Su sensor capta la radiación neta que lo atraviesa en el rango de longitudes de onda entre 4,5 y 44 μm . Como mide un valor neto, también capta la radiación emitida por el propio aparato. Pero esta se puede calcular con la ecuación de Stephan-Boltzman 3.4 conociendo la temperatura del aparato, al que se le atribuye una perfecta emisividad (igual a 1).

Con los datos de temperatura y radiación de onda larga incidente, se obtienen valores directos de ε_{at} mediante la inversión de la ecuación de Stephan-Boltzman. Los primeros registros, que se extienden desde el 11 de noviembre de 2005 hasta el 29 de abril de 2007, permiten profundizar en las relaciones de ε_{at} con otras variables a distintas escalas temporales.

5.5.2. Escala diaria

La primera representación con interés a escala diaria es la de ε_{at} frente al índice de claridad IC^2 (figura 5.11). El promedio a escala diaria favorece la consistencia del índice IC (con definición únicamente diurna) y permite estudiar los valores que toma ε_{at} en función de la nubosidad media del día. Las medidas se distribuyen de manera bastante dispersa aunque insinuando una tendencia. En esa nube de puntos se pueden destacar dos zonas ($Z1$ y $Z2$ en la figura) que corresponden a los valores mínimos y máximos que alcanza ε_{at} respectivamente.

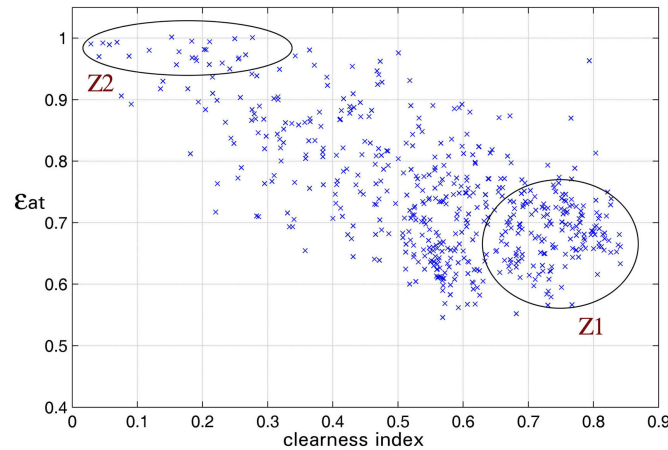


Figura 5.11: Emisividad de la atmósfera ε_{at} en función del índice de claridad IC . Medias diarias. Nov 2005–Abr 2007.

La zona $Z1$, con los valores de ε_{at} más bajos, delimita los registros efectuados en aquellos días más despejados. La emisividad bajo estas condiciones es la que se conoce como *clear sky emissivity* ε_{at}^{cs} . Sin la presencia de nubes es más fácil abordar el problema de encontrar alguna relación para la predicción de ε_{at}^{cs} . Por ello es posible encontrar relaciones empíricas antiguas como [Ångström \(1918\)](#) o [Brunt \(1932\)](#) que ofrecen resultados no superados por otras más modernas como [Idso \(1981\)](#) o [Prata \(1996\)](#). Aunque por encima de las demás, diversos estudios (p.e. [Kustas et al., 1994](#); [Iziomon et al., 2003](#)) coinciden en destacar la expresión de [Brutsaert \(1975\)](#) como una de las más certeras en condiciones de cielos despejados. Estas relaciones empíricas se apoyan en medidas a nivel de la superficie de humedad y temperatura, o de alguna de sus variables derivadas como presión de vapor y temperatura del punto de rocío, por lo que resultan fáciles de aplicar. Ofrecen una buena predicción dentro de la zona $Z1$. Obviamente existen una serie de factores con influencia en ε_{at}^{cs} que estas aproximaciones ni siquiera intentan contemplar, como es el caso de los gradientes atmosféricos de las variables mencionadas, o la influencia de la radiación solar, que causa diferencias observables entre las medidas diurnas y nocturnas de ε_{at}^{cs} ([Alados-Arboledas y Jiménez, 1988](#)). Ello da pie a la existencia de formulaciones con un punto de vista más físico, ya sean analíticas ([Staley y Jurica, 1972](#)) o semiempíricas ([Srinivasan, 1981](#)), pero que demandan la medición de variables muy poco comunes.

Cabe destacar por último en esta zona $Z1$ el intervalo de valores típicos de la ε_{at}^{cs} media diaria que se han registrado. ε_{at}^{cs} se encuentra entre 0,75 y 0,57 aproximadamente,

² IC : relación entre la radiación medida sobre superficie horizontal y la radiación extraterrestre teórica correspondiente. Ver anejo A.5.4.

el último de los cuales es un valor realmente bajo que resalta la gran capacidad de enfriamiento de la superficie por parte de la radiación termal en situaciones con cielos limpios, hecho habitual por tratarse de una región de alta montaña.

Con mucha menos dispersión se presenta la zona $Z2$, que corresponde a la situación de cielos totalmente cubiertos. Los valores alcanzados por ε_{at} en esta región varían entre 0,95 y 1. Se presentan menos casos que en la zona $Z1$ ya que la nubosidad de esta región mediterránea no es muy abundante, ni aun en invierno. Se puede considerar que la situación que caracteriza a $Z2$, con IC por debajo de 0,3, es el de una nubosidad persistente y baja. En muchos casos incluso en contacto con el terreno, una circunstancia común en alta montaña (ver fotografías 5.12.a y 5.12.b). En este contexto, con sobresaturación del agua a nivel del suelo y temperatura prácticamente igual a la del terreno, la ε_{at} media diaria se mantiene en 1.



(a) Órgiva. Nubes a 1300 m.



(b) Refugio Poqueira, 2500 m.

Figura 5.12: Nubosidad en contacto con el terreno en Sierra Nevada.

Fuera de estas dos situaciones extremas, se encuentran una gran cantidad de registros que corresponden a situaciones intermedias. En estos casos el grado de nubosidad, y el tipo y la altitud de la nube se añaden a las variables necesarias para definir ε_{at} desde la aproximación más física. Las expresiones empíricas, por su parte, buscan la generalización de ε_{at}^{cs} para cualquier situación atmosférica. Esto se realiza habitualmente a través de un coeficiente que modifica directamente a ε_{at}^{cs} . Este coeficiente, mayor que 1, suele estar determinado por la variable *grado de nubosidad* N (ver anejo A.5.3). Este

es el caso de Brutsaert (1982) (Pirazzini *et al.* (2000) para ver otros ejemplos). Sin embargo, en las pruebas realizadas con los datos del Refugio Poqueira difícilmente se pudieron obtener con esta expresión valores de ε_{at} superiores a 0,85 cuando se ha visto que en alta montaña no es difícil mantener una ε_{at} igual a 1 como media de todo un día.

Pero los registros del grado de nubosidad N tampoco son habituales, y por ello otros planteamientos se decantan por intentar relacionar este coeficiente de nubosidad con medidas superficiales de humedad o temperatura (Sicart *et al.*, 2006). Este último sería un ejemplo de la situación ideal que se busca en este trabajo: disponer de una expresión de ε_{at} para cualquier tipo de situación atmosférica basada únicamente en variables meteorológicas superficiales comunes.

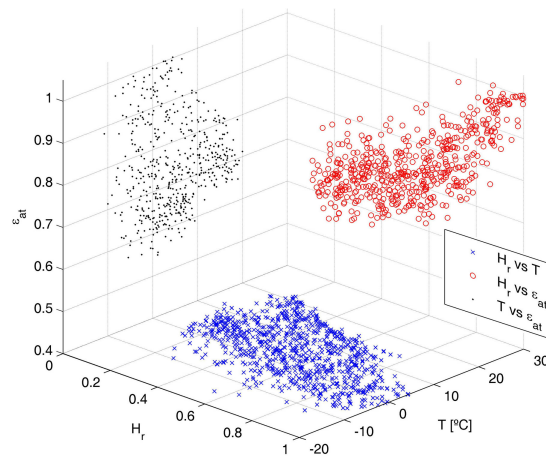


Figura 5.13: Emisividad de la atmósfera ε_{at} frente a la humedad relativa Hr_d y la temperatura T_d . Medias diarias. Nov 2005–Abr 2007.

Como se desprende de la figura 5.11, el IC no es capaz por sí mismo de representar a ε_{at} ni siquiera a escala diaria. Existe una gran dispersión respecto al valor medio de ε_{at} como $f(IC)$, aproximadamente de $\pm 0,15$ en situaciones de media y baja nubosidad. En la figura 5.13 aparecen las relaciones que existen entre ε_{at} , Hr_d y T_d (medios diarios). En él se aprecian las tendencias que marcan las interdependencias entre estas variables. En la representación de T_d frente a ε_{at} , por ejemplo, se observa el crecimiento casi lineal de esta última con el incremento de T_d . Y en Hr_d frente a ε_{at} la relación entre ambas variables, que hace que las medidas muestren una relación de ε_{at} creciente con Hr_d en forma aproximadamente parabólica, y muy concentradas en el extremo de $Hr_d = 1$ y $\varepsilon_{at} = 1$. Pero lo más interesante es que las medidas sugieren el dibujo de una superficie tridimensional con menor dispersión que cualquiera de las otras representaciones 3D. En ella los valores altos de ε_{at} se agrupan en la zona de alta Hr_d para cualquier T_d , mientras que los valores medios y bajos de ε_{at} van decreciendo dibujando una relación en T_d casi lineal para cada Hr_d constante. Para observar este efecto lo mejor es acudir a gráficas 2D y distinguir grupos de medidas, atendiendo a si se trata de un día despejado, uno totalmente cubierto o de una situación intermedia.

Días despejados

Para ello hay que definir en primer lugar cuándo un día se puede considerar como despejado. Utilizando los datos disponibles en la estación, se puede hacer la hipótesis de que un día despejado es aquel que cumple, en valores medios diarios, la siguiente relación:

$$\text{Día despejado} \rightarrow \begin{cases} IC > 0,7 \\ Hr_d < 0,8 \end{cases} \quad (5.5)$$

La condición en humedad puede prevenir la inclusión de algún día con neblina muy ligera, en el que una gran cantidad de radiación difusa adultere el valor de IC . En el gráfico 5.14.a se muestran los valores medios diarios de ε_{at} frente a Hr_r . Remarcadas con un círculo rojo se encuentran aquellas que ocurren en un día despejado según 5.5. En este primer gráfico la dispersión de las medidas resaltadas, que corresponderían a ε_{at}^{cs} como $f(Hr_d)$, es grande. Pero al realizar una transformación lineal de ε_{at} en T_d , gráfica 5.14.b, la dispersión disminuye apreciablemente.

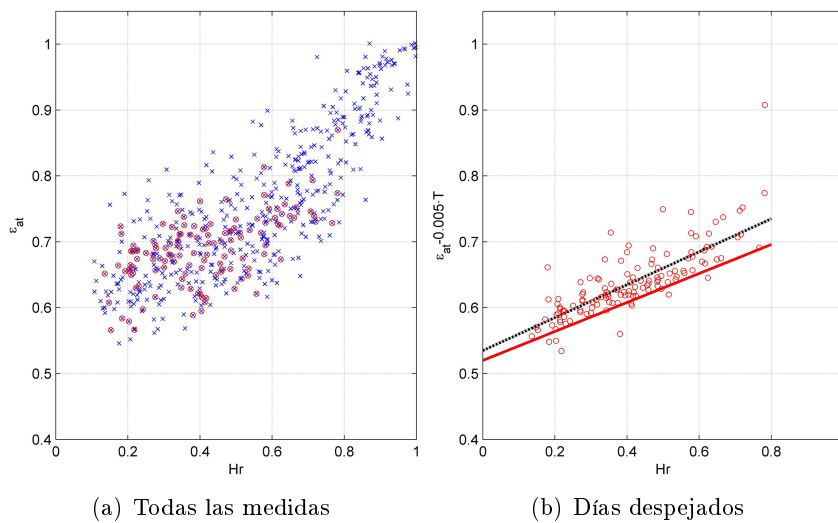


Figura 5.14: Emisividad de la atmósfera ε_{at} frente a la humedad relativa Hr_d . Medias diarias. Análisis de días despejados. Nov 2005–Abr 2007.

En 5.14.b ya sólo se representan las medidas correspondientes a un día despejado. La transformación del eje de ordenadas $\varepsilon_{at}^* = \varepsilon_{at} - 0,005 \cdot T_d$ se ha ajustado a partir del valor de la pendiente que se deduce de la gráfica $T_d - \varepsilon_{at}$. Con esta representación es posible ajustar una línea de tendencia media de los datos, que aparece en negro discontinuo en la figura. Pero también es posible trazar una recta envolvente bien definida que marca el límite inferior para ε_{at}^{cs} , en rojo en la figura. Esta envolvente inferior puede estar representando las condiciones ideales de cielo despejado para combinación de (Hr, T) que corresponderían con una ε_{at}^{cs} ideal mínima. Cualquier desviación de esta situación ideal en aquellas variables o medidas, como pueden ser ligeros intervalos nubosos o cambios en el perfil atmosférico ideal de T_d o Hr_d haría aumentar el valor de ε_{at} . Las

ecuaciones para esas dos rectas son:

$$\varepsilon_{at}^{cs} - 0,005 \cdot T_d = 0,25 \cdot Hr_d + 0,535 \quad (5.6)$$

para el ajuste medio y

$$\varepsilon_{at-min}^{cs} - 0,005 \cdot T_d = 0,22 \cdot Hr_d + 0,52 \quad (5.7)$$

para la envolvente inferior.

Días totalmente cubiertos

Con la misma metodología, se puede analizar lo que ocurre con la emisividad en un día totalmente cubierto ε_{at}^{ccs} ³. La condición para definir un día de este tipo va a ser única en este caso:

$$\text{Día completamente cubierto} \rightarrow IC < 0,25 \quad (5.8)$$

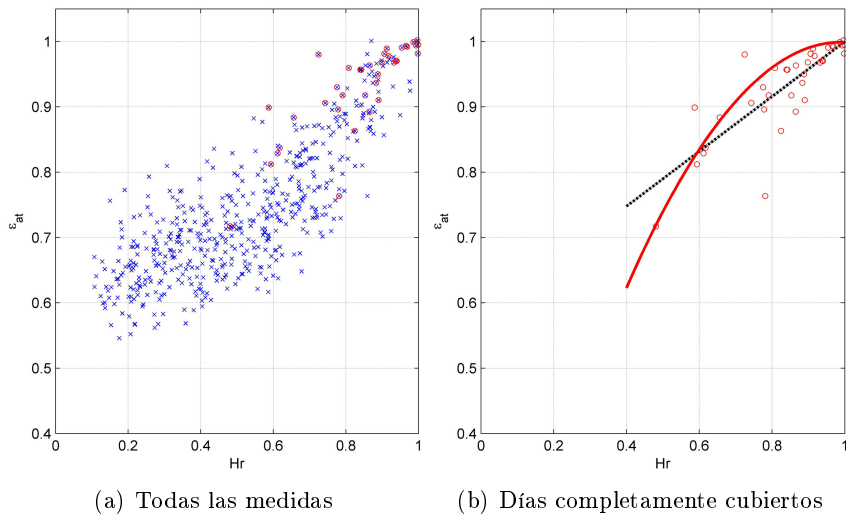


Figura 5.15: Emisividad de la atmósfera ε_{at} frente a la humedad relativa Hr_d . Medias diarias. Análisis de días totalmente cubiertos. Datos entre Nov 2005–Abr 2007.

En este caso la transformación con T no disminuye la dispersión de las medidas originales, por lo que los ajustes se mantienen como función sólo de Hr_d , $\varepsilon_{at}^{ccs} = f(Hr_d)$. Como en el caso de cielos despejados, es posible definir un ajuste medio y, además, una envolvente, que en este caso es superior. La expresión de ambas es:

$$\varepsilon_{at}^{ccs} = 0,42 \cdot Hr_d + 0,58 \quad (5.9)$$

³ccs: completely covered sky

para el ajuste medio. La envolvente, parabólica, se define de la siguiente manera:

$$\varepsilon_{at-max}^{ccs} = -1,08 \cdot Hr_d^2 + 2,14 \cdot Hr_d - 0,06 \quad (5.10)$$

Simulación de días extremos

Los ajustes 5.6 y 5.9 corresponden pues a días extremos, es decir, a aquellos completamente despejados o completamente cubiertos. Para valorar el grado de exactitud de estos ajustes se procede a estudiar el error cometido al simular con ellos una ε_{at} utilizando las variables meteorológicas disponibles y compararla con las medidas realizadas con el pirgeómetro. Al mismo tiempo se realiza otra simulación utilizando las expresiones de Brutsaert (1975, 1982) para destacar las diferencias entre las expresiones empíricas habituales y los nuevos ajustes.

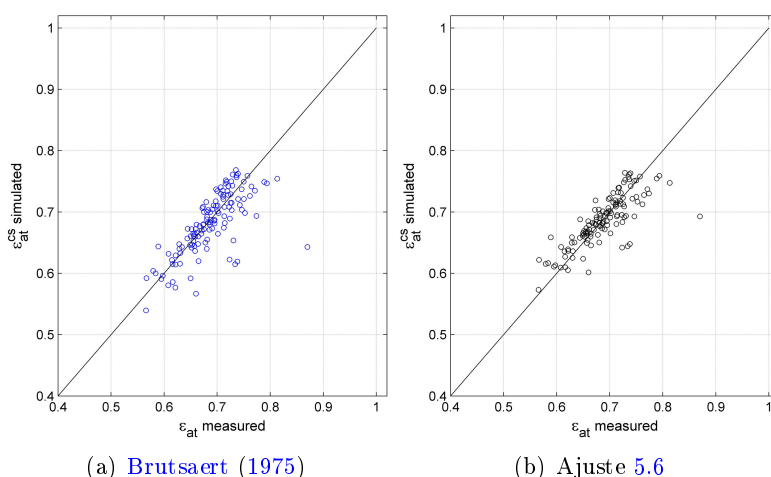


Figura 5.16: Comparación entre la emisividad de la atmósfera ε_{at} medida en un día despejado frente a la simulada. Medias diarias. Datos entre Nov 2005–Abr 2007.

Para el caso de día despejado el resultado es el mostrado en la figura 5.16. Sólo se han utilizado las medidas catalogadas como día despejado según 5.5, y como expresión de comparación se ha utilizado la de Brutsaert (1975), sin ningún tipo de corrección por nubosidad. El error medio E_m y la raíz del error cuadrático medio RE_{cm} para cada una de las aproximaciones es:

$$\text{Brutsaert (1975)} \begin{cases} E_m = 0,007 \\ RE_{cm} = 0,037 \end{cases} \quad \text{Ajuste 5.6} \begin{cases} E_m = 0,002 \\ RE_{cm} = 0,031 \end{cases} \quad (5.11)$$

Los errores son ligeramente menores con el nuevo ajuste. Cabe destacar cómo los casos mejor simulados por Brutsaert (1975) son igualmente bien reproducidos con 5.6. Los registros que más se desvían de la simulación coinciden en ambas aproximaciones. El nuevo ajuste, en cualquier caso, es capaz de reproducirlos más adecuadamente. Estos registros son aquellos que, afectados por alguno de los factores atmosféricos no medidos, se alejan más de la situación ideal de día despejado.

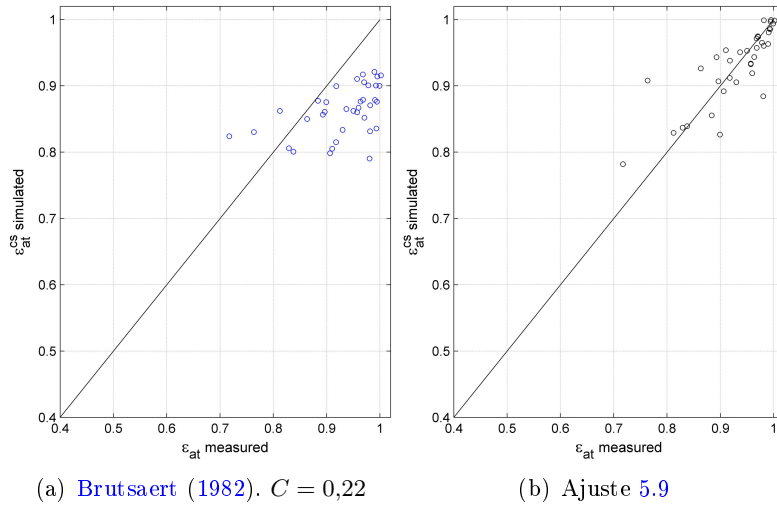


Figura 5.17: Comparación entre la emisividad de la atmósfera ε_{at} medida en un día totalmente cubierto frente a la simulada. Medias diarias. Datos entre Nov 2005–Abr 2007.

Para el caso de día totalmente cubierto planteado por la expresión 5.8 se ha considerado la expresión de Brutsaert (1982) con un índice de nubosidad máximo, es decir, igual a la unidad, y con el coeficiente propuesto C de 0.22 (Brutsaert, 1982; Kustas *et al.*, 1994). Los resultados con esta expresión y con el ajuste 5.9 se recogen en la figura 5.17. Los errores cometidos son:

$$\text{Brutsaert (1982)} \begin{cases} E_m = 0,068 \\ RE_{cm} = 0,090 \end{cases} \quad \text{Ajuste 5.9} \begin{cases} E_m = -0,001 \\ RE_{cm} = 0,039 \end{cases} \quad (5.12)$$

Brutsaert (1982) subestima claramente la emisividad para los cielos totalmente cubiertos, mientras que el ajuste 5.9 mantiene la magnitud de los errores obtenidos con cielo despejado. Se puede achacar el error de Brutsaert (1982) a la inadecuación del coeficiente experimental C para estas condiciones de alta montaña. Si se realiza una calibración de este coeficiente para la zona de estudio se obtiene un valor idóneo del mismo de 0,32, con un E_m de $-0,002$ y una RE_{cm} igual a 0,059. El E_m bajo indica que ya no se subestima ε_{at} , pero sigue presentando dispersión grande en los resultados. Aún con este cambio en el coeficiente, los resultados alcanzados con 5.9 son claramente mejores.

Cualquier estado de nubosidad

Para poder simular ε_{at} bajo cualquier condición meteorológica, sólo falta definir la zona intermedia, de nubosidad variable no completa. Es la más complicada de caracterizar, sobre todo cuando sólo se cuenta con datos superficiales.

Brutsaert (1982) demanda incorporar a su expresión el grado de nubosidad N . La manera más adecuada de calcularlo cuando no hay medidas directas es a través del IC diario. En consonancia con las hipótesis marcadas en 5.5 y 5.8, se define una N

linealmente variable entre la situación de máxima nubosidad ($IC < 0,25 \rightarrow N = 1$) y la de cielo despejado ($IC > 0,7 \rightarrow N = 0$):

$$\begin{cases} N = 1 & \text{si } IC \leq 0,25 \\ N = \frac{0,7-IC}{0,7-0,25} & \text{si } 0,25 < IC < 0,7 \\ N = 0 & \text{si } IC \geq 0,7 \end{cases} \quad (5.13)$$

Por tanto, Brutsaert (1982) va a proporcionar una expresión de ε_{at} para cualquier condición que será función de tres variables superficiales $\varepsilon_{at} = f(e, T, IC)$. En cuanto al valor de C a utilizar, una nueva calibración que contempla todos los casos de nubosidad, y no sólo el de la máxima, ofrece el mínimo en $C = 0,33$ (figura 5.18). En ese punto $E_m = 0,016$, lo cual avisa de la subestimación de ε_{at} , sobre todo para algunos casos de nubosidad intermedia. La máxima emisividad en está limitada por el valor máximo de 1, que sólo se supera, curiosamente, en días intermedios, y apenas en los de máxima nubosidad. C mayores podrían disminuir E_m con un bajo incremento de RE_{cm} , pero a costa de aumentar significativamente los casos de ε_{at} simulada por encima de la unidad, además de provocar el alejamiento de C del valor de calibración recomendado.

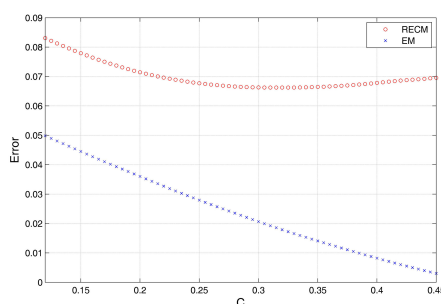


Figura 5.18: Calibración de factor C de Brutsaert (1982). Medias diarias. Nov 2005–Abr 2007.

En cuanto al nuevo ajuste, las propuestas para cielo despejado y cielo totalmente cubierto marcan el límite inferior y superior respectivamente de ε_{at} para el resto de los casos. No existe una tendencia apreciable dentro de este grupo de medidas intermedias ateniéndose a la información meteorológica disponible. Los casos intermedios forman una transición entre los dos estados descritos. Por ello lo que se propone es encontrar las regiones que mejor definan los estados de cielo despejado ε_{at}^{cs} y cielo totalmente cubierto ε_{at}^{ccs} , en las que se aplicarán las expresiones 5.6 y 5.9 respectivamente. En los estados intermedios se aplicará una media ponderada de ambas.

Tras un proceso de análisis y calibración, se ha encontrado apropiada la representación de los límites de estas dos regiones con las funciones potenciales que se muestran en la figura 5.19. Las ecuaciones de ambas curvas se ofrecen en la expresión 5.14, correspondiendo la curva azul a la delimitación de los estados para cielo despejado y la roja para los de cielo totalmente cubierto.

$$\begin{cases} \text{Cielo despejado} & IC^{cs} = 2,8 \cdot Hr_d^{10} + 0,65 \\ \text{Cielo cubierto} & IC^{ccs} = 10 \cdot Hr_d^{40} + 0,25 \end{cases} \quad (5.14)$$

donde IC^{xx} es el índice de claridad medio diario en cada uno de los dos supuestos y Hr_d la humedad media diaria. En la región de transición, la que corresponde con

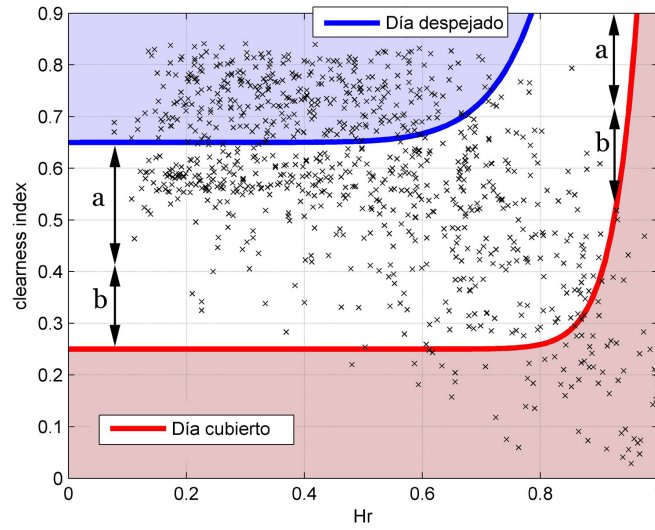


Figura 5.19: Estados considerados para el cálculo de ε_{at} que representan la nubosidad de la atmósfera en función de Hr_d e IC medios diarios. Datos medios diarios Nov 2005–Abr 2007.

la banda intermedia blanca de la figura 5.19, se aplica una media ponderada de los ajustes 5.6 y 5.9. Esta media se pondera en función de la diferencia entre el IC del estado y el correspondiente para esa misma Hr_d al de los límites para cielo despejado y cubierto según 5.14. Esas diferencias son lo que en la figura 5.19 se marcan con las letras a y b . Dado que el límite para la aplicación del ajuste con cielo despejado corta a la línea $IC = 0,9$, se toma ese valor como máximo para la definición de las distancias de ponderación para el cálculo de a . La expresión final aplicada para el cálculo de la emisividad en la región intermedia ε_{at}^{ms} ⁴ es, pues:

$$\varepsilon_{at}^{ms}(Hr_d, T_d, IC) = \varepsilon_{at}^{cs}(Hr_d, T_d) \cdot \frac{b}{a+b} + \varepsilon_{at}^{ccs}(Hr_d) \cdot \frac{a}{a+b} \quad (5.15)$$

donde a y b se definen como:

$$\begin{aligned} a &= \min(IC^{cs}(Hr_d), 0,9) - IC \\ b &= IC - IC^{ccs}(Hr_d) \end{aligned} \quad (5.16)$$

La simulación definitiva de la emisividad para todos los casos de nubosidad posible (ε_{at}^{cs} , ε_{at}^{ccs} y ε_{at}^{ms}), arroja los resultados que aparecen en la figura 5.20.

Los errores cometidos por ambas simulaciones son los siguientes:

$$\text{Brutsaert (1982)} \begin{cases} E_m = 0,016 \\ RE_{cm} = 0,066 \end{cases} \quad \text{Nuevo ajuste} \begin{cases} E_m = 0,002 \\ RE_{cm} = 0,045 \end{cases} \quad (5.17)$$

El error en las zonas intermedias disminuye sensiblemente con el nuevo ajuste frente al obtenido con Brutsaert (1982). Con emisividades medidas por encima de 0,8 la dis-

⁴ms:medium sky

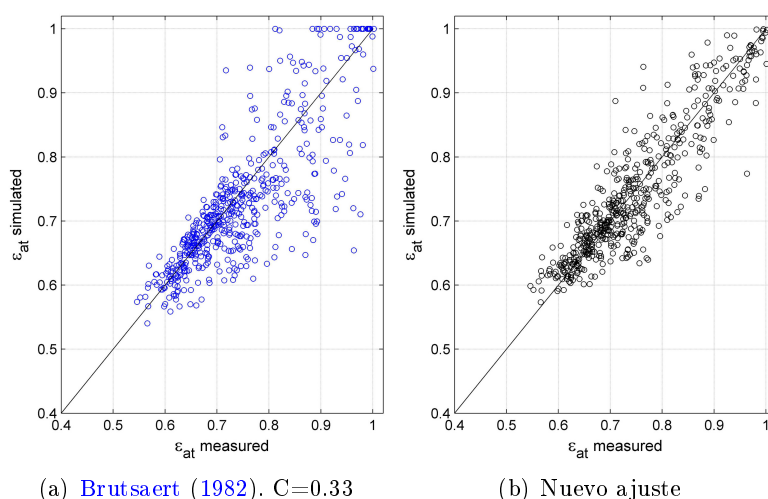


Figura 5.20: Comparación entre la emisividad de la atmósfera ε_{at} medida frente a la simulada. Medias diarias. Datos entre Nov 2005–Abr 2007.

persión de los resultados obtenidos con esta última expresión son grandes, y como se aprecia en la figura 5.20.a, los valores simulados no siguen en ningún caso la tendencia de los valores medidos. No ocurre así con el nuevo ajuste, figura, 5.20.b. Las dos zonas de cielos despejados y cielos totalmente cubiertos, en los límites inferior y superior de ε_{at} , presentan errores muy bajos. Las situaciones intermedias se reparten entre ambas soluciones, aproximadamente en torno a una ε_{at} medida de 0,85, con una buena simulación, esta vez sí, de la tendencia medida. No hay que olvidar que estas zonas intermedias han sido aproximadas con las expresiones extremas de nubosidad, y que en estos casos existen otras variables meteorológicas no medibles superficialmente con influencia en el valor de ε_{at} .

5.5.3. Escala horaria

En el apartado anterior se han planteado una serie de relaciones entre la emisividad ε_{at} en alta montaña y las variables meteorológicas Hr , T y K (a través del índice de claridad IC) a escala diaria. La aplicación de las mismas a escala horaria choca con la indefinición del último índice IC en las horas nocturnas. El papel principal de esta variable es el de ayudar a definir el estado de nubosidad de la atmósfera para poder elegir la relación de emisividad más conveniente. Se pueden establecer unos criterios de clasificación del estado en función del IC medio diario y de la Hr horaria y sobre ellos aplicar los ajustes para la emisividad ya basados exclusivamente en datos horarios de Hr_h y T_h .

La nueva delimitación de estados a escala horaria varía muy ligeramente con respecto a los diarios, como se recoge en la expresión 5.18 y gráficamente en la figura 5.21.

$$\begin{cases} \text{Cielo despejado} & IC^{cs} = 2,8 \cdot Hr_h^{10} + 0,6 \\ \text{Cielo cubierto} & IC^{ccs} = 5 \cdot Hr_h^{40} + 0,2 \end{cases} \quad (5.18)$$

Con esta nueva definición de estados y las expresiones de ε_{at}^{cs} , ε_{at}^{ccs} y ε_{at}^{ms} presentadas en el apartado anterior, se puede simular la emisividad a escala horaria. Simultánea-

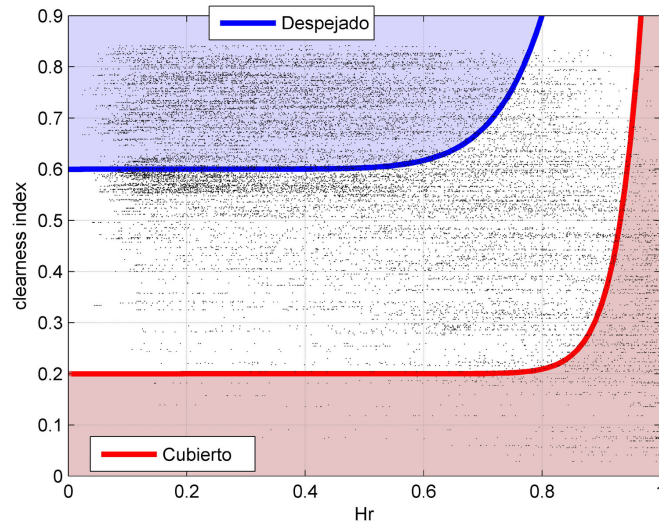


Figura 5.21: Estados considerados para el cálculo de ε_{at} que representan la nubosidad de la atmósfera en función de Hr horario e IC medio diario. Datos horarios Nov 2005–Abr 2007.

mente se vuelve a realizar otra simulación comparativa con la expresión de Brutsaert (1982), al que a falta de datos medidos se le ha definido el coeficiente de nubosidad N según la expresión 5.13. Su otro coeficiente C ha sido recalibrado para los datos horarios, resultando en esta ocasión un valor óptimo de 0,34. Los resultados comparados se ofrecen en la figura 5.22, mientras que en la expresión 5.19 se recogen los errores medios cometidos por ambas simulaciones.

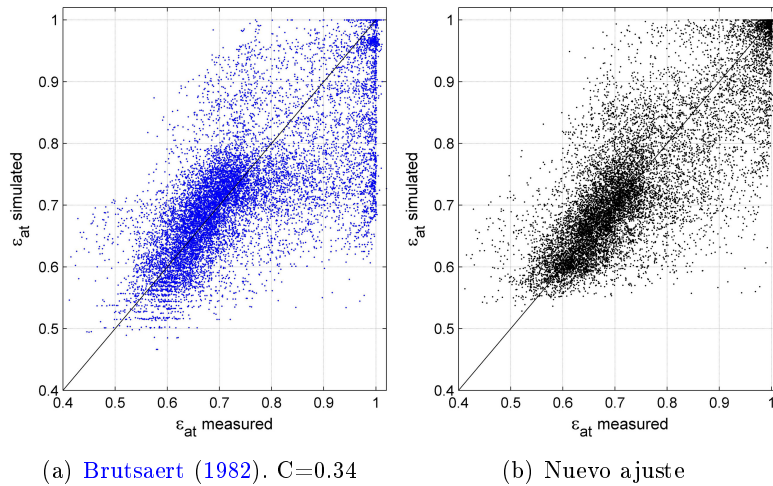


Figura 5.22: Comparación entre la emisividad de la atmósfera ε_{at} horaria medida frente a la simulada. Datos entre Nov 2005–Abr 2007.

$$\text{Brutsaert (1982)} \begin{cases} E_m = 0,020 \\ RE_{cm} = 0,096 \end{cases} \quad \text{Nuevo ajuste} \begin{cases} E_m = 0,002 \\ RE_{cm} = 0,075 \end{cases} \quad (5.19)$$

El mismo efecto obtenido a escala diaria, se reproduce ahora a la horaria: una reducción significativa de los errores y una mejor representación de la tendencia de la emisividad. La aplicación de esta metodología para el cálculo de la emisividad de la atmósfera en alta montaña cuando se carezcan de datos medidos de radiación de onda larga, se muestra perfectamente válida también a escala horaria.

5.5.4. Conclusiones

Como primera conclusión de este estudio sobre la emisividad media diaria y horaria en alta montaña se puede decir que Brutsaert (1975) consigue unos ajustes bastante precisos de ε_{at}^{cs} con cielos despejados. Sin embargo, cuando a ε_{at}^{cs} se le aplica nubosidad según la expresión propuesta por Brutsaert (1982), la simulación pierde eficacia. Bien es cierto que dado que no se dispone de medidas directas de nubosidad N , esta se ha tenido que estimar a partir de las medidas superficiales disponibles. Además, para estas condiciones de alta montaña, también ha sido necesario calibrar el coeficiente C , que pasa del valor general recomendado 0,22 (p.e. Kustas *et al.*, 1994) a 0,33 cuando se utilizan datos diarios y 0,34 en el caso de datos horarios. Y aun con esta calibración, los resultados individuales tienen errores destacados. El origen de estos podría achacarse tanto a la expresión de N aproximada en este caso (5.13) como a la propia filosofía de la corrección por nubosidad.

Paralelamente, a partir del estudio de los nuevos datos de radiación de onda larga obtenidos en la estación meteorológica del Refugio Poqueira se ha propuesto un nuevo ajuste basado exclusivamente en medidas superficiales de humedad relativa Hr , temperatura T y radiación solar K . Está compuesto por dos expresiones distintas a partir de las relaciones observadas durante el análisis de los datos. Una aplicable para cielos despejados o poco nubosos 5.6 y otra para cielos cubiertos o muy cubiertos 5.9. La primera es función de Hr y T , mientras que la segunda es función sólo de Hr . Una cuestión importante es la delimitación de los casos en los que es aplicable una u otra fórmula (figuras 5.19 y 5.21). Está basada en las medidas de Hr y en las de K , con el que se calcula el índice de claridad medio diario IC . Se puede resumir en que se considerarán cielos despejados para determinado valor de Hr aquellos cuyo IC se encuentre por encima de IC^{cs} y cielos cubiertos aquellos cuyo IC se encuentre por debajo del valor límite IC^{ccs} (expresiones 5.14 para escala diaria y 5.18 para escala horaria). En los días intermedios se realiza un promedio ponderado de ambos. La simulación de los días despejados es muy similar a la obtenida con Brutsaert (1975), a pesar de ser una expresión mucho más sencilla que aquella. Pero el gran aumento de rendimiento del nuevo ajuste se manifiesta con la presencia de nubes. Con cielos totalmente cubiertos los errores son tan bajos como los obtenidos con cielos totalmente despejados. En los estados intermedios, de atmósferas con nubosidad variable, el ajuste no es tan preciso, pero mejora sustancialmente el obtenido con Brutsaert (1982) tanto a escala diaria como horaria. La explicación para el desajuste en estas zonas intermedias es que durante estos estados inestables se incrementa la influencia en la emisividad de la atmósfera de variables atmosféricas no medibles en superficie.

Estas conclusiones se han deducido a partir de los datos recogidos en una estación a 2500 m. Las condiciones meteorológicas impuestas por la altitud, especialmente las propiedades de la nubosidad y su interacción directa con la orografía, determinan en gran medida el valor de ε_{at} y su relación con las variables superficiales medidas. Por ello las expresiones aquí expuestas se pueden considerar extensibles en principio sólo a aquellas zonas con una condición equivalente de *alta montaña*, lo que en esta cuenca en

particular incluiría las regiones por encima de los $1500 \sim 2000 \text{ m}$. Esto quiere decir que esta propuesta para el cálculo de ε_{at} tiene especial incidencia sobre una gran parte de Sierra Nevada y sobre la parte más alta de la Sierra de Lújar.

5.6. Resultados

5.6.1. Calibración

Los nuevos estudios realizados sobre onda larga que se describen en el apartado 5.5 han permitido componer una expresión para la ε_{at} (en adelante *SN2007*) capaz de determinar con mayor precisión su valor. Para ello se apoya en las variables meteorológicas humedad relativa, temperatura y radiación solar, medidas en superficie. La diferencia entre la nueva ε_{at} y la estimada en Brutsaert (1982) no es drástica, pero sí tiene influencia en la representación de los días cubiertos, en los que reduce la capacidad de enfriamiento real de la nieve.

A partir del ajuste alcanzado en la simulación *SNRP05* para los datos recogidos durante el año 2004–2005 con el algoritmo iterativo, se procede a abordar la calibración definitiva del modelo con la nueva expresión para ε_{at} . Esto quiere decir que se mantienen los valores unitarios de los coeficientes de corrección ϕ y el algoritmo iterativo con un grado de profundidad máxima $grado^{max} = 4$ y un $\Delta T_n^{max} = 5^\circ C$.

Balance masa		<i>mm</i>	Balance energía		<i>MJ</i>
Precipitación <i>R</i>		349,6	Onda corta <i>K</i>	219,6	25,3 %
Prec. nieve <i>R_n</i>	100,0 %	339,1	Calor sensible <i>H</i>	648,8	74,7 %
Fusión <i>F</i>	58,8 %	199,4	Onda larga <i>L</i>	−408,3	−47,0 %
Evaporación <i>E</i> (+)	42,0 %	142,5	Calor latente <i>U_E</i>	−343,8	−39,6 %
Condensación <i>E</i> (−)	−0,8 %	2,9	Calor prec. <i>U_R</i>	−116,4	−13,4 %

Tabla 5.4: Flujos de masa energía totales. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2004–2005.

La calibración arroja unos resultados que se resumen en las figuras 5.23 y 5.24, y en la tabla 5.4. La simulación ofrece resultados aceptables para rugosidades z_0 variando entre $2 \sim 3 mm$ y para valores del coeficiente kE_{H0} entre $3 \sim 6 W/m^2 \cdot K$. Como valores definitivos de calibración se han tomado $z_0 = 2,5 mm$, $kE_{H0} = 5 W/m^2 \cdot K$ y $TRn_0 = 1^\circ C$. La rugosidad ha sufrido una merma considerable con respecto al de mejor ajuste encontrado en el apartado 5.4. También el valor de kE_{H0} se ha reducido, de 6 a $5 W/m^2 \cdot K$, aunque todavía sigue siendo superior al $1 W/m^2 \cdot K$ propuesto por Jordan *et al.* (1999) para nieve sobre hielo ártico. La mayor sensibilidad de los resultados a la variación de estos parámetros se produce al final de los ciclos invernales de enero y febrero, donde la influencia del viento en los términos no lineales del balance es mayor. También es el momento de mayor heterogeneidad de la distribución en planta, y por tanto del espesor, por lo que se prefiere extender un poco la permanencia de la nieve con respecto a lo medido en el punto de control (que como ya se comentó durante el ajuste del modelo 5.4, es un punto de desaparición de la nieve más rápida con respecto a sus inmediaciones).

En cuanto a los efectos en el balance de fusión/evaporación del cambio en ε_{at} , kE_{H0} y TRn_0 de la nueva simulación, no se detectan cambios sustanciales. Los distintos periodos de predominio alternativo de la evaporación y la fusión en función de la combinación de variables meteorológicas se exponen en la figura 5.24. La evaporación total desde la nieve al final del año alcanza el 42 % de la precipitación de nieve acumulada.

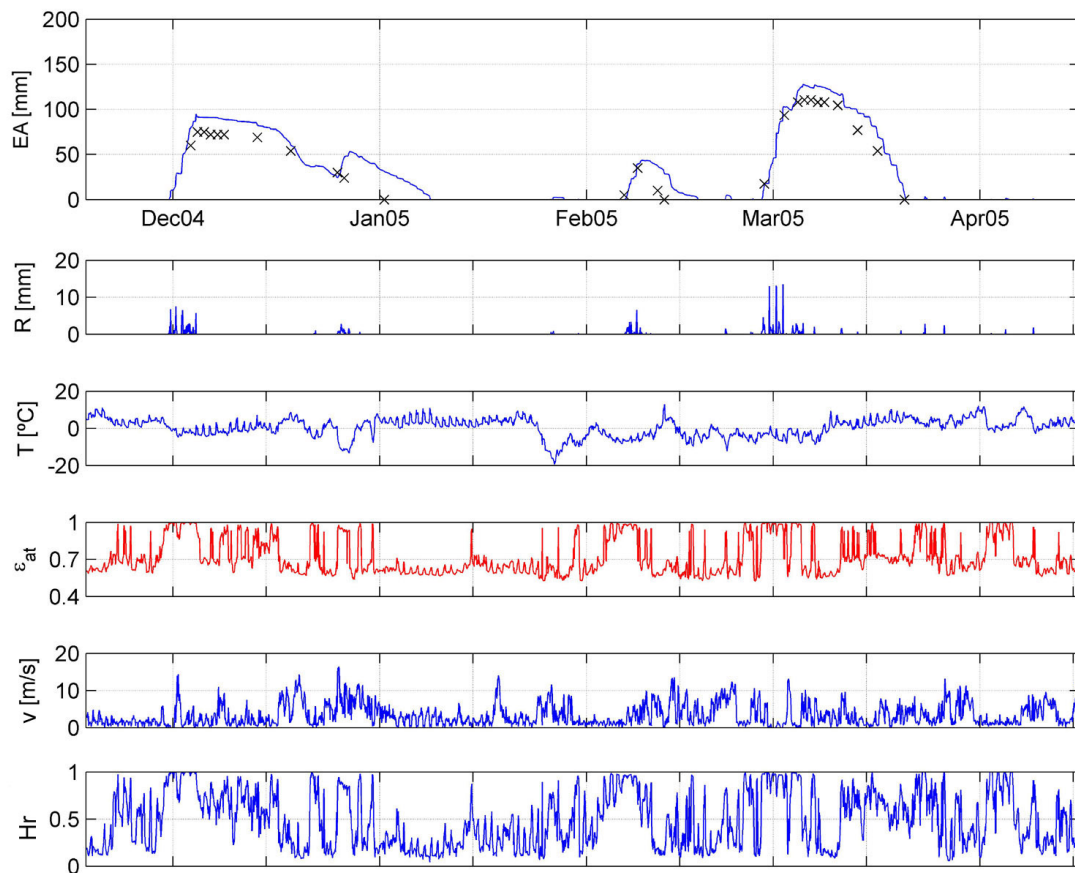


Figura 5.23: Equivalente de agua medido y simulado junto con las variables meteorológicas principales. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2004–2005.

El efecto del nuevo valor del parámetro $TRn_0 = 1^\circ C$ en los resultados del modelo es que toda la precipitación producida entre $0 \sim 1^\circ C$, considerada lluvia anteriormente, ahora se computa como nieve. La consecuencia son 25 mm más de precipitación de nieve, que además fundirán más fácilmente en condiciones normales, gracias a la alta temperatura a la que se han depositado.

Con este nuevo ajuste del modelo puntual se puede realizar un pequeño análisis de sensibilidad frente a ε_{at} . En este sentido es interesante contrastar los resultados obtenidos con la nueva expresión de la emisividad $SN2007$ frente a la de [Brutsaert \(1982\)](#). Para definir el coeficiente de nubosidad N de esta última se aplica la expresión [5.13](#). Asimismo, como coeficiente C se utiliza $0,34$, valor calibrado a escala horaria para este lugar con los datos medidos durante los años 2005–2007 (apartado [16](#)).

El resultado, figura [5.25](#), muestra que con la ε_{at} calculada siguiendo a [Brutsaert \(1982\)](#) la persistencia de la nieve es mayor que en $SN2007$. Existe una mayor capacidad de enfriamiento de la nieve, y un mayor intercambio de energía con la atmósfera en los ciclos de calentamiento diurno y enfriamiento nocturno. Se favorecen tanto la evaporación como la condensación. La primera aumenta un 5% con respecto a los resultados recogidos en la tabla [5.4](#), hasta alcanzar el $46,8\%$ de la precipitación de nieve total, mientras que la segunda se sitúa en el $2,1\%$. En general, todos los flujos de energía aumentan de magnitud, pero destaca el debido a la onda larga que llega a $-562,9\text{ MJ}$ totales, lo que supone un 38% más con respecto a su valor final con $SN2007$. Las diferen-

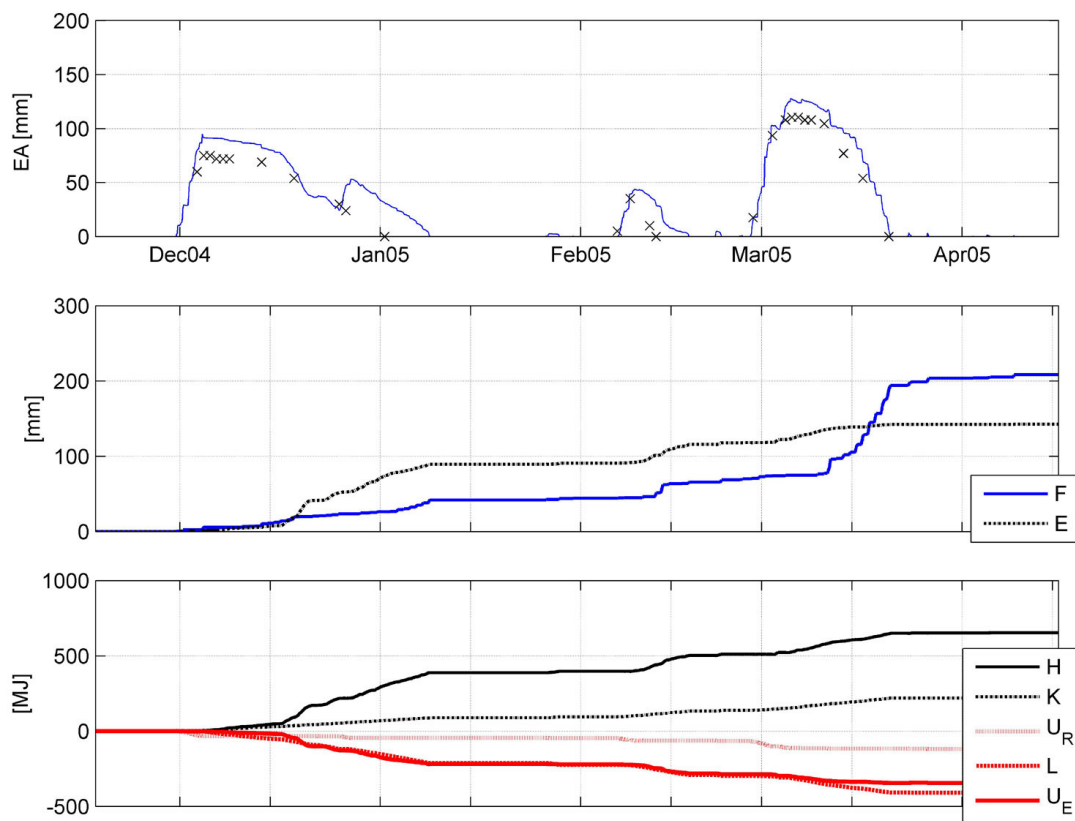


Figura 5.24: Equivalente de agua medido y simulado junto con los flujos de masa y energía acumulados. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2004–2005.

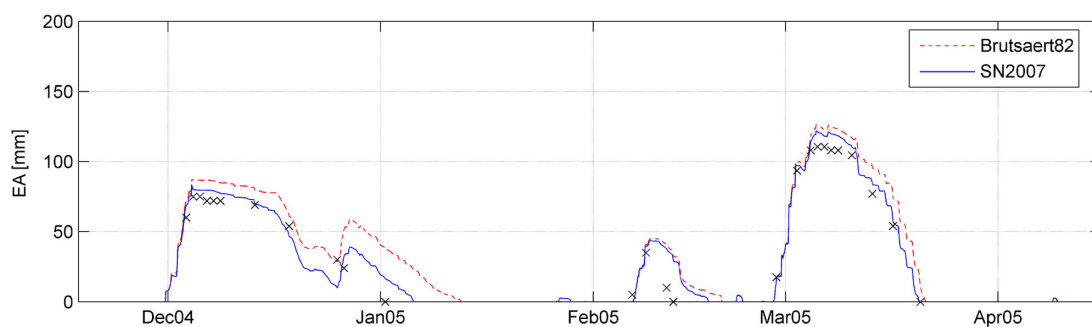


Figura 5.25: Equivalente de agua medido y simulado utilizando [Brutsaert \(1982\)](#) y [SN2007](#) para el cálculo de ε_{at} . Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2004–2005.

cias más acusadas en el equivalente de agua simulado se producen durante la fusión de enero. Pero el origen de las discrepancias se encuentra en realidad en el comportamiento de la nieve en diciembre, cuando por las circunstancias meteorológicas particulares el enfriamiento por onda larga y el calentamiento diurno se mantienen más equilibrados y retardan la fusión de la nieve (F en figura 5.24). Ello permite la extensión de la nieve hasta mediados de enero, precisamente cuando la baja humedad relativa (Hr en figura 5.23) está produciendo una mayor cantidad de evaporación (E en figura 5.24).

5.6.2. Simulación 2005–2006

El funcionamiento continuado de la estación del Refugio Poqueira sin apenas incidencias, a pesar de las duras condiciones a la que se encuentra sometida en un clima de alta montaña, permite el estudio ininterrumpido durante los años sucesivos a su colocación hasta la actualidad. El único cambio en la configuración de la estación es la incorporación de un pirgeómetro para la medida de la radiación incidente de onda larga. Esto evita tener que estimar la emisividad de la atmósfera, una variable importante en el balance de energía de la nieve.

Balance masa	<i>mm</i>		Balance energía	<i>MJ</i>	
Precipitación <i>R</i>	355,9		Onda corta <i>K</i>	266,6	27,1 %
Prec. nieve <i>R_n</i>	323,0	100,0 %	Calor sensible <i>H</i>	718,3	72,9 %
Fusión <i>F</i>	170,7	52,8 %	Onda larga <i>L</i>	-499,4	-50,7 %
Evaporación <i>E(+)</i>	155,7	48,2 %	Calor latente <i>U_E</i>	-374,8	-38,0 %
Condensación <i>E(-)</i>	3,3	-1,0 %	Calor prec. <i>U_R</i>	-110,9	-11,3 %

Tabla 5.5: Flujos de masa energía totales. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2005–2006.

Durante el año 2005–2006 no se tomaron registros del espesor de nieve, por lo que esta simulación tiene una función de comparación de resultados con otros años y de análisis de los resultados y procesos internos de la nieve.

En la simulación del equivalente de agua de este año aparece un ciclo principal desde enero hasta mediados de marzo en el que la nieve se mantiene sin fundirse. Y la nieve hace acto de presencia en noviembre, aunque posteriormente en diciembre desaparezca por completo. El patrón anual seguido por la nieve es completamente distinto al del año anterior, lo que vuelve a poner de manifiesto la heterogeneidad de esta región también en la escala temporal.

En conjunto la permanencia de la nieve es superior a la del año anterior, lo cual hace aumentar la evaporación hasta el 48 % de toda la precipitación en forma de nieve. En total se pierden 152 *mm* de agua en la atmósfera (evaporación menos condensación).

A pesar de las diferencias comentadas hasta ahora, la importancia relativa de los flujos de energía se mantiene muy similar a la del año 2004–2005. Y ello aun cuando en magnitud total el intercambio de energía en este año es un 13 % mayor, alcanzando prácticamente los ± 1000 *MJ* durante toda la temporada. En la parte de los flujos entrantes, prácticamente el 75 % se debe al calor sensible *H*, y el 25 % restante a la radiación solar *K*. En cuanto a los flujos salientes, los que enfrían la nieve, la onda larga representa el 50 %, repartiéndose el resto entre el calor latente, un poco por debajo del 40 %, y el calor asociado a la precipitación, un poco por encima del 10 %.

Se registran 31 *mm* de precipitación cuando la temperatura superficial se encuentra entre $0 \sim 1^\circ C$ y otros 32 *mm* entre $1 \sim 3^\circ C$. Esto hace que la definición de la temperatura base *TRn₀* sea crítica y una variación de pocos grados arroje grandes diferencias en el gráfico de acumulación entre febrero y marzo (ver figura 5.28), mucho mayores que las que aparecían en la simulación 2004–2005. Este efecto no es tan marcado en el de porcentajes relativos de cada flujo de masa y energía, que apenas se modifican un

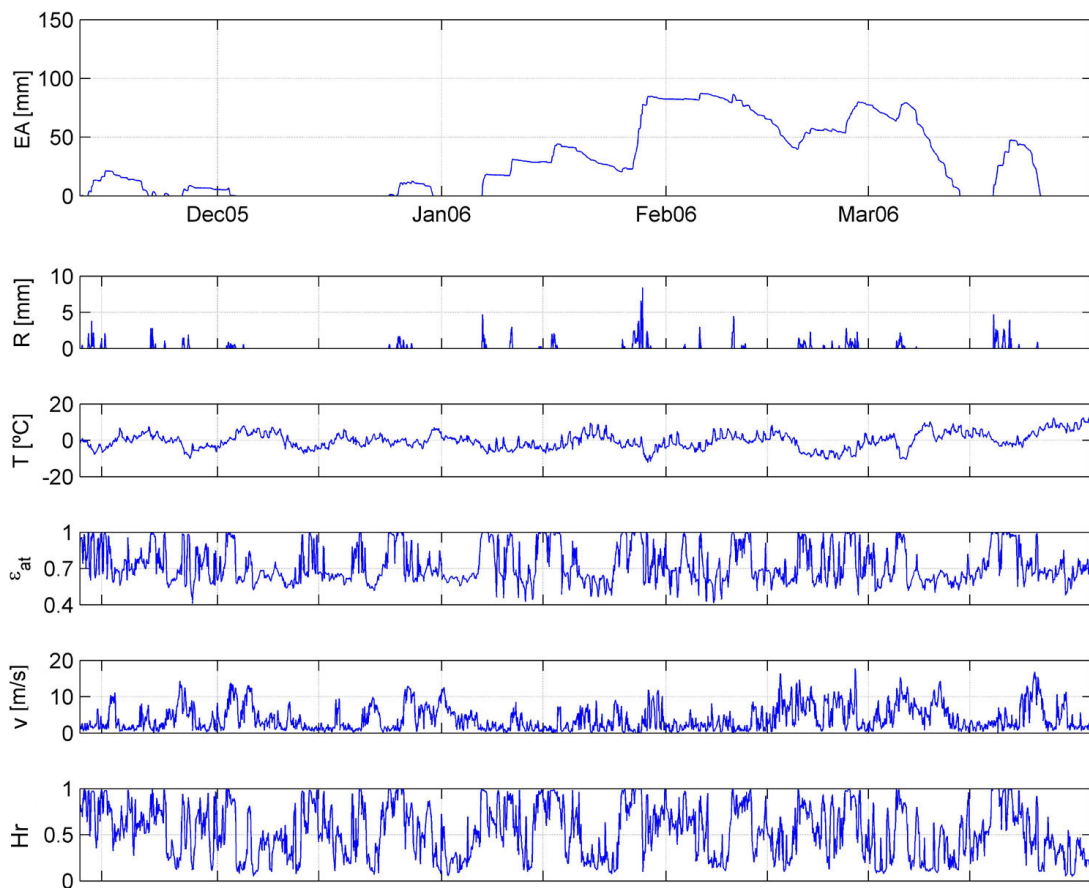


Figura 5.26: Equivalente de agua simulado junto con las variables meteorológicas principales. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2005–2006.

$\pm 1\%$ con respecto a la simulación base con $TRn_0 = 1^\circ C$ si esta se cambia entre 0 y $3^\circ C$. La evaporación total sí se ve ligeramente más afectada, y su valor es de 137 mm con $TRn_0 = 0^\circ C$, 156 mm con $TRn_0 = 1^\circ C$ y 163 mm con $TRn_0 = 3^\circ C$. A mayor permanencia de la nieve, mayor evaporación.

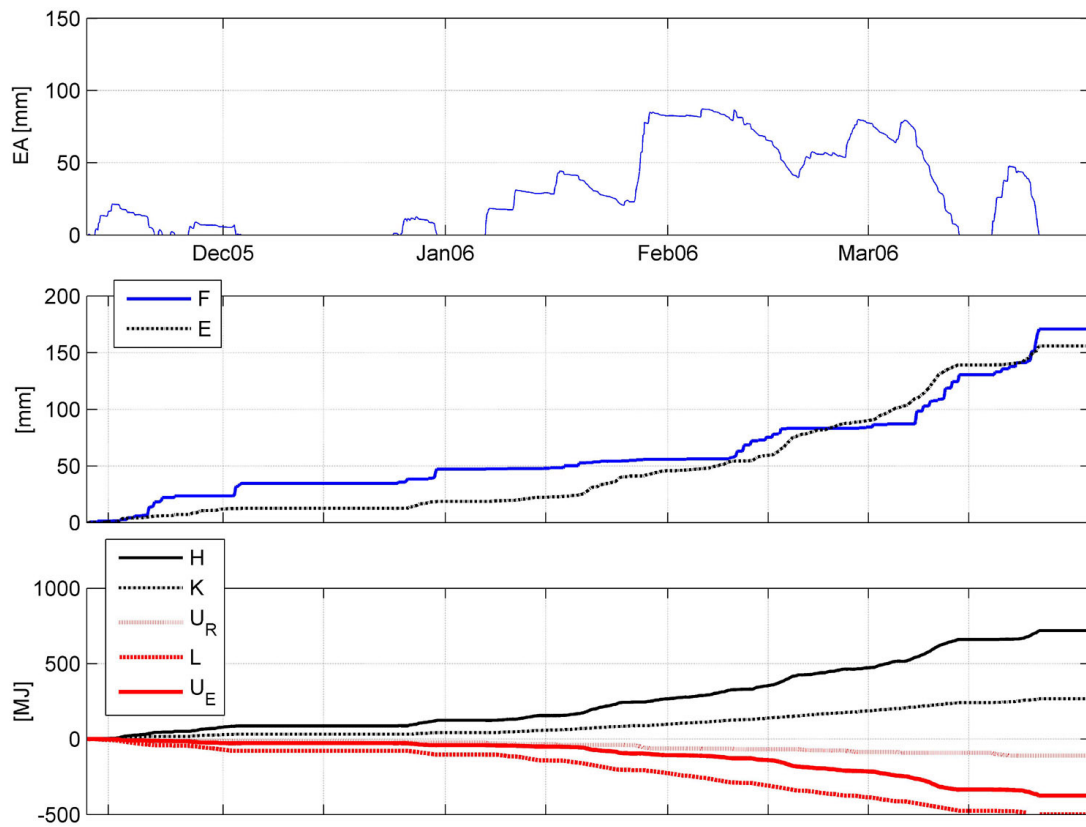


Figura 5.27: Equivalente de agua simulado junto con los flujos de masa y energía acumulados. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2005–2006.

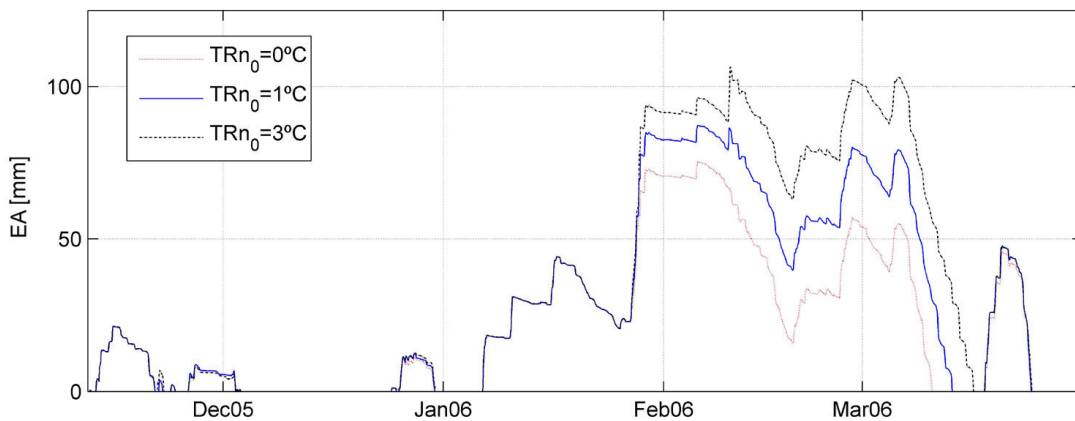


Figura 5.28: Equivalente de agua simulado con distintos valores del parámetro TRn_0 . Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2005–2006.

5.6.3. Validación

Durante el invierno 2006–2007 se vuelve a disponer de medidas del espesor de nieve en el punto de control, lo que va a permitir poner a prueba el modelo y validar los parámetros calibrados durante el año 2004–2005. Se trata de un año bastante diferente a los dos anteriores. Los datos meteorológicos indican que la precipitación es superior a

las de los dos inviernos previos, en $20 \sim 30 \text{ mm}$. Sin embargo, la precipitación en forma de nieve es muy inferior, $\sim 80 \text{ mm}$. La nieve desaparece más tarde, a mediados de abril, pero habiendo pasado por periodos de altas temperaturas desde enero hasta marzo que han hecho desaparecer la nieve acumulada rápidamente. El tiempo total de permanencia de la misma es el menor de los 3 años estudiados hasta el momento. El aumento de temperatura incluso ha propiciado lluvias en algún periodo entre acumulaciones. De hecho hay episodios de lluvia sobre nieve y la cantidad de precipitación ocurrida entre $0 \sim 1^\circ\text{C}$ y $1 \sim 3^\circ\text{C}$ es la mayor con diferencia de los tres años: $58,4$ y $123,3 \text{ mm}$ respectivamente.

Las medidas de nieve acumulada dibujan una forma totalmente discontinua, con fusiones rápidas tras cada evento. Es el de menor acumulación máxima de nieve durante el invierno.

La simulación consigue reproducir todos esos ciclos con una predicción del momento de desaparición de la nieve muy precisa (figuras 5.29 y 5.30), a pesar de la dificultad de tratar con gran cantidad de precipitación que se produce en el entorno de $TRn_0^\circ\text{C}$. Los valores para los errores más característicos son los siguientes:

$$E_m = -4,4 \text{ mm} \quad E_{ma} = 8,50 \text{ mm} \quad RE_{cm} = 11,4 \text{ mm}$$

Balance masa	<i>mm</i>		Balance energía	<i>MJ</i>	
Precipitación <i>R</i>	388,8		Onda corta <i>K</i>	165,3	37,6 %
Prec. nieve <i>R_n</i>	254,1	100,0 %	Calor sensible <i>H</i>	274,4	62,4 %
Fusión <i>F</i>	205,5	80,9 %	Onda larga <i>L</i>	-233,2	-53,0 %
Evaporación <i>E</i> (+)	53,4	21,0 %	Calor latente <i>U_E</i>	-119,6	-27,2 %
Condensación <i>E</i> (-)	4,8	-1,9 %	Calor prec. <i>U_R</i>	-86,8	-19,8 %

Tabla 5.6: Flujos de masa energía totales. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2006–2007.

Precisamente la separación entre lluvia y nieve durante la precipitación es la causa del error que se observa durante el primer ciclo de fusión, en diciembre. En él la cantidad de nieve acumulada está sobrestimada en más de 15 mm , e indica que parte de la precipitación que ocurrió por debajo de TRn_0 fue, en realidad, lluvia. Sin embargo la representación de la precipitación durante el ciclo de febrero se muestra más certera. Es un periodo de temperatura oscilante en torno a 0°C en el que la nieve se encuentra en un equilibrio inestable difícil de simular. La temperatura y la radiación solar moderadas durante el día, se compensan con la radiación de onda larga nocturna y mantienen la nieve al borde de la fusión mientras se produce precipitación en distintas formas sobre ella. En la parte final del ciclo la precipitación de nieve está subestimada frente a la lluvia y produce un ligero desacuerdo entre las medidas y la simulación. La precipitación más destacada, que ocurre a mitad de marzo, se presenta con temperaturas en torno a 2°C , y está bien definida en el modelo como lluvia. Esto es importante porque en las horas inmediatamente sucesivas las temperaturas caen por debajo de 0°C , lo cual ayudaría a la conservación de esa lluvia como falsa nieve capaz de perdurar a partir de ese momento durante varios días más. También a final de abril se registra una lluvia a 2°C sin reflejo en el espesor de nieve.

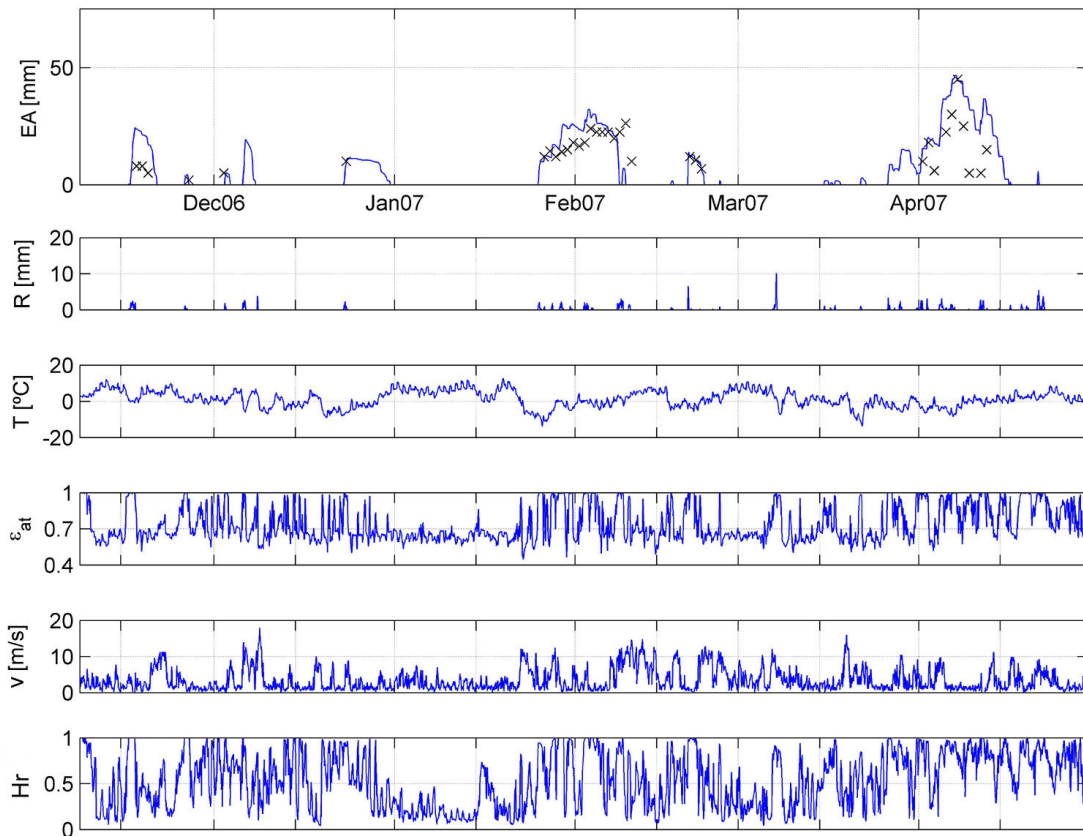


Figura 5.29: Equivalente de agua medido y simulado junto con las variables meteorológicas principales. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2006–2007.

De la respuesta del modelo ante la precipitación en forma de nieve o lluvia se deduce que TRn_0 es en realidad una variable, dependiente, al igual que ε_{at} , de ciertas características de la atmósfera difícilmente medidas desde la superficie por las estaciones meteorológicas convencionales: perfiles térmicos de la atmósfera, altura, tipo y condiciones de saturación de la nube, *etc.* A falta de estudios específicos más concretos, parece que el valor de $1^\circ C$ marca un promedio equilibrado en su oscilación detectada entre $0 \sim 3^\circ C$ en este punto de control.

Llama la atención la baja evaporación simulada durante este año, sólo $53,4\text{ mm}$, el 21% de la precipitación total de nieve. Es prácticamente la mitad de lo simulado en años anteriores, y responde a la rápida desaparición de la nieve por los ciclos de buen tiempo ocurridos durante el invierno. Es decir, que la principal consecuencia de las altas temperaturas entre eventos es una destacada reducción de las pérdidas por evaporación desde la nieve. Con una menor precipitación en forma de nieve, la fusión total iguala a la de años anteriores.

También hay variación en los flujos de energía, cuya magnitud acumulada es muy baja ($\pm 440\text{ MJ}$). La disminuida evaporación hace caer ligeramente su porcentaje entre los flujos de enfriamiento, favoreciendo al asociado a la precipitación. El flujo de onda larga se mantiene en el $\sim 50\%$. Entre los flujos de calentamiento también hay una variación a favor de la radiación solar, que alcanza el 38%, por encima del 10% más que en años anteriores, frente al 62% al que desciende el aporte de calor sensible.

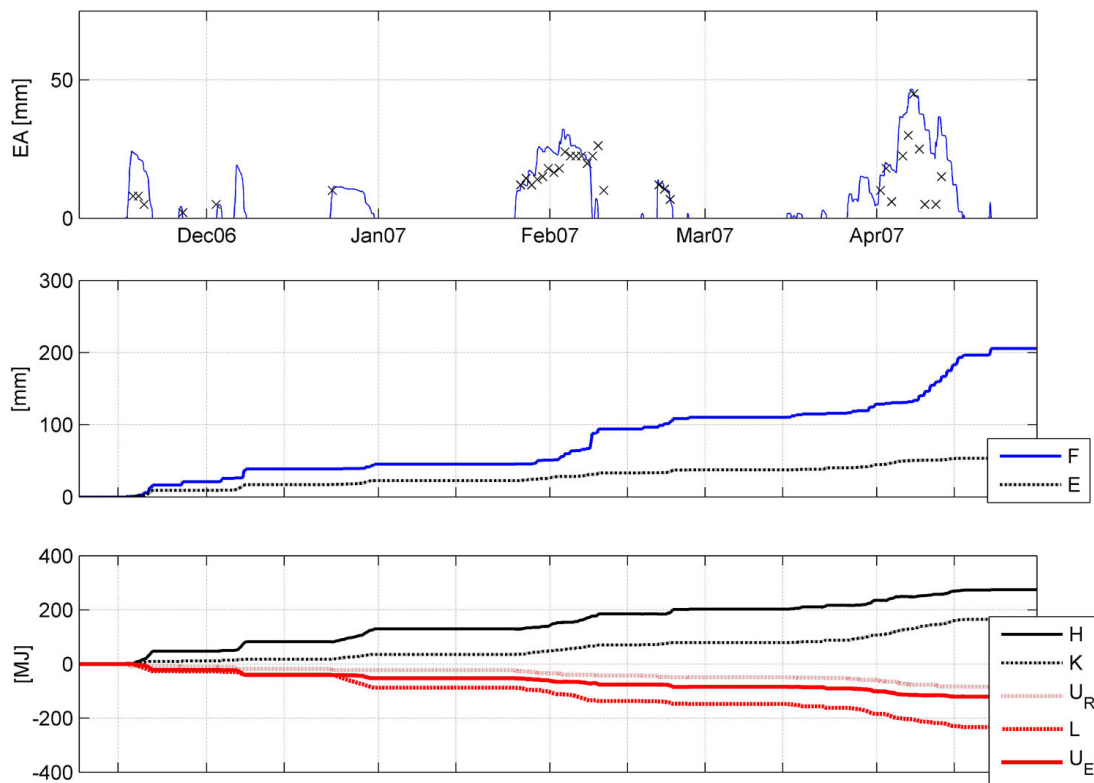


Figura 5.30: Equivalente de agua medido y simulado junto con los flujos de masa y energía acumulados. Simulación en Refugio Poqueira, invierno 2006–2007.

5.7. Conclusiones

En este capítulo se ha presentado el proceso de ajuste, calibración y validación de un nuevo modelo físico de balance puntual de masa y energía en la nieve que ha mostrado una gran capacidad para reproducir los procesos que se han registrado en una región mediterránea de alta montaña. Las hipótesis y parámetros adoptados se resumen en los siguientes puntos:

- No se han utilizado los términos correctores de la turbulencia por estratificación en los términos de evaporación e intercambio de calor sensible sugeridos por [Anderson \(1976\)](#) o [Cline \(1997\)](#). $\phi_V = \phi_M = \phi_H = 1$.
- Se ha calibrado una nueva expresión empírica para la emisividad de la atmósfera ε_{at} basada en registros superficiales de humedad relativa, temperatura y radiación solar que ofrece mejores resultados en alta montaña que la de [Brutsaert \(1982\)](#).
- Se ha incorporado el coeficiente de difusividad sin viento del calor sensible kE_{H0} ([Jordan, 1991](#)) con un valor óptimo de $5 \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}$.
- Se ha aceptado un valor constante para la rugosidad de la nieve z_0 de $2,5 \text{ mm}$.
- Se ha utilizado un algoritmo iterativo con pasos básicos de 1 hora divisibles iterativamente por 2 en los momentos de mayor no-linealidad, con un grado máximo de iteración de 4 y un incremento de temperatura en estabilidad máximo de 5°C .

- Se ha encontrado que la temperatura media idónea para diferenciar cuándo la precipitación ocurre en forma de nieve o de lluvia es de 1°C .

El modelo físico aplicado a la nieve en la vertiente sur de Sierra Nevada ha permitido ahondar en el conocimiento de los procesos internos de la nieve. Con el modelo calibrado se ha podido analizar el equilibrio entre los distintos flujos energéticos y másicos que se producen. Así se ha revelado, por ejemplo, la gran importancia de la evaporación en el balance hídrico anual de la nieve y su enorme variabilidad tanto a escala intraanual como hiperanual.

Durante los años 2004–2005 y 2005–2006 se obtienen evaporaciones del 42 y del 48 % de la precipitación total de nieve, respectivamente. Estos resultados están en consonancia con los reportados por [Schulz y Jong \(2004\)](#) para una cuenca del Atlas marroquí, en la que la evaporación media anual se estimó en un 45 %. En ambos casos se produjeron varios ciclos de fusión durante el año, fenómeno habitual en cuencas con alta montaña enmarcadas dentro de un clima semidesértico y/o a baja latitud. Resultados similares se obtienen en otros ambientes semiáridos, como las Montañas Blancas en California ([Beaty, 1975](#)) junto al Desierto de Mojave, el Pico del Teide en las Islas Canarias ([Becht, 1991](#)) o el Altiplano de los Andes en Sudamérica ([Vuille, 1996](#)).

Más llama la atención la variabilidad temporal de esa evaporación. Dentro de esos años con evaporación media por encima del 40 % se distinguen periodos fríos y secos donde la evaporación alcanza hasta el 80 % de lo acumulado hasta el momento, frente a aquellos dominados por la fusión, apoyada en un ascenso más decidido de las temperaturas, en los que la evaporación no alcanza porcentajes superiores al 20 %. El balance de masa de la nieve está muy supeditado, pues, a las condiciones meteorológicas particulares. Es tan sensible a la secuencia de borrascas como a las características de los periodos entre ellas. La aparición de un solo episodio de viento con baja humedad relativa puede provocar una fuerte evaporación con repercusión en el balance anual. Y este es la razón de que en años en los que esas circunstancias no ocurran, esa evaporación media pueda llegar a ser tan sólo del 21 %, que es lo que se obtiene durante la simulación del año 2006–2007.

Existiendo también cierta variabilidad en el balance de los flujos de energía, no es esta tan elevada como en el caso de los flujos de masa. La onda corta K y el calor sensible H se presentan como los flujos positivos, aportadores de energía a la columna de nieve, para el total de la temporada de nieve, con un balance entre ellos de $25 \sim 35 \%$ / $65 \sim 75 \%$ respectivamente. En cuanto a los flujos negativos, los debidos a onda larga L , calor latente U_E y calor en la precipitación U_R su balance es $47 \sim 53 \%$ / $27 \sim 38 \%$ / $11 \sim 20 \%$.

La pérdida de agua por evaporación de la nieve es muy importante en regiones con carácter semiárido. Y además, como se ha visto, muy variable. Un buen modelo físico de la nieve capaz de discriminar con precisión la fusión y la evaporación es fundamental para cuantificar acertadamente los recursos hídricos realmente disponibles y planificar de acuerdo a ese conocimiento la adecuada gestión de los mismos.

Parte III

MODELO DISTRIBUIDO

Capítulo 6

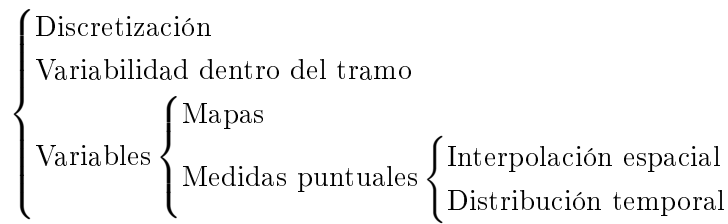
Planteamiento

Un modelo distribuido para el cálculo de la acumulación y fusión de la nieve en todo el dominio de un área cualquiera supone la extensión del modelo puntual definido en el capítulo 5 en la serie de tramos en que se decida dividir el dominio de aplicación. Para realizar esta extensión tres son los aspectos principales que hay que resolver:

- En primer lugar establecer el criterio con el que se realizará la división en tramos, parcelas homogéneas para las variables principales definidas en un balance de masa y energía puntual, buscando el mejor acuerdo posible entre la escala característica de los procesos y de las medidas para definir la escala de cálculo del modelo (Blöschl, 1999).
- En segundo lugar, resolver cómo se calcularán los valores de esas variables y parámetros de entrada requeridos por el modelo en cada uno de esos tramos.
- Y en tercer lugar, modificar el modelo puntual para dar respuesta a los posibles procesos que tengan lugar a escala inferior a la del tramo, si resultan significativos para los resultados del modelo.

El segundo problema tiene dos formas de ser abordado en función del tipo de variable, lo que permite ordenarlas según dos grupos principales:

- El de aquellas cuya información se suele extraer de mapas vectoriales o imágenes de gran resolución, variables normalmente relacionadas con el terreno o el medio físico, con una resolución espacial igual o superior a la de los propios tramos. Es el caso de la altitud, orientación, pendiente o altura del horizonte, todos ellos extraíbles directamente del MDE a través de ciertos algoritmos geométricos, o de las propiedades de la vegetación o el suelo. Estos datos se promedian con los valores que se tengan dentro del tramo. Pueden variar en el tiempo, sobre todo los relacionados con la vegetación, pero no suelen hacerlo a una escala de tiempo inferior a la diaria.
- El de aquellas registradas en puntos concretos distribuidos por el área de aplicación a una escala espacial superior a la de los tramos. Es el caso típico de las variables meteorológicas, que además cambian en el tiempo.



Las actuales características de los ordenadores personales permiten realizar una cantidad de operaciones por segundo impensable hace unos pocos años. Esto es bueno en sí ya que permite abordar los problemas a través de métodos más exactos; métodos que previamente, aunque conocidos en teoría, era impensable aplicar. El inconveniente es que esta evolución obliga a otra paralela en los modelos para poder disponer en cada momento de una herramienta funcional, teniendo que aplicar simplificaciones que lo dejan por debajo del nivel teórico en el que se podrían desarrollar.

En un balance de masa y energía sobre la nieve el número de cálculos para la resolución de una región durante un tiempo viene determinado por el tiempo de resolución de un balance puntual y por el número de tramos y la duración característica del estado del sistema.

Por ello en un cálculo de la fusión de la nieve a través de un modelo físico distribuido como el que se está planteando se aprovecha todo el conocimiento actual sobre los procesos de nieve y se deja la puerta abierta a la evolución futura asociada a la de los ordenadores sin cambios drásticos (como supone el paso de un modelo empírico a otro, o a uno físico), evolución que se manifestaría en un balance puntual más detallado en cuanto al número de capas simuladas, y repetido mayor número de veces al seleccionar tramos más pequeños y estados más cortos, si es que ello llegara a ser necesario.

Como el modelo de nieve está pensado para funcionar tanto independientemente como formando parte de un modelo hidrológico complejo, sin necesidad de equipos informáticos excesivamente costosos, se quiere poder disponer de un modelo distribuido que sea capaz de realizar simulaciones rápidas dentro de las escalas espaciales y temporales de la información de que se dispone. Un paso previo realizado consiste en la optimización informática del algoritmo utilizado por el modelo puntual mediante su traducción a un lenguaje de menor nivel, como es el C/C++, de mayor complejidad de programación pero con mayor eficacia computacional, capaces de crear programas de mayor velocidad de ejecución y menor tamaño. Este mismo lenguaje se utiliza para la programación del modelo distribuido, del que el modelo puntual pasa a ser una función.

6.1. Obtención de tramos

En el capítulo 5 se determina que el estado característico para el balance puntual que debe poseer el modelo es de de 1 hora de duración. Así se mantendrá para el cálculo distribuido. Por tanto la duración del cálculo en la resolución de un problema vendrá determinada por el número de tramos con el que se decida trabajar, que por otra parte deberán tener un tamaño adecuado a la resolución temporal escogida. En general la información geográfica asociada a mapas o imágenes tiene una definición suficientemente grande como para adoptar como factor limitante la velocidad de cálculo y capacidad de almacenamiento del ordenador que se pretenda utilizar.

La manera más sencilla de homogeneizar información geográfica diversa es por medio

del formato *raster*, es decir, de mediante el establecimiento de mallas rectangulares en las que el tamaño del máximo detalle de información, el píxel, sea fijo. Y este píxel puede ser entonces cómodamente tomado como tramo; este es un criterio intensivo y automático de discretización. Si bien es cierto que no discrimina el grado de heterogeneidad que en realidad puede ser variable entre distintas zonas, tiene dos grandes ventajas:

- la de definir relaciones espaciales fijas y constantes en todo el dominio entre los tramos
- la de ser aplicable a cualquier región geográfica sin otro estudio que la comprobación de que el tamaño del píxel escogido aporte suficiente resolución para recoger las características físicas que en ella se desarrollen.

El tiempo de cálculo deseado pondrá límite pues al número de píxeles o tramos permisibles. Con ese número de píxeles y el tamaño real de la región sobre la que extender los cálculos, se establece el tamaño final del píxel.

Por otro lado existe una escala característica para los procesos superficiales relacionados con la nieve, como para cualquier otro fenómeno geofísico, por encima de la cual la varianza se estabiliza (Blöschl, 1999). Los estudios sobre la relación entre la variabilidad espacial de la capa de nieve y la topografía la estiman en el orden de la decena de metros $O(\sim 10\text{ m})$ (Lapen y Martz, 1996; Anderton *et al.*, 2004). Un tamaño de celda de 30 m es en principio adecuado para recoger y resolver esta variabilidad principal dentro de la escala de cálculo del modelo, reservando la variabilidad secundaria debida a los procesos de menor escala para su resolución dentro del tramo con alguna función paramétrica.

La cuenca del río Guadalfeo, por ejemplo, con sus 1300 km^2 , puede ser contenida por una malla rectangular de 1696×1461 píxeles cuadrados de 30 m de lado. No todos los píxeles o celdas de esa malla estarán activos: en total existen 1 439 474 celdas/tramos funcionales. A esa resolución, el cálculo de los procesos de la nieve durante todo un año tarda 5 horas en un ordenador personal de sobremesa (AMD Athlon 2400+ con 1 Gb de RAM). Además, ese tamaño de celda de 30 metros, que es alta para los modelos digitales y para los mapas disponibles, es justamente el que caracteriza las imágenes del satélite LANDSAT, lo cual permite aprovechar al máximo su resolución en la obtención de variables distribuidas.

6.2. Heterogeneidad dentro del tramo

La extensión de un modelo puntual a todo un tramo se basa en la hipótesis de homogeneidad del tramo en horizontal. El tamaño mínimo del tramo vendrá determinado por la escala característica de los procesos físicos que se están analizando, así como las de las variables de estado y parámetros que lo describan (Wood *et al.*, 1988). No existe una escala única perfectamente definible en todos estos aspectos, ya que los fenómenos geofísicos se manifiestan en general simultáneamente a través de múltiples escalas y velocidades. Sin embargo se puede encontrar una escala mínima a partir de la cual la varianza estadística de cada variable y parámetro se estabiliza (Beven, 1989). Esta escala no está definida por una cifra concreta inmutable, ni es igual para todas las variables, parámetros y fenómenos, pero si está indicando que existe un valor por debajo del cual el seguir aplicando un modelo físico intensivamente pierde sentido, a

pesar de que la variabilidad espacial en realidad no tiene un límite inferior. Es más, los patrones de los procesos hidrológicos de una escala tan pequeña serán en su mayoría desconocidos o incluso imposibles de conocer. En este valor surge el concepto de tramo, y toda la variabilidad que aún se recoja dentro del mismo debe ser explicada por métodos estadísticos ya que no será contemplada por el modelo puntual directamente. Por ello el modelo puntual debe ser modificado para poder tratar esos fenómenos de escala inferior a la del tramo, y el nuevo modelo *de área* resultante necesitará ser calibrado y desarrollará su efectividad máxima sólo a la escala escogida a pesar de su base física (Beven, 2002).

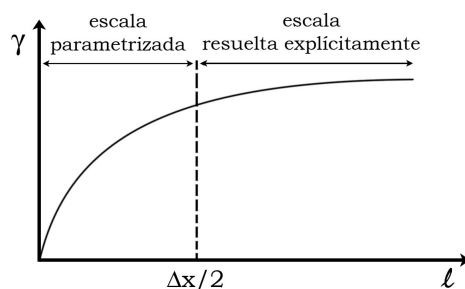


Figura 6.1: Variograma hipotético que representa la típica evolución de la varianza en un proceso geofísico al aumentar la distancia de análisis (a partir de Blöschl (1999)).

La figura 6.1 esquematiza la división de la variabilidad espacial total que produce un modelo distribuido formado por tramos seleccionados a partir de una malla de tamaño Δx . Se diferencian dos componentes: una con las escalas mayores que es resuelta explícitamente por el modelo mediante la relación entre sus tramos, y otra con las menores, contenidas dentro del tramo y que deben ser resueltas de forma paramétrica (Blöschl, 1999).

Al hablar de modelos de nieve, el principal problema que aparece es la alta variabilidad del espesor de la nieve por efecto de la interacción entre el viento, la radiación y la topografía actuando a muy diversas escalas espaciales. El efecto se agrava en los momentos de fusión, en los cuales la capa de nieve inevitablemente llega a ser discontinua dentro del tramo. El análisis de este problema (Blöschl, 1999; Luce y Tarboton, 2000, p.e.) pone de manifiesto que la solución dentro del tramo debe tener forma paramétrica. Una aproximación que dentro de su carácter paramétrico mantiene un anclaje físico es el uso de las curvas de agotamiento tal y como se presentan en Luce y Tarboton (2004). Con ellas se extiende el modelo puntual aprovechando una relación entre el equivalente de agua remanente en un tramo y el porcentaje de superficie cubierta aún por la nieve.

La aplicación de la curva de agotamiento sobre el modelo puntual se convierte en una reducción del área superficial de la nieve en el tramo. La expresión se debe concretar en un coeficiente que reduzca los flujos superficiales, directamente proporcionales a ese área. Ese coeficiente debe depender del estado actual de la nieve e incorporar de algún modo la edad de la capa de nieve. Para un mismo equivalente de agua en el tramo no se obtendrá la misma distribución espacial si esta acaba de acumularse o si ya ha sufrido la fusión de una parte importante de la cantidad máxima alcanzada en algún momento anterior. El paso del tiempo favorece la redistribución y la fusión diferencial, aunque es cierto que los patrones de distribución se suelen repetir de año en año, lo que permite asociarlos a la topografía y a su relación con la radiación y vientos dominantes.

El efecto final sobre el modelo de área con respecto al puntual es una reducción de los intercambios energéticos y una deceleración en la fusión y evaporación. Con ello se consiguen representar las acumulaciones de nieve o neveros de pequeña escala, más pertinaces frente a su desaparición. Sin olvidar que esta curva de agotamiento quiere representar sólo la variabilidad dentro de la celda de $900 m^2$, ya que la variabilidad a escalas mayores deberá ser captada por la relación entre tramos en el modelo.

Tras el análisis del comportamiento del modelo distribuido con varias curvas de agotamiento se ha escogido una relación lineal sencilla entre el área superficial ocupada por la nieve SC y el cociente entre el equivalente de agua actual y el máximo que se haya alcanzado durante el actual ciclo de acumulación-fusión del tramo EA^* . A su vez se define un umbral de ese cociente EA_{100}^* por encima del cual se considera cubrimiento total, porque los agujeros en la capa de nieve dentro de un tramo no aparecen inmediatamente iniciada la fusión. De este modo, durante la etapa de acumulación todo el tramo está cubierto por la nieve. A medida que avanza la fusión se reproduce la aparición de huecos en la capa de nieve primero, y la concentración de todo el equivalente en zonas protegidas finalmente. En los estados últimos de fusión toda la nieve puede estar concentrada en un pequeño porcentaje de área del tramo del orden de unos pocos metros cuadrados. Para no realizar demasiados cálculos en esos momentos finales, que en realidad se refieren a equivalentes de agua muy pequeños, se define como nuevo parámetro SC_{min} un porcentaje de área mínimo ocupado por la nieve del cual no se puede descender. Con estas premisas la curva de agotamiento queda definida por la expresión 6.1 con la forma que se muestra en la figura 6.2.

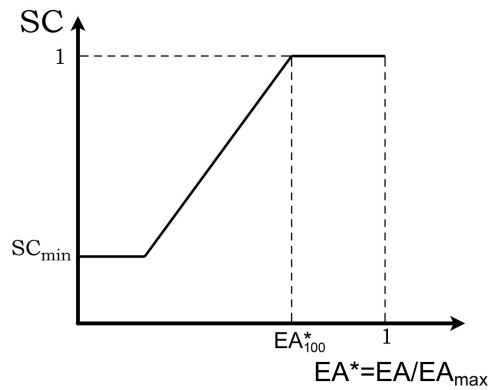


Figura 6.2: Expresión paramétrica para la curva de agotamiento del área ocupada por la nieve dentro de un tramo SC frente al porcentaje del equivalente de agua actual con respecto al máximo EA^* .

$$SC = \begin{cases} 1 & \text{si } EA^*/EA_{100}^* > 1 \\ \frac{EA^*}{EA_{100}^*} & \text{si } SC_{min} < EA^*/EA_{100}^* < 1 \\ SC_{min} & \text{si } SC_{min} > EA^*/EA_{100}^* \end{cases} \quad (6.1)$$

donde aparecen los parámetros introducidos y que se pueden definir como el equivalente de agua adimensional mínimo con cobertura total EA_{100}^* y el porcentaje de cobertura mínimo SC_{min} . El equivalente de agua adimensional EA^* es el cociente entre el equivalente de agua actual EA y el máximo que se haya alcanzado durante el actual ciclo de acumulación-fusión del tramo EA_{max} .

El equivalente de agua máximo alcanzado en el ciclo actual EA_{max} se va actualizando durante la época de almacenamiento. Se hará cero en aquel momento en que la nieve desaparezca por completo, aunque vuelva a aparecer en el mismo año con posterioridad. Es una variable que permite tener información sobre la historia del ciclo de acumulación-fusión actual. Existen otras variables para ello, como la fusión acumulada (Anderson, 1973), la fecha o el equivalente de agua acumulado. Pero la adimensionalización del equivalente de agua con EA_{max} , tal y como se expone en Luce y Tarboton (2004), es la más apropiada porque es la que mejor repite en cada tramo su patrón entre ciclos de fusión quedando así asociada de manera más aproximada a la naturaleza física del proceso. La forma de la curva de agotamiento depende de las propiedades particulares de cada tramo con influencia en la fusión de la nieve. Por ejemplo, de la relación entre la topografía de pequeña escala y el viento dominante, que es uno de los factores que propiciará con más intensidad la repetición de los patrones de fusión en distintos ciclos. La curva de agotamiento utilizada por Luce y Tarboton (2004) es claramente diferente a la propuesta en la figura 6.2, porque aquella corresponde a una localización con fuerte viento y redistribución. Las curvas aplicables a una zona de estudio deben basarse en algún tipo de medidas *in situ*, y, muy importante, a la escala adecuada, esto es, a la que corresponda a la del tamaño de tramo escogido para el modelo. Una curva que relacione el área con la cantidad de nieve a escala de cuenca no es apropiada para representar la variabilidad dentro del tramo.

Los flujos energéticos considerados en las ecuaciones de estado se multiplican directamente por el factor SC , al considerar que la superficie de la nieve en contacto con la atmósfera ya no es la del total del tramo. Si se produce una precipitación líquida sobre un tramo parcialmente cubierto, sólo la parte proporcional de la misma que cae sobre nieve ($P \cdot SC$) se incorpora al balance de masa, considerándose directamente el resto como infiltración-escorrentía. Si la precipitación es de nieve no se reduce su valor. En este caso toda la precipitación entra al balance de masa y la superficie cubierta se actualiza en función del nuevo EA^* . Con este proceder no se está respetando la homogeneidad durante la acumulación, en el caso en el que las condiciones de viento en realidad la favorezcan. Para ello habría que disponer de una manera más compleja de representar la historia de la capa de nieve; una manera que permitiera diferenciar un número variable de capas con propiedades distintas entre sí. Por el mismo argumento basado en las necesidades de rapidez de cálculo que llevó a escoger un modelo de una capa se acepta la representación más simplista de la historia de la nieve a partir de un único valor EA_{max} .

En resumen, la incorporación de la función paramétrica en la forma de curva de agotamiento convierte el modelo puntual en un modelo de área que ya puede ser aplicado a tramos de un tamaño concreto. El efecto sobre el equivalente de agua, que ahora representa la cantidad de nieve promedio en un tramo del tamaño de píxel escogido, $30 \times 30 \text{ m}$, es una ralentización de la fusión en las etapas finales de la misma, simulando la persistencia de pequeñas manchas de nieve del orden de metros, protegidas tras piedras o pequeños obstáculos, o poco afectadas por el viento en pequeñas depresiones u oquedades del terreno. El efecto del paso de la simulación puntual a la distribuida en una celda puede verse con claridad en el apartado 8.1.1.

6.3. Variables de entrada

6.3.1. Condiciones de contorno

Existen una serie de parámetros relacionados con la topografía que es necesario definir en cada uno de esos tramos en los que se ha dividido el área de estudio. Todos ellos son deducibles geoméricamente a partir de un modelo digital de elevaciones MDE.

El MDE o representación digital de la topografía constituye uno de los niveles de información más importantes para un estudio con base geográfica. Aparte de la altitud, que es la información directa que contiene, otros parámetros de interés para el modelo de nieve que se pueden calcular a partir del mismo son la pendiente, la orientación, la altura del horizonte en varias direcciones y el factor de cielo no obstruido o *Sky View Factor* SVF. La altura del horizonte hace referencia al ángulo con respecto a la horizontal al que aparece el horizonte al mirar en determinada dirección. El SVF determina qué porcentaje del hemisferio celeste es directamente visible desde cada punto al no estar ocupado por la orografía adyacente.

Estos parámetros se utilizan en la interpolación de las variables meteorológicas (capítulo 7). La altitud es utilizada por la temperatura y la precipitación en su interpolación ponderada. Todos los demás son requeridos en exclusiva para el cálculo de la radiación solar (apartado 7.3).

El modelo distribuido está preparado para leer todos estos mapas o calcularlos a partir del MDE, que en cualquier caso siempre es necesario introducir. Para el cálculo de todos ellos se utilizan los algoritmos propuestos por [Dozier y Frew \(1990\)](#), con un cálculo del SVF basado en 8 direcciones principales del horizonte.

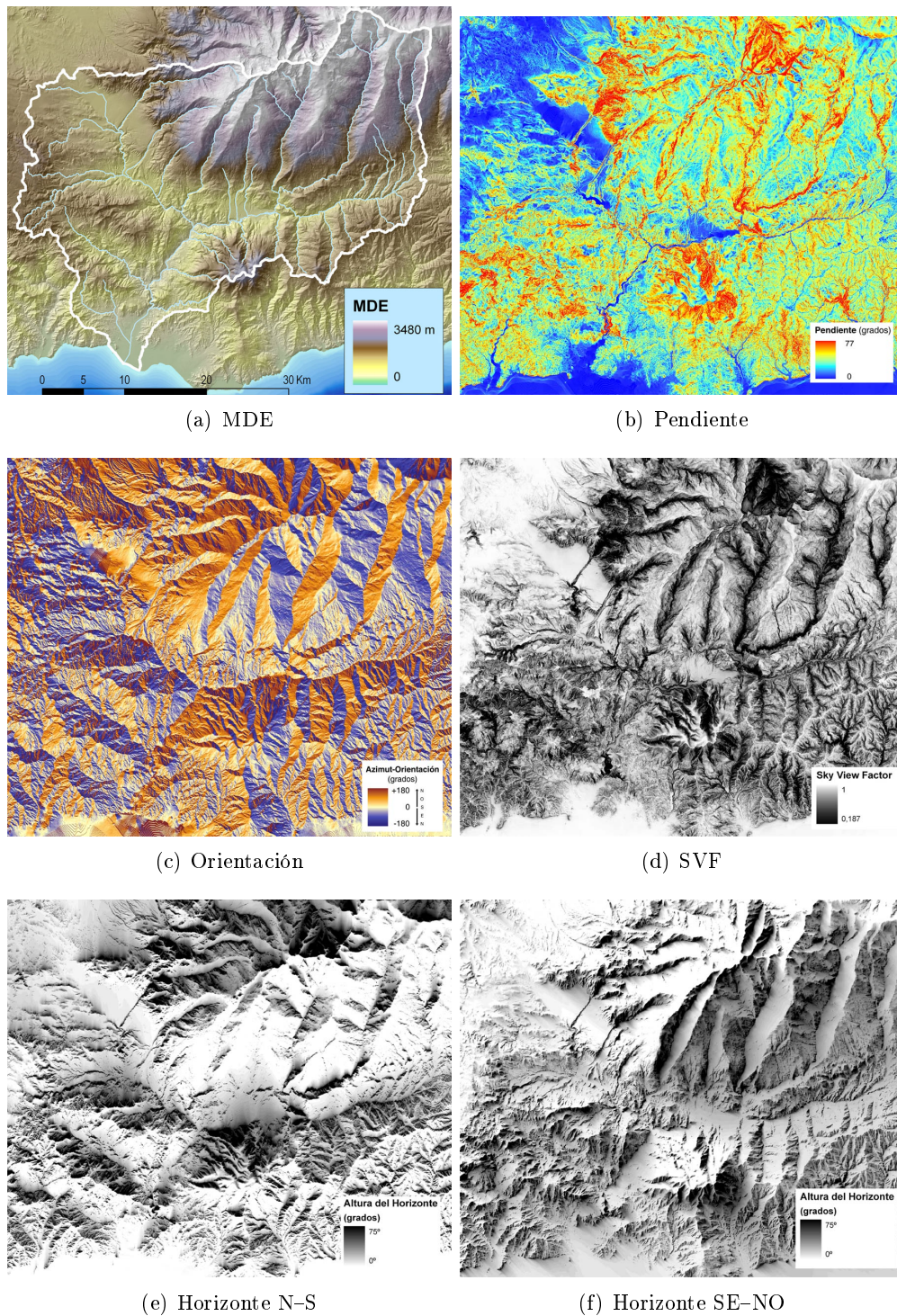


Figura 6.3: Información geográfica requerida por el modelo distribuido de nieve, calculada a partir del MDE.

6.3.2. Imágenes de satélite

Las imágenes tomadas desde satélite son una fuente de datos espacialmente continua muy interesante y en plena expansión. Su información, procesada, se concreta en mapas

con la definición que impongan los sensores del satélite. La mejor representación superficial de la cuenca del Guadalfeo se obtiene en la actualidad con las imágenes de Landsat (NASA, 2007). Los dos satélites Landsat actualmente operativos son el Landsat-5 *Thematic Mapper* y el Landsat-7 *Enhanced Thematic Mapper+*, aunque el último de ellos con un fallo mecánico que provoca imágenes defectuosas. Tienen una frecuencia de paso de 16 días (con un desfase entre ellos de 8 días) y ofrecen imágenes de $185 \times 185 \text{ km}^2$ con una resolución de 30 m en sus sensores de 6 bandas multiespectrales, que se reparten por el espectro de radiación desde $0,45 \mu\text{m}$ hasta $2,35 \mu\text{m}$. Además poseen una banda extra en el rango del térmico. Su información permite calcular la evolución de propiedades superficiales tales como la fracción de cobertura, la extensión superficial de la capa de nieve o el albedo del terreno, por citar unos ejemplos¹.



Figura 6.4: Imagen de Sierra Nevada desde satélite tomada el día 11/12/2005. Fuente: www.nasa.gov

El procesado de las imágenes Landsat permite obtener información actualizable y espacialmente distribuida de variables de estado superficial. Su aprovechamiento en el modelo de simulación de nieve se centra en dos aspectos muy concretos:

- Actualización de la fracción de cobertura para el cálculo de la interceptación por la vegetación. Ya que el satélite impone una periodicidad fija en las imágenes a la que hay que unir la eventual falta de imágenes por el mal tiempo o condicionantes técnicos, el modelo realiza la interpolación diaria de imágenes a partir de la anterior y posterior más cercanas. Una explicación más detallada del trabajo realizado sobre la extracción de la fracción de cobertura a partir de las imágenes Landsat para la cuenca del río Guadalfeo se expone en Díaz (2007).

¹Lamentablemente, en la región dentro de la que se encuentra Sierra Nevada las imágenes Landsat no ofrecen definición suficiente como para poder medir el albedo de la nieve. Esto se debe a que los sensores de los satélites tienen una configuración variable que en la imagen donde se encuentra la cuenca del Guadalfeo se encuentra calibrada para aumentar la resolución sobre masas continentales sin nieve. Esto se traduce en que en las imágenes procesadas del albedo los píxeles con nieve aparecen saturados con el valor máximo de 0,65 (0,75 durante el verano), magnitud por debajo del albedo de la nieve.

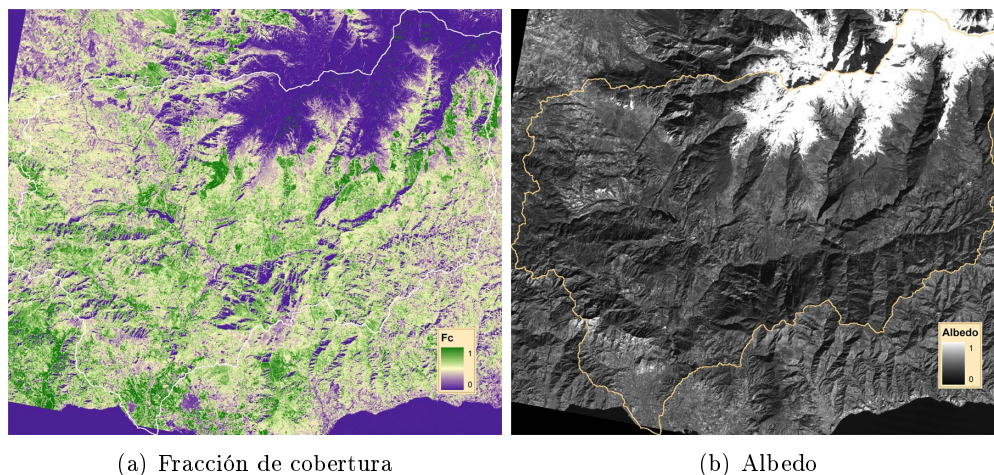


Figura 6.5: Ejemplo de variables deducidas a partir de la imagen tomada por el *Thematic Mapper* del Landsat-5 del 23 de enero de 2004 geo-referenciada y procesada.

- Obtención de mapas con la extensión en planta de la capa de nieve con los que comparar los resultados del modelo. En el apartado B se presenta con mayor detalle la obtención a partir de estas imágenes de mapas de nieve, que serán utilizados en la calibración y validación del modelo distribuido.

6.3.3. Variables meteorológicas

Además de la información disponible en forma de mapas, espacialmente continua, existe otro tipo de información que se ofrece de forma discreta en ciertos puntos y que es preciso manipular para extenderla a la totalidad de los tramos. Es el caso de las variables meteorológicas, cuyos datos se concentran en determinadas estaciones. Para resolver las ecuaciones de balance de masa y energía descritas en los capítulos 2 y 3, se requieren ahora datos distribuidos de temperatura, precipitación, radiación solar, radiación de onda larga, velocidad del viento y humedad relativa. Cada una de estas variables debe ser tratada de forma particular para su extensión en planta ya que cada una se ve modificada por una combinación de agentes distintos. Así, la distribución espacial de los datos discretos se resuelve con métodos de interpolación expertos particularizados para cada variable en función de los agentes que influyan en su variabilidad espacial. De esta manera es posible ofrecer para cada estado de tiempo un valor característico de cada variable en cada tramo.

Otro problema a resolver con estas variables es que están en constante evolución en el tiempo. Por ello sus datos están compuestos por registros temporales con una frecuencia de muestreo igual o menor a la diaria. El origen diverso de las estaciones meteorológicas presentes en una región plantea el problema de tener que combinar registros con frecuencias de medición distintas. La normalización de los registros de acuerdo a la duración del estado del modelo puntual se resolverá con un promedio en los casos en los que los datos tengan mayor definición que el estado. El caso contrario, en el que la duración del estado es menor que la frecuencia de medición, necesitará de algún método de distribución temporal. Para esta distribución se aplicarán diversos métodos en función de que se cuente con un valor acumulado (precipitación o radiación), una media (velocidad del viento o humedad relativa) o unos valores extremos (temperatura),

y de las propiedades o patrones temporales típicos esperables para cada variable. Este último supuesto de duración del estado menor que la frecuencia de muestreo es muy habitual en esta cuenca al predominar las estaciones con registros meteorológicos diarios cuando se ha establecido una duración del estado meteorológico y de la nieve para el balance energético de una hora.

En el apartado 7 se describen los métodos adoptados para la interpolación espacial y distribución temporal de cada una de las variables meteorológicas necesarias. Se ha prestado una especial atención a la temperatura, al ser la variable con mayor influencia en la distribución de la nieve y conformar el ejemplo típico de interpolación dominada por un gradiente claro con la altitud. Característica que luego se verá reproducida en otras variables. Cabe comentar también el caso de la radiación, cuya interpolación es a la vez la más compleja y la más precisa, ya que responde principalmente a factores topográficos y de movimiento del sol bien conocidos.

Capítulo 7

Variables meteorológicas distribuidas

La extensión de los registros meteorológicos puntuales a cada uno de los tramos en los que se ha discretizado el área de estudio es uno de los puntos claves para el éxito de un modelo distribuido. Es además, dado el número de variables meteorológicas que intervienen, el proceso que más tiempo de cálculo consume.

Como se ha introducido en el capítulo anterior, la asignación de las variables meteorológicas a cada tramo en cada estado de cálculo, que para la nieve sigue siendo de 1 hora (apartado 5.3), implica una interpolación en el espacio y una distribución en el tiempo. Las interpolaciones tendrán sentido a una escala temporal característica para cada variable. Escala que dependerá de los agentes con influencia en la variable. Las distribuciones temporales deben buscar las relaciones o patrones que permitan pasar en cada tramo de los datos interpolados a las escalas características hasta la escala de cálculo. En los apartados siguientes se pondrá especial énfasis en encontrar esos agentes espaciales y esos patrones temporales de cada variable meteorológica para conseguir una mejor definición de los valores en cada tramo y estado.

El método de interpolación en sí es un aspecto relevante del proceso descrito. Existe una gran diversidad de algoritmos disponibles; los más populares en temas climatológicos son los de ponderación con el inverso de la distancia *IDW*, los de *splines* y los basados en geoestadística (*kriging*). Estos últimos gozan de gran aceptación para su aplicación a variables meteorológicas (p.e. Creutin y Obled, 1982; Buytaert *et al.*, 2006) gracias a su predominio en la interpolación de variables relacionadas con el suelo. Pero su ventaja en el campo meteorológico frente a modelos matemáticos más simples no está tan clara (Dirks *et al.*, 1998; Hartkamp *et al.*, 1999). El resultado de los estudios comparativos realizados dependen mucho de la configuración de la red de medida y de la heterogeneidad o gradiente de la variable en el área de estudio. A mayor heterogeneidad y mayor densidad de la red, menor diferencia entre métodos (Goovaerts, 2000). En general se puede decir que no existe un método netamente superior a los demás, y que hay que buscar el más adecuado de acuerdo a los objetivos y condicionantes de cada caso de estudio. En Hartkamp *et al.* (1999) se realiza un buen análisis de los distintos métodos desde el punto de vista de la climatología analizando los pros y los contras de cada uno.

En lo que sí existe unanimidad es en que, para cualquier tipo de interpolación de una variable meteorológica, los ajustes mejoran mucho con la incorporación de las variables

derivadas que los agentes con influencia en cada variable principal impongan. Entre todas ellas destaca la altitud, que muestra una correlación destacable con la mayoría de las variables meteorológicas.

Una vez incorporadas las tendencias con las variables derivadas a la escala característica, si existen, siempre queda como paso final una interpolación espacial directa de alguna variable, ya sea principal o secundaria. En este capítulo todas esas interpolaciones directas se han realizado por el método de la inversa de la distancia al cuadrado con respecto a las tres estaciones más cercanas. Este tipo de interpolación destaca, dentro de los métodos más complejos, por la rapidez de cálculo y por conservar el valor en los puntos de medida. En cambio no ofrece información sobre el error cometido. La eficiencia computacional se mejora incluso con un cálculo inicial por el que se asignan las estaciones y se reparten los pesos en cada tramo para el resto de la simulación. Así cada interpolación posterior en cada escala de tiempo característica sólo debe realizar un operación lineal con los 3 valores de las estaciones y los 3 pesos que se hayan definido para cada punto. Esta optimización es fundamental para poder alcanzar tiempos de ejecución aceptables sin un consumo excesivo de memoria RAM en un PC de sobremesa (~ 5 horas de cálculo por año simulado para resolver $1,5 \cdot 10^6$ celdas, en un AMD Athlon 2400+).

La única precaución que hay que tener al utilizar este método con sólo los 3 puntos más cercanos es seleccionar una red de estaciones lo más homogénea posible para cada variable. Dos estaciones más cercanas entre sí que las demás ejercerían una influencia negativa en su entorno en la interpolación. Los huecos no tienen tanta influencia salvo en lo que concierne a la pérdida de información. En la cuenca del Guadalfeo se dispone de una red calificable en general de homogénea, pero con un hueco muy importante en las zonas altas de Sierra Nevada. Gracias a los algoritmos basados en tendencia con la altitud esta limitación queda bastante subsanada.

7.1. Temperatura

Desde el punto de vista de la hidrología, la temperatura es una variable meteorológica de importante consideración, principalmente por su especial incidencia en los procesos relacionados con la evaporación y la nieve. Si la precipitación es el agente principal responsable de la cantidad total del recurso disponible dentro del sistema hidrológico, es decir, el componente principal dentro del balance final de caudal en el río, la temperatura tiene un efecto determinante sobre la distribución temporal de esa masa en el sistema cuando en el mismo hay presencia de nieve, ya que el recurso se almacena superficialmente en estado sólido hasta que se produce la fusión. Este almacenamiento se mantiene durante un tiempo que es muy dependiente de la variable meteorológica temperatura.

En la cuenca del río Guadalfeo se dispone actualmente de aproximadamente de 12 estaciones que registren temperatura, dos de las cuales están situadas a 2500 m de altitud, en el corazón de la zona con predominio de nieve. 5 de ellas además disponen de registros con una frecuencia de almacenamiento igual o inferior a la hora, aunque sus series históricas no se remontan en ningún caso más allá del año 2000. El análisis conjunto de estos registros aporta datos de gran valor tanto para la interpolación espacial de las series como para la distribución horaria de la temperatura dentro del día.

7.1.1. Agentes

La temperatura en la atmósfera libre viene determinada por la actuación combinada de varios agentes actuando a distintas escalas espaciales y temporales. Estos agentes se pueden ordenar de forma descendente en función de sus escalas de aplicación:

- A una escala regional en el espacio y una escala que varía entre la anual y la semanal en el tiempo aparecen los sistemas de borrascas que determinan tanto el clima y la meteorología regional en la zona del Atlántico norte y Europa como la circulación general del aire de la atmósfera. En el origen, dirección e intensidad de estas borrascas, y, por ello, en el valor de la temperatura, tiene especial influencia la posición del *frente polar*¹.
- La relación entre las borrascas del punto anterior y los distintos aspectos de la geografía por la que discurren hasta alcanzar determinado punto condiciona el clima y la meteorología a una escala regional-local (climas-microclimas). Entre los factores que sirven para caracterizar esta relación se pueden enumerar la distancia a la costa y orientación de la misma, existencia de formaciones montañosas y su orientación, ...
- La estratificación de la atmósfera favorece que en la dimensión vertical exista un gradiente de la temperatura (que como valor medio para la troposfera se puede considerar lineal y aproximadamente igual a $6,5^{\circ}C/km$) que debido a la complejidad de los factores que lo producen cambia en el espacio a una escala local y en

¹Frente de gran extensión de las latitudes medias que separa el aire polar frío y seco del aire subtropical más cálido y húmedo. Se trata de un frente permanente que determina el clima en todo el hemisferio norte y cuya oscilación anual (*North Atlantic Oscillation* o NAO) marca la meteorología en las distintas estaciones del año. Esta oscilación está sometida a pequeñas variaciones entre años que modifican la generación, distribución y características de las borrascas de cada año.

el tiempo a una escala horaria. Este gradiente atmosférico representa la tendencia de la temperatura a mantener una relación directa y lineal con la altitud.

- Por último, ya en el máximo detalle espacial y temporal, se debe considerar el balance instantáneo de energía sobre la superficie terrestre por su influencia sobre la temperatura de la baja atmósfera, concretamente de aquella parte en contacto con ella. Este equilibrio en el suelo se encuentra principalmente descrito por el balance de radiación de onda larga y de onda corta. Los factores con influencia sobre los flujos de este balance son principalmente la latitud (como determinante de la radiación solar máxima diaria), la variación horaria de la radiación solar, el sombreado, la orientación y pendiente del terreno circundante, la reflectividad o *albedo* del terreno, la presencia de nieve y la nubosidad. El calentamiento diferencial de la superficie es el origen del movimiento convectivo de masas de aire a distinta temperatura que la de su entorno, en lo que se conoce como efectos topográficos, actuantes a escala local.

Esta claro que algunos de estos agentes mencionados, como modificadores directos del clima y la meteorología, se pueden considerar como influyentes no sólo en la temperatura, sino en cualquier otra variable meteorológica.

7.1.2. Metodología

Interpolación espacial

Cuando para el análisis de cualquier variable meteorológica se parte de medidas en puntos discretos y a determinados intervalos temporales de muestreo, surge la necesidad de disponer de métodos que permitan extrapolar esos valores discretos a la totalidad del área de estudio. Cuando se trabaja con modelos distribuidos es habitual utilizar cada una de las celdas de un MDE como tramo espacial básico, por lo que se demandan valores de esas variables en cada una de esas celdas.

Para la extrapolación de la temperatura en regiones montañosas existe un inconveniente principal que es el habitualmente escaso número de estaciones con registros de calidad. Este hecho se agrava al comprobar que precisamente son los datos en altura los menos abundantes, justo en aquellas zonas más afectadas por los fenómenos de nieve. Por ello y por la gran dependencia de la temperatura con la altitud, una interpolación espacial basada en algún algoritmo geoestadístico simple no es suficientemente representativa; es necesario contemplar las causas de variabilidad espacial principales para poder interpolar con más éxito y más fidelidad a la realidad la temperatura en estas zonas críticas.

En este sentido resulta interesante analizar el estudio que [Agnew y Palutikov \(2000\)](#) realizan sobre la distribución espacial de la precipitación y temperatura medias estacionales a escala regional, concretamente sobre los países del mediterráneo septentrional. Este trabajo se centra especialmente sobre aquellos factores con una mayor incidencia en la variación espacial, ya que al agregar por estaciones del año se pierde la variabilidad temporal de menor escala. Como resultado del estudio se concluye que existen dos factores con una muy superior correlación con la temperatura y con los que se puede explicar la mayor parte de su variabilidad espacial: la latitud y la altitud. El primero actuando, pues, a escala regional, y el segundo más en la escala local.

La temperatura sufre grandes fluctuaciones en el tiempo, desde la escala horaria hasta la anual. Sin embargo, su distribución espacial para un tiempo fijo y a una escala local es bastante coherente, y explicable por un número pequeño de variables (menor, por ejemplo, que las requeridas por la precipitación) como demuestra el estudio de [Agnew y Palutikov \(2000\)](#).

Cuando se estudia la temperatura dentro de la escala de una cuenca de pequeña extensión, como es la del Río Guadalfeo, la influencia de la latitud en la variabilidad espacial puede ser despreciada frente a la de la altitud. Por ello, cuando se dispone de datos medidos o calculados de temperatura durante un estado temporal en puntos concretos y se pretende extrapolar estos datos a toda la cuenca, la altitud se convierte en la principal variable a tener en cuenta.

Por ello el objetivo es desarrollar un algoritmo sencillo para cálculos en modelos distribuidos que nos permita extrapolar los datos de temperatura tomados en unos puntos concretos, cualquiera que sea su número y localización, a cualquier otro punto dentro de la cuenca de estudio. La calidad de esta extrapolación dependerá en gran medida de la distribución de las estaciones de la red de muestreo, que en general no suele ajustarse a criterios relacionados con puntos preferenciales de medida (control de fondos de valle, divisorias, distintas orientaciones y alturas, ...).

Los registros de temperatura en cuencas pequeñas pueden aceptar la hipótesis de que en cada estado de tiempo exista un gradiente general de esta variable con la altura constante en toda su extensión, a partir del cual se deduzcan desviaciones (también denominadas residuos) del mismo para cada zona a escala local, diferencias entre la temperatura real y la que le correspondería en ese punto en virtud de su altura y el gradiente general. Este gradiente general contendría la información de la distribución de las temperaturas relacionada con la altura, mientras que el resto de factores se manifestarían entonces como las desviaciones localizadas de la diferencia de la temperatura con respecto a ese gradiente general. La coherencia espacial de estas desviaciones permite plantear una interpolación estadística espacial en planta de las mismas y corregir con ella la interpolación lineal con la altura.

Esta metodología ya ha sido empleada en cuencas montañosas por otros autores ([Susong *et al.*, 1999](#); [Garen y Marks, 2005](#)) para la obtención de registros distribuidos de precipitación, temperatura o equivalente de agua de la nieve, que eran concretamente aquellas variables con información suficiente como para determinar una distribución espacial coherente de los residuos. En aquellas otras variables con menor información (presión de vapor, o velocidad del viento, por ejemplo) el método no dispone de información suficiente para abordar la distribución de los residuos y hay que contentarse con la relación lineal directa. Cuando la interpolación espacial de los residuos se realiza mediante *kriging* simple, esta técnica de separación del gradiente y los residuos se denomina *detrended kriging*.

El gradiente se deduce a partir de un ajuste lineal de los datos disponibles, ya sea por mínimos cuadrados o por error absoluto mínimo. La mayor coherencia de la temperatura a escalas temporales pequeñas permite plantear ajustes del gradiente a escala diaria, incluso horaria. En el caso de la precipitación, por ejemplo, la relación con la altura a estas escalas es más débil y sólo se muestra conveniente a partir de escalas superiores como la del evento.

Distribución temporal

Cuando la distribución de estaciones de muestreo es insuficiente, los fenómenos que a escala de cuenca afectan a las desviaciones de la temperatura sobre el gradiente general, como pueden ser las diferencias horarias de insolación, los movimientos orográficos de masas de aire, la proximidad del mar o las inversiones térmicas, pueden pasar desapercibidas para esta interpolación. La inclusión de la radiación para la interpolación a escala horaria puede mejorar los ajustes en este caso, reduciendo la incertidumbre de la misma. En este sentido, el trabajo de [Chung y Yun \(2004\)](#) plasma esa relación entre la radiación y la temperatura relacionando linealmente entre dos puntos la diferencia de la radiación solar horaria recibida con su diferencia de temperatura. Con ello consiguen mejorar sensiblemente un ajuste que se basa en unas estaciones muy mal distribuidas y que utiliza un gradiente de temperatura con la altura constante.

Está claro que la radiación causa que las laderas en sombra sean, a la misma altitud, más frías que las laderas con insolación. El problema se plantea a la hora de cuantificar esta relación cuando no se dispone de datos de comparación. El efecto de la radiación, como se ha expuesto al hablar sobre los agentes con influencia sobre la temperatura, puede descomponerse conceptualmente en dos partes actuando a distintas escalas temporales y espaciales. Por un lado, la radiación máxima diaria que un lugar concreto puede recibir determinaría la temperatura máxima diaria y permitiría distinguir zonas con distinta orientación a escala regional (por ejemplo, diferencias entre la cara norte y la sur de un macizo montañoso). Por otro lado, la radiación instantánea permitiría diferenciar la temperatura a escala horaria entre dos zonas con distinta insolación a escala horaria en virtud de una radiación total diaria semejante pero con distinta distribución horaria de la misma.

Con este enfoque se podría plantear entonces un primer factor que relacionara la radiación extraterrestre K_{ext} (la que ocurriría en un punto en ausencia de atmósfera) con la temperatura máxima. En este punto tiene sentido la aparición de un factor $\alpha = \Delta T / \Delta K_{ext} [^{\circ}C/MJ]$ como el que describen [Chung y Yun \(2004\)](#). Asimismo aparecería un segundo efecto condicionando la distribución horaria de la temperatura dentro del día en función de las horas del orto y el ocaso del punto concreto.

En la cuenca del Río Guadalfeo, la única zona con una K_{ext} significativamente menor es la cara norte de la Sierra de Lújar, ya que su orientación se une a una pendiente suficiente como para sufrir efectos de sombreado importantes a escala diaria. Pero la ausencia de estaciones de temperatura que permitan deducir un valor de α y su pequeña extensión espacial aconsejan hacer la hipótesis de homogeneidad en toda la cuenca en lo que se refiere al primer factor de radiación descrito.

Dado que la evolución de la temperatura a lo largo del día sigue unas pautas en cierto modo predecibles es razonable recomponer el patrón de temperatura horaria partiendo de las temperaturas máxima y mínima alcanzadas durante el día ([Parton y Logan, 1981](#); [Susong *et al.*, 1999](#)). Este planteamiento es práctico por varias razones:

- La falta de registros históricos de temperatura horaria.
- Las necesidades de almacenamiento desde el punto de vista informático al pensar en un modelo calculando series largas que alimenten varios años de simulación.
- A la hora de plantear escenarios, esto es, de simular condiciones futuras, es necesario generar las distintas variables meteorológicas. Las relaciones estadísticas

que permiten hacer esto tienen una coherencia entre los datos a escala diaria o de evento muy superior a los de escala horaria.

Por todo esto es habitual contar con valores de temperatura diaria máxima y mínima (y eventualmente temperatura diaria media) como descriptores de la temperatura durante un día concreto. A partir de estas temperaturas clave es necesario deducir una distribución de la temperatura durante todo el día para su uso en un modelo que necesite realizar cálculos a escala horaria, como es el de la fusión de la nieve a partir del balance de masa y energía. En esta distribución sí se puede considerar fácilmente el segundo factor de la radiación suponiendo una variación de la temperatura ligada a las horas del amanecer y atardecer de cada día. Estos valores son fácilmente deducibles a partir de los condicionantes astronómicos y topográficos que los determinan. Si las relaciones que evalúan los primeros ya son ampliamente conocidas y aceptadas desde hace tiempo (Iqbal, 1983, p.e.), el cálculo de los últimos sólo requiere disponer de un MDE sobre el que aplicar ciertos algoritmos geométricos también bastante depurados (Dozier y Frew, 1990, p.e.).

7.1.3. Variación espacial a escala de cuenca

El estudio de las temperaturas máximas y mínimas diarias en las estaciones, que se encuentran repartidas en altura entre los 2500 m mencionados y el nivel del mar, muestra en primer lugar que la hipótesis de un gradiente lineal y constante en la cuenca se corresponde con bastante exactitud con la realidad observable. En las figuras 7.1, 7.2, 7.3 y 7.4 se representan esas temperaturas en 9 estaciones en días consecutivos junto con la recta de mejor ajuste calculada mediante mínimos cuadrados para cada día. El gráfico se completa con la indicación numérica del valor de la pendiente de estas rectas, lo que equivale a decir el gradiente de temperatura con la altura, tanto para las temperaturas máximas del día (\uparrow) como para las mínimas (\downarrow).

En estas figuras aparecen cierto número de detalles a destacar. En primer lugar, como se ha dicho, es clara la tendencia de las temperaturas a exhibir un gradiente lineal con la altura. Este gradiente se aproxima al adiabático, sobre todo en el caso de las temperaturas máximas, aunque su valor medio es algo menor que este. Para el año de datos estudiado, entre octubre de 2004 y septiembre de 2005, el valor medio del gradiente para las temperaturas máximas es aproximadamente igual a $-5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (figura 7.5).

Es de destacar cómo la inercia de las condiciones atmosféricas hace que las temperaturas describan unos ciclos diarios similares entre días consecutivos aunque distintos entre un punto de la cuenca y otro. El hecho de que la variación diaria no sea igual en toda la cuenca se refleja en que los gradientes de las temperaturas máximas y mínimas sean distintos entre sí. La recurrencia de estos ciclos a escala de cuenca queda a su vez patente en que esos mismos gradientes se repiten o modifican ligeramente de un día para otro. Son estados meteorológicos generales en los que la variable temperatura no hace sino reflejar los ciclos estacionarios marcados por la sucesión del día y la noche. Y esto ocurre tanto durante periodos de evento (figura 7.1) como de estabilidad atmosférica (figura 7.2).

A pesar de la modificación lenta de los gradientes entre días consecutivos, su oscilación a lo largo del año es muy grande, pudiendo llegar a alcanzar valores de $-9^{\circ}\text{C}/\text{km}$ en los días de máximo gradiente o, en el extremo opuesto, a anularse. Esto desaconseja, tal y como acertadamente recomiendan Garen y Marks (2005), la utilización de gradientes

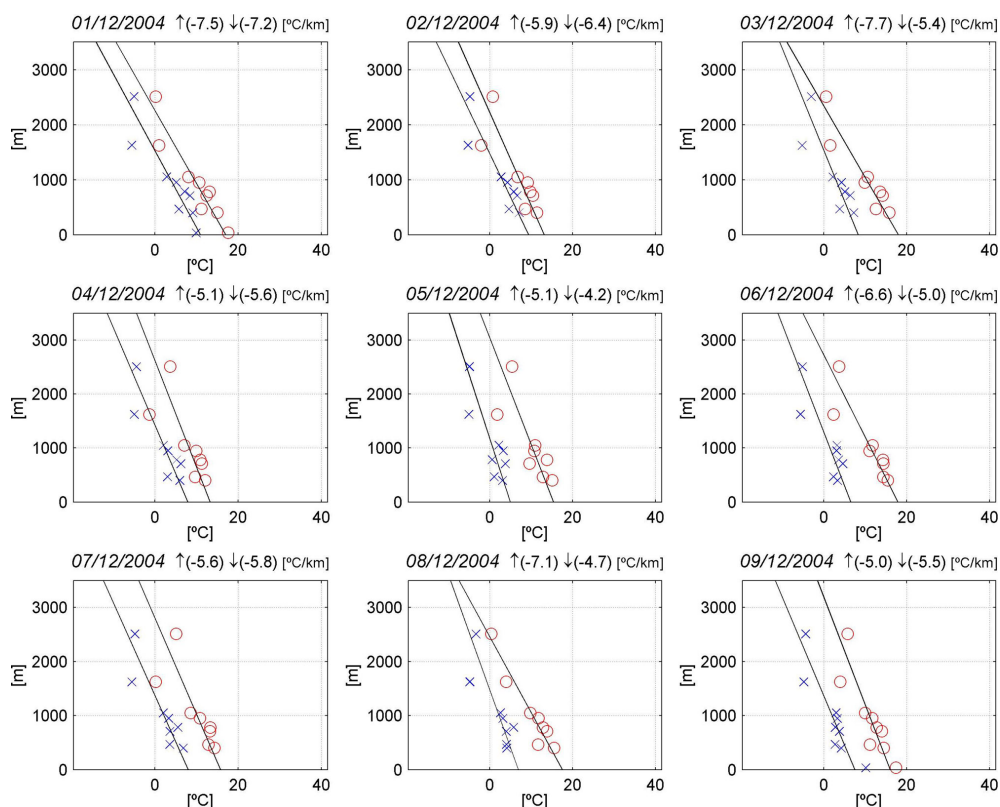


Figura 7.1: Gradiente de las temperaturas máximas y mínimas en invierno (01/12/2004-09/12/2004).

constantes en el tiempo para relacionar de manera permanente y rígida la temperatura con la altitud, costumbre en realidad bastante extendida. Los mecanismos que influyen en el estado de la atmósfera son demasiado complejos para ello, produciéndose cambios incluso dentro del mismo día tal y como reflejan los distintos comportamientos de las temperaturas máximas y mínimas.

En general se puede afirmar que el gradiente de las temperaturas mínimas es siempre menor que el de las máximas. La mezcla en la atmósfera inducida por el viento tiene mucho que ver en este fenómeno. Así, durante el evento de la figura 7.1, la inestabilidad de la atmósfera hace que los gradientes sean mayores, muy cercanos al adiabático, y muy parecidos entre sí los correspondientes a las temperaturas máximas y los de las mínimas. Por el contrario, el periodo de estabilidad que se recoge en la figura 7.2 coincide con la aparición de vientos térmicos diurnos de intensidad débil y calmas totales durante la noche. Esto favorece unos gradientes en las temperaturas máximas moderados, en función de la intensidad del viento, y unos gradientes en las mínimas muy bajos o incluso positivos. El bajo gradiente de las mínimas se debe siempre al efecto del sobreenfriamiento de las zonas interiores del fondo de los valles, en general aquellas por debajo de los 1000 m en el caso del Guadalfeo, fenómeno que se conoce como inversión térmica. El calentamiento diurno y los vientos térmicos asociados debidos al calentamiento diferencial en zonas de montaña y costeras deshace esta inversión durante el día. Por último cabe destacar como incluso en momentos de inversión térmica con gradientes positivos en las mínimas (tanto figura 7.2 correspondiente a enero de 2004 como figura 7.4 de agosto de 2005, queriendo recalcar con ello la independencia del fenómeno respecto a

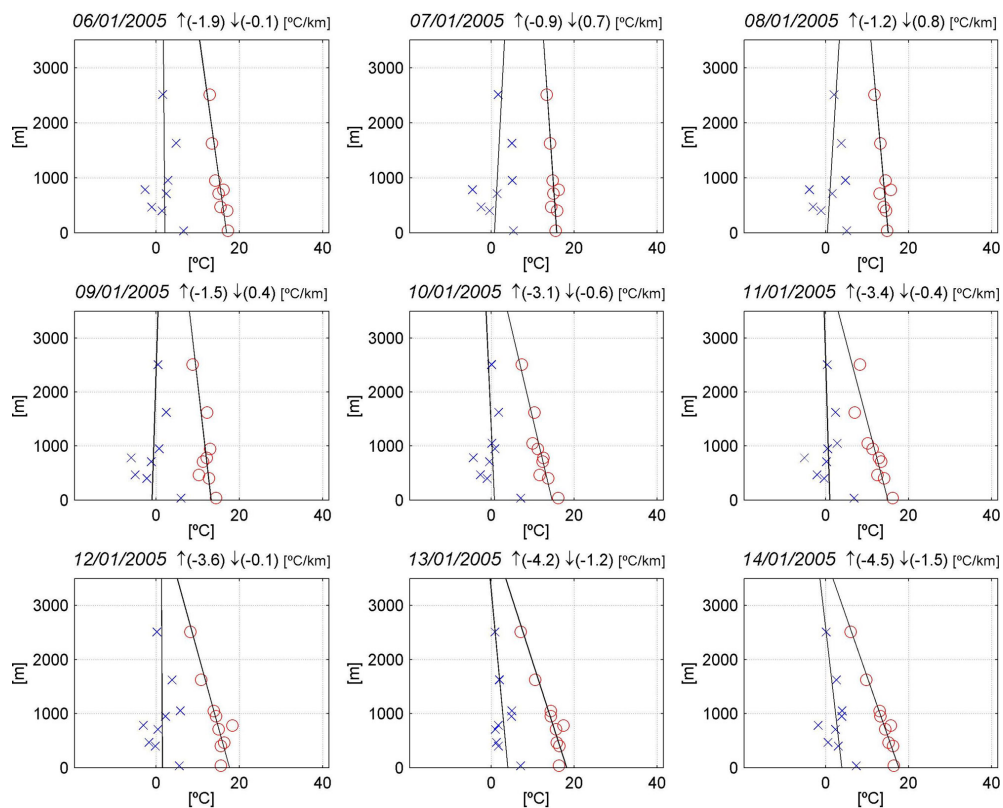


Figura 7.2: Gradiente de las temperaturas máximas y mínimas en invierno (06/01/2005-14/01/2005).

la época del año), los gradientes parciales entre las estaciones más altas de la cuenca, donde hay más circulación de aire, siempre se mantienen negativos.

Para captar una posible periodicidad de los gradientes en función de la época del año se han representado las temperaturas en distintos periodos del mismo (figuras 7.1, 7.2, 7.3 y 7.4), mostrándose por fin en la figura 7.5 la variación en el tiempo de los gradientes diarios de las temperaturas máximas y mínimas. Utilizando todos los datos actuales disponibles que se solapan con los de las estaciones a 2500 m, que son muy importantes para la correcta interpretación del gradiente, no se aprecia en principio una tendencia anual clara aparte de la inducida por la sucesión aleatoria de borrascas que potencian los gradientes y de periodos de estabilidad que los minoran. Un claro ejemplo de esto queda patente en el comportamiento registrado en enero de 2005, un periodo muy bien delimitado de gran estabilidad durante el cual los gradientes son muy bajos a pesar de la tendencia general a los valores altos que dibujan el resto de datos del invierno.

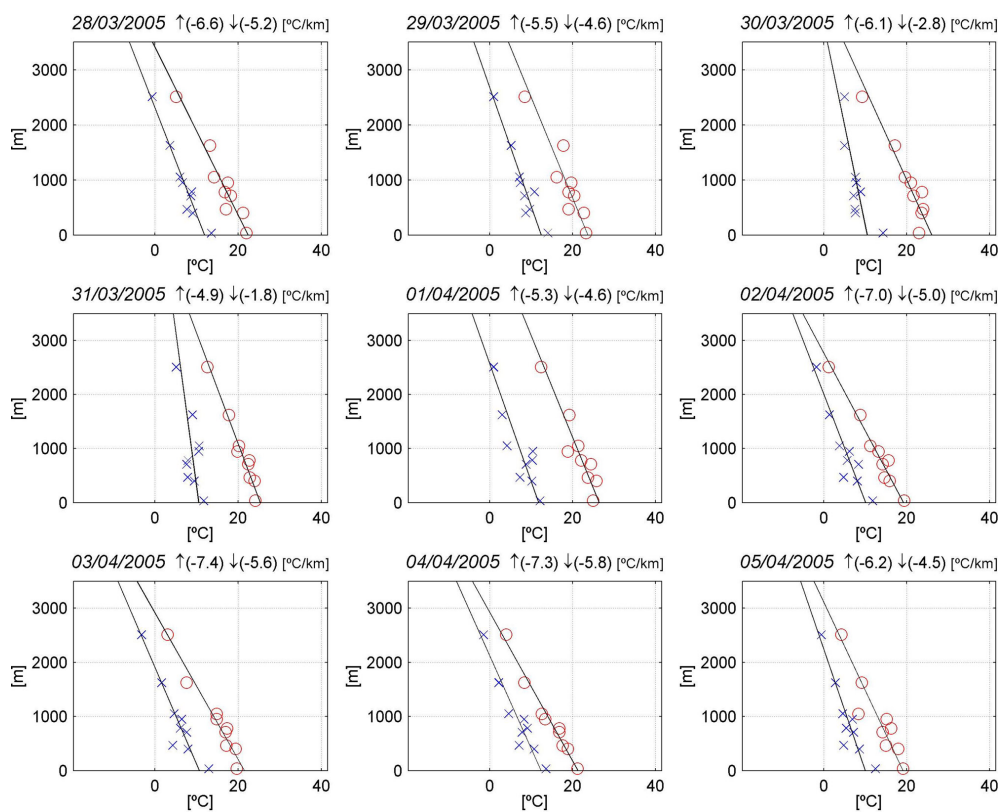


Figura 7.3: Gradiente de las temperaturas máximas y mínimas en primavera (28/03/2005-05/04/2005).

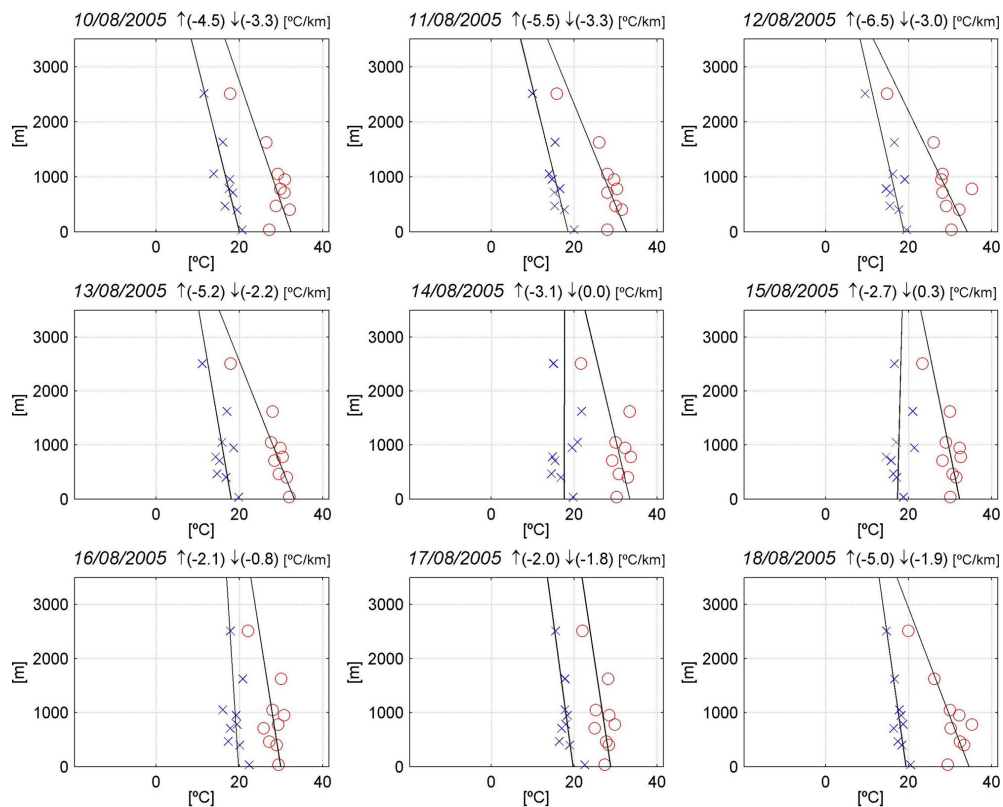


Figura 7.4: Gradiente de las temperaturas máximas y mínimas en verano (10/08/2005-18/08/2005).

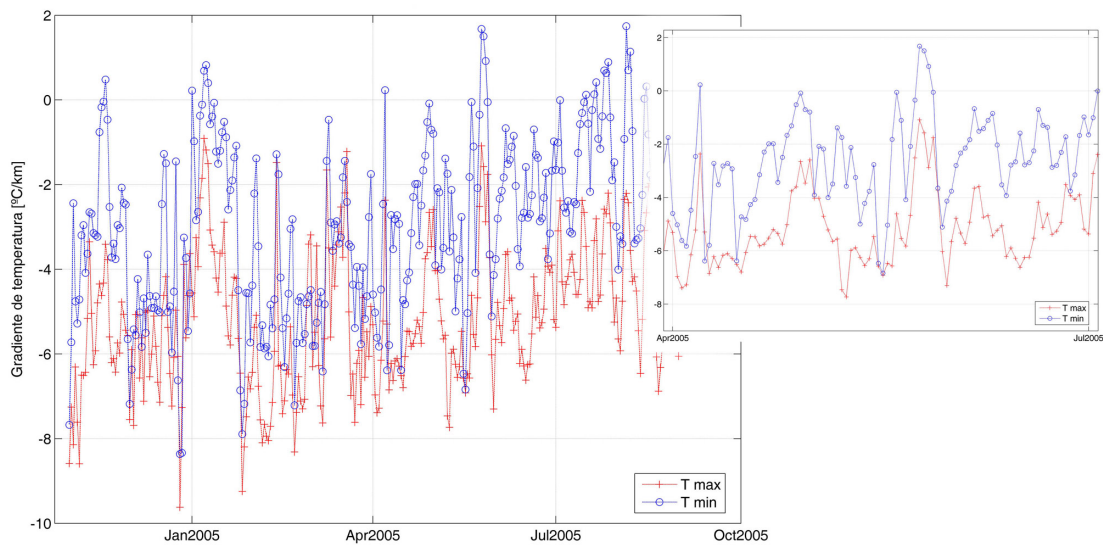


Figura 7.5: Variación del gradiente de las temperaturas máximas y mínimas diaria a lo largo de un año (y detalle).

7.1.4. Variación temporal a escala de día.

Se han analizado los datos de temperatura horaria disponibles en dos estaciones a lo largo de un año completo, con el objetivo de colegir algún patrón diario que permita reproducir lo más exactamente posible la variación horaria de la temperatura a partir de dos datos instantáneos únicos por día: la temperatura máxima y la mínima alcanzadas.

Las dos estaciones escogidas han sido la del Refugio Poqueira a 2500 *m* de altitud y la de Cádiar de la RIA, situada a 950 *m*. De la primera, debido a su corta edad, sólo se dispone de datos recientes, por lo que el año escogido es el que transcurre entre noviembre de 2004 y octubre de 2005. Por su parte, los datos estudiados de la estación de Cádiar son los comprendidos entre octubre de 2000 y septiembre de 2001.

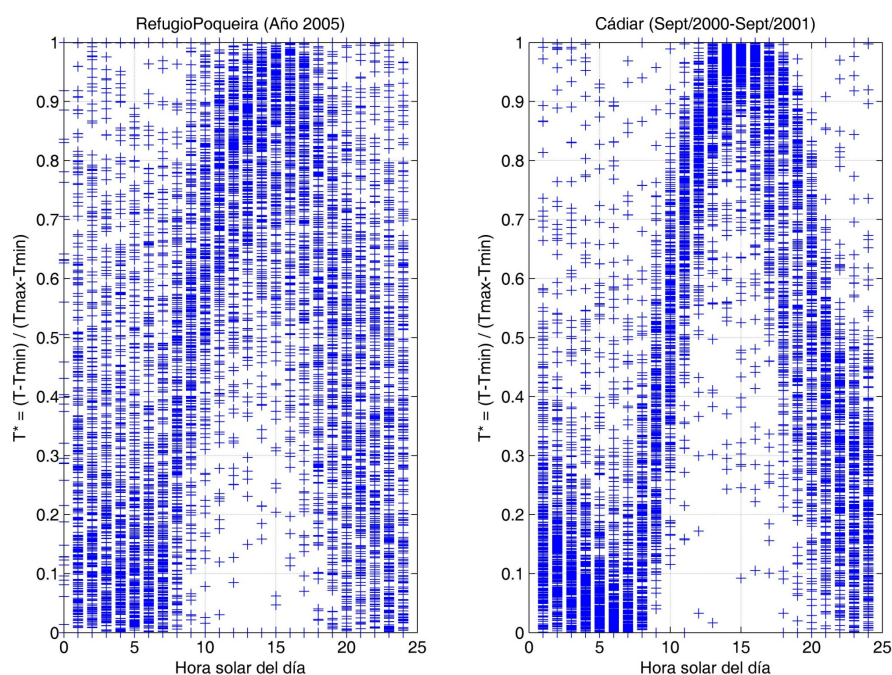


Figura 7.6: Variación de la temperatura a lo largo del día en dos estaciones de la cuenca del Río Guadalfeo en un año completo de medidas.

Como primer análisis se ha construido un gráfico (figura 7.6) con todos los datos disponibles (todas las horas de un año) en el que se representa para cada hora del día una variable adimensional de la temperatura T^* definida de la siguiente forma:

$$T^*(h) = \frac{T_h - T_{mn}}{T_{mx} - T_{mn}} \quad (7.1)$$

donde T_{mx} y T_{mn} son las temperaturas máxima y mínima del día respectivamente, y T_h la temperatura media en la hora h . Ambas series insinúan una forma similar que vendría a representar la variación más probable de la temperatura a lo largo de un día. Este patrón se caracterizaría por un fuerte aumento de la temperatura en las primeras horas de insolación y un descenso ligeramente más gradual desde primeras horas de la tarde. La temperatura mínima diaria, aunque capaz de presentarse en cualquier hora sin sol, se produce con más frecuencia por la mañana, justo antes del amanecer, como final del ralentizado enfriamiento nocturno. El fuerte ascenso de la temperatura

desde el mínimo se puede considerar que empieza preferentemente entre las 7 y las 9, alcanzándose de forma aproximadamente lineal el máximo entre las 13 y las 15 horas. El descenso se inicia pronto, entre las 15 y las 18 horas y muestra una mayor dispersión, más variabilidad en su probabilidad de ocurrencia, que en el caso del ascenso. En estas horas finales del día la probabilidad de alcanzar el mínimo diario es menor. En las primeras horas del atardecer el enfriamiento puede tener una pendiente tan fuerte como la del calentamiento, moderándose en las últimas horas del día y primeras del día siguiente hasta buscar la temperatura mínima progresivamente. Esta temperatura mínima se alcanza entre las 0 y las 8 con probabilidad creciente hacia esta última.

Es muy evidente la diferencia entre ambas estaciones en lo que a la dispersión de los valores se refiere. El comportamiento de la temperatura en la estación situada a mayor altitud es mucho más impredecible al estar más expuesta; los cambios de las condiciones meteorológicas en las zonas de alta montaña son por lo general bastante bruscos. Apenas existe una hora en la que no se haya dado un máximo o un mínimo en varias ocasiones a lo largo del año. A pesar de ello, la gráfica dibuja con una menor definición la misma tendencia que tan claramente se observa en los datos de Cádiar.

Tomando como punto de partida esta variación diaria medida se han probado una serie de aproximaciones simples sintéticas que permitan simular con el mínimo error la variación de la temperatura horaria durante un día del que sólo se conozca su temperatura máxima y mínima.

Las distribuciones analizadas con mayor detenimiento han sido 6 en un intento de abarcar con ellas un abanico suficiente de posibilidades en lo que al nivel de detalle y a las formas se refiere. La bondad del ajuste de cada una de ellas se ha valorado a partir de la raíz del error cuadrático medio RE_{cm} total en todas las muestras, es decir, todas las horas de cada uno de los años completos con datos. La calibración de los n parámetros de cada distribución y para cada estación se ha llevado a cabo mediante la búsqueda numérica de los mínimos de la función n -dimensional de RE_{cm} .

La distribución más sencilla, con sólo un parámetro fijo en el tiempo, es la senoidal simple, que se define con la siguiente expresión:

$$T(h) = \frac{T_{mx} + T_{mn}}{2} + \frac{T_{mx} - T_{mn}}{2} \cdot \text{sen} \left(\frac{2 \cdot \pi}{24} \cdot (h - \Phi) \right) \quad (7.2)$$

donde h es la hora del día, $T(h)$ la temperatura en esa hora h , T_{mx} y T_{mn} las temperaturas máxima y mínima y Φ el desfase. Este desfase Φ se puede definir como la hora durante el ascenso de temperatura matinal en la que se alcanza la temperatura media, entendida esta como la semisuma de la máxima y la mínima. Esta función senoidal intenta reflejar el carácter periódico de las fluctuaciones de la temperatura y reproducir la sucesión de los ciclos diurno y nocturno aprovechando el conocimiento de su amplitud, que es la diferencia entre la temperatura máxima y la mínima.

La siguiente distribución, que pasa a depender de 3 parámetros, es la denominada

distribución triangular simple, una función continua a trozos de acuerdo a:

$$T(h) = \begin{cases} T_{mn} & \text{para } 0 \leq h \leq h_{or} \\ T_{mn} + (h - h_{or}) \cdot \frac{T_{mx} - T_{mn}}{h_{mx} - h_{or}} & \text{para } h_{or} < h \leq h_{mx} \\ T_{mx} - (h - h_{mx}) \cdot \frac{T_{mx} - T_{mn}}{h_{oc} - h_{mx}} & \text{para } h_{mx} < h \leq h_{oc} \\ T_{mn} & \text{para } h_{oc} \leq h \leq 24 \end{cases} \quad (7.3)$$

donde a las variables anteriores h , $T(h)$, T_{mn} y T_{mx} se añaden los parámetros h_{or} , h_{mx} y h_{oc} con dimensiones de tiempo. Esta distribución quiere representar dos tramos nocturnos, uno al principio y otro al final de cada día, en las horas previas al momento del amanecer h_{or} y posteriores al ocaso h_{oc} respectivamente, en los cuales la temperatura es constante e igual a T_{mn} , más otros dos tramos lineales, uno de ascenso y otro de descenso de la temperatura. El primero entre h_{or} y h_{mx} , y el segundo entre h_{mx} y h_{oc} . Con ello se intenta reflejar la asimetría de la temperatura al permitir distintas pendientes durante el ascenso y el descenso de la misma, así como la llanura sensiblemente próxima a T_{mn} que se produce durante las horas nocturnas.

Como tercera distribución, continuando la tendencia de complejidad creciente, se escoge la función seno-exponencial propuesta por [Parton y Logan \(1981\)](#). La expresiones exactas utilizadas son:

$$T(h) = (T_{mx} - T_{mn}) \cdot \text{sen} \left(\frac{\pi \cdot (h - h_{mn})}{2 \cdot (h_{mx} - h_{mn})} \right) + T_{mn} \quad \text{para } h_{mn} < h \leq h_{tr} \quad (7.4a)$$

para el ciclo diurno y:

$$T(h) = \begin{cases} (T_{tr} - T_{mn}) \cdot e^{\frac{-b \cdot (h - h_{tr})}{24 + h_{mn} - h_{tr}}} + T_{mn} & \text{para } h_{tr} < h \leq 24 \quad (1) \\ (T_{tr} - T_{mn}) \cdot e^{\frac{-b \cdot (24 + h - h_{tr})}{24 + h_{mn} - h_{tr}}} + T_{mn} & \text{para } 0 < h \leq h_{mn} \quad (2) \end{cases} \quad (7.4b)$$

para el ciclo nocturno. Se repiten las variables ya conocidas h , $T(h)$, T_{mn} y T_{mx} , acompañadas de tres nuevos parámetros que representan las horas de transición que son h_{mn} , h_{mx} y h_{tr} , además de un parámetro b adimensional. La distribución tiene una parte senoidal (expresión 7.4a) que representa la variación diurna de la temperatura, desde la hora h_{mn} a la que corresponde la temperatura T_{mn} , hasta una hora vespertina h_{tr} tras el máximo diario a la que le corresponde la temperatura T_{tr} , deducible de cualquiera de las expresiones 7.4a y 7.4b para $h = h_{tr}$. La amplitud de esta senoide es el doble de la diferencia entre T_{mx} y T_{mn} , y su periodo el cuádruple de la diferencia entre h_{mx} y h_{mn} . En h_{tr} comienza una función exponencial (7.4b) que se desarrolla durante toda la fase nocturna hasta el mínimo de la mañana, con un parámetro b que controla la velocidad de descenso de la temperatura.

En [Parton y Logan \(1981\)](#) se sugieren ciertas mejoras a esta distribución que han sido evaluadas con los datos en ambas estaciones. Una de ellas es la introducción de la duración del día D , variable a lo largo del año y de cálculo sencillo ([Iqbal, 1983](#)), refiriendo a partir de ese momento las horas h_{mn} y h_{mx} como una función de D y un

parámetro a recogiendo un desfase constante. Los resultados con esta mejora mostraron un comportamiento peor en las horas del amanecer que con la expresión 7.4b, ya que estas temperaturas matinales parecen fluctuar en un rango menor que el predecible a partir de la duración del día. La mejora que sí se obtiene en el ajuste de las temperaturas al atardecer no compensa el aumento del error en las horas del amanecer, razón por la que D no ha sido incorporada a esta distribución. Otra mejora sugerida más efectiva fue la utilización de los valores conocidos de T_{mx} y T_{mn} de los días anterior y posterior para una utilización selectiva en la expresión 7.4b. Este paso es muy natural si se piensa que la temperatura a lo largo de un día está en realidad compuesta por la sucesión de dos ciclos que se encadenan entre días sucesivos y caracterizados cada uno de ellos por una temperatura máxima y otra mínima. El punto de ruptura natural de estos ciclos a la hora de almacenar dos datos diarios sería el de ascenso de temperatura tras el amanecer y no la medianoche. Así, el enfriamiento nocturno previo al amanecer es en realidad continuación del proceso iniciado el día anterior, y no tiene nada que ver con el enfriamiento vespertino de ese mismo día salvo por la repetición del ciclo anterior en función de unas condiciones meteorológicas estables que no tienen porqué ocurrir. Por ello el encadenamiento de las temperaturas mínimas (y máximas cómo influyentes en T_{tr}) mejora la predicción. Este encadenamiento se concreta en dos detalles respecto a las temperaturas utilizadas en el ciclo exponencial nocturno. Siendo i el día actual, la T_{mn} utilizada en el ajuste exponencial al final del día (expresión 7.4b.1) es la del día siguiente $i + 1$ (7.5.1), mientras que la T_{tr} interviniente en el principio del día (7.4b.2) es la del día anterior $i - 1$ (7.5.2):

$$T(h)^i = \begin{cases} (T_{tr}^i - T_{mn}^{i+1}) \cdot e^{\frac{-b \cdot (h - h_{tr})}{24 + h_{mn} - h_{tr}}} + T_{mn}^{i+1} & \text{para } h_{tr} < h \leq 24 \quad (1) \\ (T_{tr}^{i-1} - T_{mn}^i) \cdot e^{\frac{-b \cdot (24 + h - h_{tr})}{24 + h_{mn} - h_{tr}}} + T_{mn}^i & \text{para } 0 < h \leq h_{mn} \quad (2) \end{cases} \quad (7.5)$$

Durante la calibración de los parámetros de las 3 distribuciones se ha encontrado que todos los ajustes óptimos reproducen un mismo fenómeno que responde a la distribución de la temperatura sugerida por la figura 7.1. En todos ellos el mínimo diario ocurre siempre a primeras horas del día y nunca a últimas horas de la tarde, de tal forma que en el ajuste triangular desaparece el último tramo de la distribución (expresión 7.3) ya que h_{oc} siempre es mayor que 24. El máximo valor de temperatura simulada siempre se encuentra entre la hora 14 y 15 del día. En general se observa que ambas distribuciones representan aceptablemente la temperatura diurna, produciéndose los mayores errores en las horas nocturnas, ya sea en las previas al amanecer o las posteriores al atardecer, pero rara vez en ambas para el mismo día. A partir de los resultados observados se han propuesto ciertas mejoras a cada una de las 3 distribuciones anteriores surgiendo 3 nuevas distribuciones como evolución de las anteriores que se han llamado distribución senoidal modificada, distribución triangular modificada y distribución seno-exponencial de 4 tramos.

La modificación de las dos primeras distribuciones se basa en el aumento de la RE_{cm} encontrada en las horas nocturnas tanto al principio como al final del día. Del análisis de los ajustes día a día se desprende que este error se produce principalmente en aquellos días en los que existe una tendencia al cambio en la temperatura base o media, que se traduce en temperaturas mínimas apreciablemente distintas entre días consecutivos. De acuerdo al ciclo encadenado entre días descrito por la expresión 7.5 se propone incluir en cada día la influencia de la temperatura mínima del día anterior

7.1. Temperatura

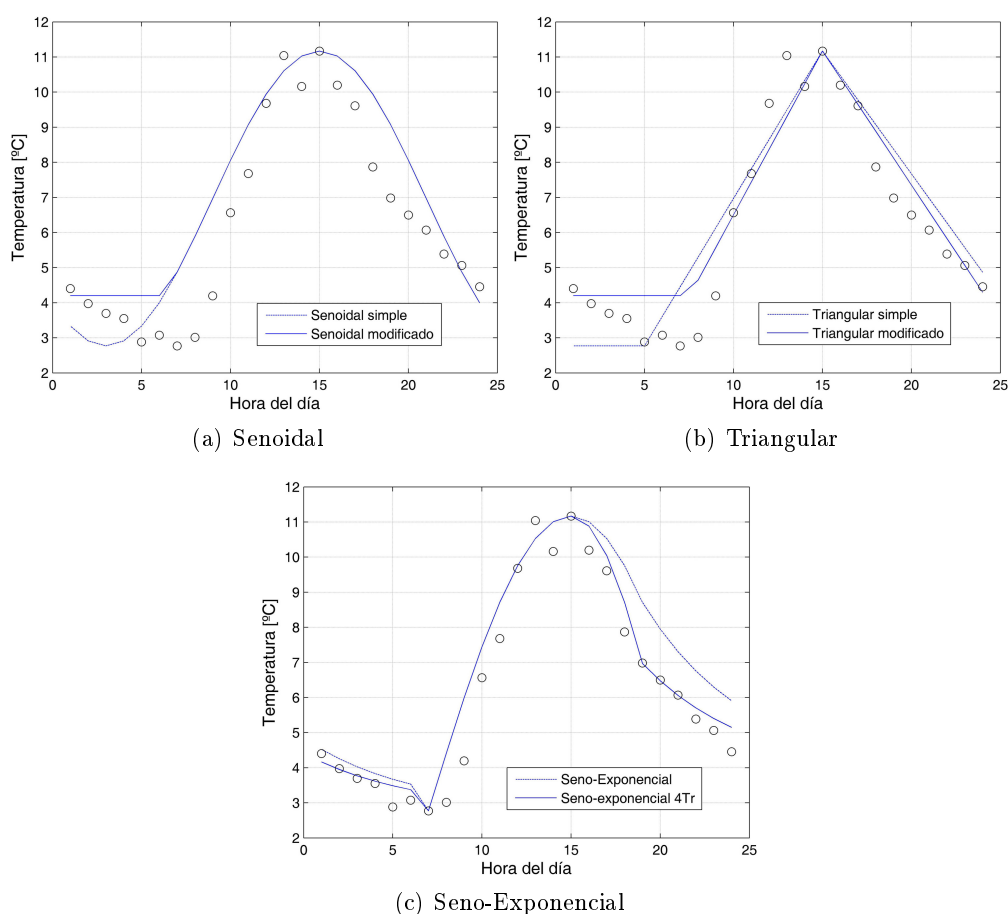


Figura 7.7: Ajuste de la temperatura horaria de las distintas distribuciones para un día “típico”.

en el ciclo nocturno de las primeras horas de este día y la de la temperatura mínima del día posterior en el ciclo nocturno de las últimas. Por ello, y sólo a fin de reafirmar la conveniencia de esta metodología, se incluye de una forma simple este efecto en las distribuciones senoidal y triangular. Así, las expresiones 7.2 y 7.3 se ven modificadas por las siguientes condiciones:

$$\text{Si } T(h) < T_{mn}^{(i-1)} \quad T(h) = \min \left(T_{mn}^{(i-1)}, T_{mx}^i \right) \quad \text{para } 0 \leq h < h_{mx} \text{ o } \Phi + 6 \quad (7.6a)$$

$$\text{Si } T(h) < T_{mn}^{(i+1)} \quad T(h) = \min \left(T_{mn}^{(i+1)}, T_{mx}^i \right) \quad \text{para } h_{mx} \text{ o } \Phi + 6 < h \leq 24 \quad (7.6b)$$

con las variables y parámetros ya conocidos de expresiones anteriores. Es decir, que cuando la temperatura $T(h)$ según las expresiones 7.2 o 7.3 de una hora previa al momento correspondiente a la máxima del día es menor a la temperatura mínima del día anterior $T_{mn}^{(i-1)}$, esa $T(h)$ se hace igual al valor $T_{mn}^{(i-1)}$ siempre y cuando no supere la temperatura máxima del día T_{mx}^i . De manera equivalente no se permite una temperatura vespertina tras el máximo menor que la temperatura mínima del día posterior $T_{mn}^{(i+1)}$.

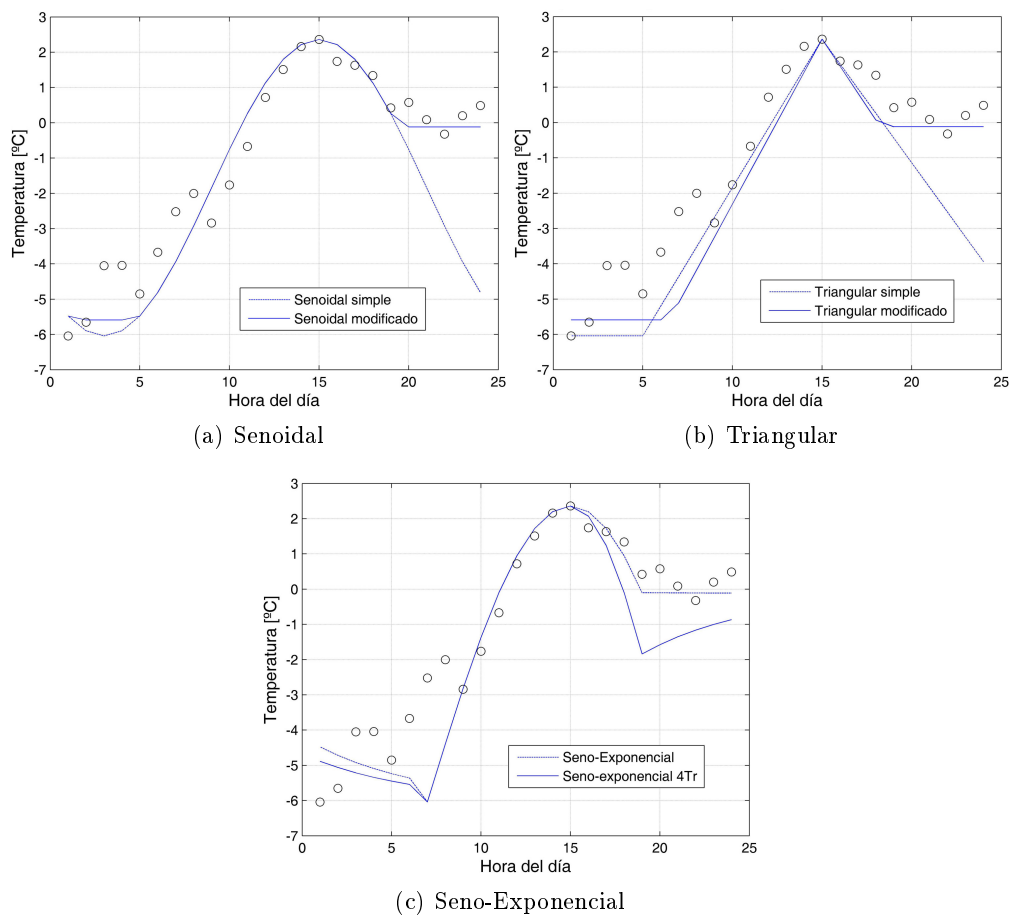


Figura 7.8: Ajuste de la temperatura horaria de las distintas distribuciones para un día “atípico”.

La hora de máxima temperatura se produce a la hora $\Phi + 6$ en el caso de la distribución senoidal y a h_{mx} en el caso de la triangular.

La distribución seno-exponencial 7.4a y 7.5 muestra cierta debilidad en su ajuste en las horas de transición del ciclo diurno hacia el nocturno. La adición de la duración del día D y el parámetro a mejoraba el ajuste en esta zona precisamente, aunque empeoraba la de las horas del amanecer. Por ello se ha construido una nueva distribución que considera dos fases distintas en el ciclo diurno, una para la temperatura creciente y otra para la decreciente. La primera manteniendo la expresión 7.4a entre la hora del mínimo h_{mn} y la del máximo h_{mx} , es decir, considerando una senoide de periodo fijo $4 \cdot (h_{mx} - h_{mn})$. La segunda a partir del máximo con una senoide de periodo $2 \cdot (D + a)$, variable a lo largo del año, ya que el efecto de la duración del día sobre la temperatura horaria parece concentrarse en esta zona. Por la división del ciclo diurno en dos se ha dado a esta distribución el nombre de ajuste seno-exponencial de 4 tramos. Para el ciclo

nocturno sigue siendo válida la expresión 7.5. El ciclo diurno se convierte en:

$$T(h)^i = \begin{cases} (T_{mx}^i - T_{mn}^i) \cdot \text{sen} \left(\frac{\pi \cdot (h - h_{mn})}{2 \cdot (h_{mx} - h_{mn})} \right) + T_{mn}^i & \text{para } h_{mn} < h \leq h_{mx} \quad (1) \\ (T_{mx}^i - T_{mn}^i) \cdot \text{sen} \left(\frac{\pi \cdot (h - h_{mx} + (D-a)/2)}{2 \cdot ((D-a)/2)} \right) + T_{mn}^i & \text{para } h_{mx} < h \leq h_{tr} \quad (2) \end{cases} \quad (7.7)$$

		<i>SS</i>	<i>SM</i>	<i>TS</i>	<i>TM</i>	<i>SE</i>	<i>SE4</i>
<i>RE_{cm}</i>	Poqueira [°C]	1,64	1,34	1,60	1,28	1,41	1,37
<i>RE_{cm}</i>	Cádiar [°C]	1,70	1,61	1,65	1,51	1,42	1,31

Tabla 7.1: Error total de cada uno de los ajustes con valores medios de los parámetros para los datos de temperatura horaria de Cádiar y Refugio Poqueira.

		<i>SS</i>	<i>SM</i>	<i>TS</i>	<i>TM</i>	<i>SE</i>	<i>SE4</i>
Φ	[h]	9	9	-	-	-	-
h_{mx}	[h]	-	-	15	15	15	15
$h_{mx} \setminus h_{or}$	[h]	-	-	6	6	7	7
h_{oc}	[h]	-	-	27	26	-	-
h_{tr}	[h]	-	-	-	-	19	18
b	[-]	-	-	-	-	2	2
a	[h]	-	-	-	-	-	0

Tabla 7.2: Valores medios de los parámetros de ajuste para cada una de las distribuciones de temperatura horaria probadas.

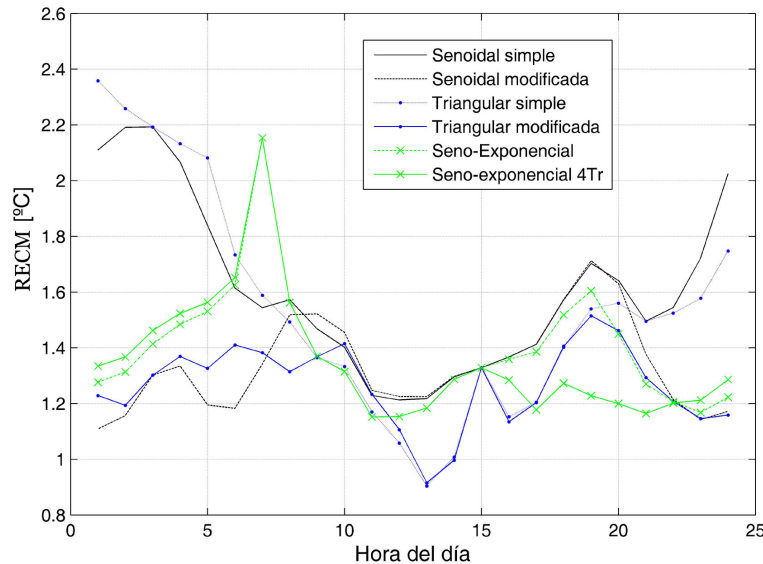


Figura 7.9: Variación de RE_{cm} a lo largo del día para cada una de las distribuciones probadas con los registros de la estación del Refugio Poqueira.

En las tablas 7.1 y 7.2 y en las figuras 7.9 y 7.10 se muestran los resultados finales obtenidos con cada una de las 6 distribuciones en función de la RE_{cm} de sus ajustes.

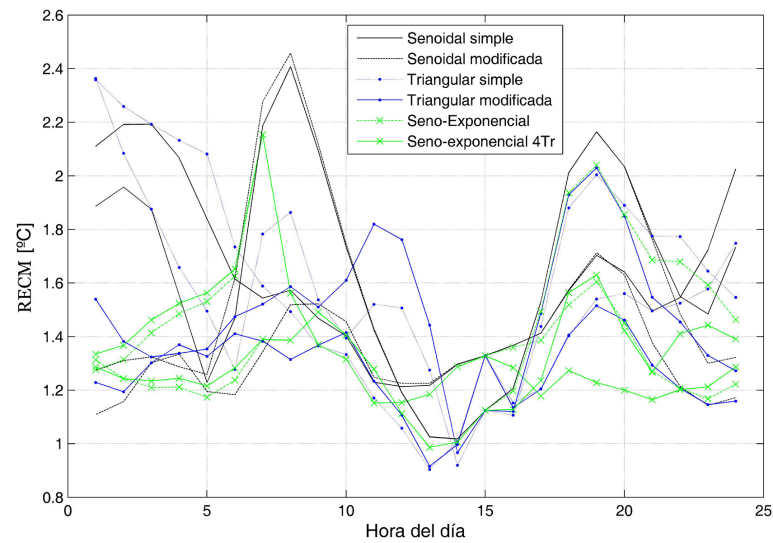


Figura 7.10: Variación de RE_{cm} a lo largo del día para cada una de las distribuciones probadas con los registros de la estación de Cádiar.

Aunque algunos de los parámetros de mejor ajuste encontrados para los datos de Cádiar y el Refugio Poqueira varían ligeramente, se han adoptado unos valores medios (tabla 7.2) para que sean aplicables en toda la cuenca simultáneamente. Los datos disponibles no son suficientemente extensos en localizaciones y longitud de series como para plantear una distribución espacial coherente de estos parámetros. Con estos parámetros medios, los valores finales de la RE_{cm} son los de la tabla 7.1, donde las distribuciones aparecen ordenadas del siguiente modo: senoidal simple SS , senoidal modificada SM , triangular simple TS , triangular modificada TM , seno-exponencial SE y seno-exponencial de 4 tramos $SE4$. En el caso de Cádiar, donde las temperaturas diarias reproducían con más fidelidad el patrón diario, los errores van decreciendo según el orden expuesto para las distintas distribuciones, siendo mínimos con $SE4$, $1,31\text{ }^{\circ}\text{C}$ para la totalidad de los datos. La diferencia en la RE_{cm} total no es muy grande entre métodos, no llegando en ningún caso el error a estar por encima de $1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. El efecto se nota más en la distribución de ese error según la hora del día (figura 7.10). Todas las distribuciones muestran muy buen acuerdo con la realidad en las horas centrales del día, pero para cada una aparecen picos de error en otros momentos del día, denunciando sus puntos débiles. Sólo la distribución $SE4$ es capaz de mantener una homogeneidad en sus errores, que no pasan de $1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ para ninguna hora del día, incluidas las horas del atardecer que son especialmente problemáticas para el resto de distribuciones, tanto simples como modificadas.

Los resultados obtenidos con los datos del Refugio Poqueira son distintos debido a la dispersión que en los mismos causa la mayor inestabilidad meteorológica. Los errores totales son similares a los de Cádiar, pero siendo en este caso las distribuciones modificadas SM y TM las que muestran un mejor balance general, aunque sea en menos de una décima de grado con respecto a $SE4$. La RE_{cm} total mínima lo ofrece TM con $1,28\text{ }^{\circ}\text{C}$. La distribución de los errores por horas del día (figura 7.9) indica que ahora el modelo más homogéneo es TM , con una RE_{cm} máxima de $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ por la tarde. El modelo $SE4$ muestra nuevamente el mejor comportamiento en las últimas horas del día, pero sufre un aumento del error en las primeras horas del día que no se apreciaba en absoluto con los datos de Cádiar. Parece que en la primera parte del día la temperatura

sigue en esta zona de alta montaña una evolución que se describe mejor con TM que con el modelo SE .

Por último se incluye como ejemplo la temperatura horaria medida para dos días concretos junto con los ajustes con cada una de las distribuciones estudiadas, para poder comprobar visualmente la forma final de cada una de ellas. En la figura 7.7 se presenta un día denominado “típico”, es decir, aquel que muestra una variación de la temperatura horaria similar a la más probable de acuerdo a la figura 7.6. Por comparación se presenta también un día “atípico”, fuera de esta forma más probable, y que suele responder a la existencia de una tendencia creciente o decreciente en la temperatura media entre días. Este es el caso específico para el que se diseñaron las distribuciones modificadas, por lo que se espera de ellas un mejor ajuste en estos días. Y esto es lo que ocurre en la estación del Refugio Poqueira donde los días atípicos son abundantes.

7.1.5. Planteamiento del modelo

Según lo expuesto, se está en condiciones de plantear el proceso de cálculo o algoritmo que permita convertir unos registros de temperaturas máxima y mínima diarias en unos puntos discretos en una temperatura horaria en cada punto de la cuenca considerado por el modelo distribuido de fusión de nieve.

En las cumbres son extraños los fenómenos de inversión, más asociados a fondos de valles. A esto hay que añadir que la gran diferencia de altura entre cumbres y valles que existe en la ladera sur de Sierra Nevada favorece aún más el establecimiento de un gradiente de temperaturas cercano al adiabático las zonas altas. Asimismo, la intensidad del viento, siempre mayor en las cumbres, potencia la distribución *natural* de la temperatura con la altura. Con todo ello no es infundado prever un mayor peso de la relación temperatura-altura en las zonas altas de la cuenca, las de mayor importancia desde el punto de vista del estudio de la nieve, que permita plantear el modelo de interpolación espacial de las temperaturas máxima y mínima diarias en su forma más simple, es decir, realizando el ajuste de un gradiente lineal atmosférico constante para toda la cuenca a partir de los datos discretos disponibles y la posterior interpolación espacial de los residuos.

Debido a la clara relación lineal de la temperatura con la altura, el algoritmo propuesto supone una importante reducción de la incertidumbre asociada a la interpolación espacial de los datos. El resultado es un modelo sencillo, rápido, ya validado y fácilmente exportable a otras cuencas, ideal para su incorporación a un modelo distribuido.

A continuación se muestra el ejemplo de la interpolación de la temperatura máxima del día 13 de noviembre de 2002, día de inicio del evento 1061, del que se disponen datos de temperatura máxima en las 8 estaciones señaladas en las figuras 7.11 y 7.13. Las temperaturas registradas en estas estaciones se recogen en la figura 7.12, junto con el gradiente atmosférico de la temperatura ajustado por mínimos cuadrados, que es de $-5,1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$. La interpolación de los residuos, esto es, la diferencia en cada estación de la temperatura medida con la ajustada por la recta, realizada con el método del inverso de la distancia al cuadrado con las tres estaciones más cercanas a cada punto, se muestra en la figura 7.11. A su vez, en la figura 7.13 aparece la temperatura final interpolada, resultado de componer la relación lineal de la temperatura con la altitud con los residuos. De esta forma se consigue una interpolación muy suave que respeta la temperatura en los puntos con datos a la vez que permite obtener datos realistas de temperatura en las cumbres a pesar de la falta de datos.

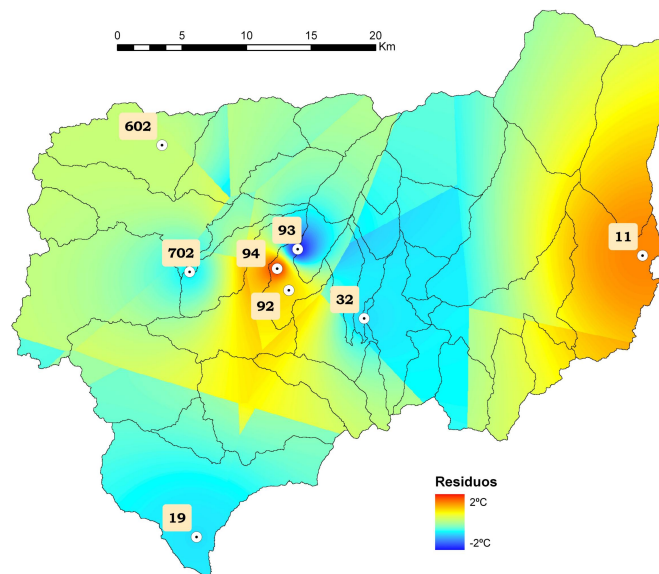


Figura 7.11: Interpolación de las desviaciones de la temperatura (residuos) en las estaciones frente al gradiente atmosférico de temperatura general en la cuenca. (Temperatura máxima del 13/11/2002)

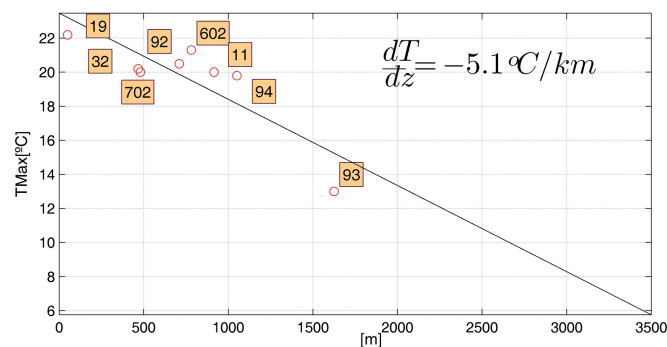


Figura 7.12: Valores de la temperatura máxima registrada el 13/11/2002 e interpolación del gradiente atmosférico correspondiente.

En la introducción de este capítulo se ha señalado que estaciones muy cercanas entre sí distorsionan los resultados con el método de interpolación *IDW* al potenciarse y extender su zona de influencia. Y como se aprecia en la figura 7.11, la disposición en planta de las estaciones de temperatura en la cuenca del Guadalfeo no es la más idónea para la aplicación de una interpolación de este tipo en los residuos de la temperatura. Las 5 estaciones centrales se encuentran muy próximas entre sí en comparación con las otras 3 de la periferia. Una posible solución sería dejar de utilizar alguna de estas estaciones, ya que al estar tan cercanas se supone que deben registrar una información repetida. Esto, que puede ser válido para otras variables meteorológicas, no lo es en este caso de la temperatura, ya que se da la circunstancia de que esas estaciones tienen diferencias importantes de altitud entre sí. La información que proporcionan con respecto al gradiente es mucho más importante que la precisión en la interpolación de los residuos, así que no es aconsejable eliminar ninguna de ellas. La posibilidad de utilizar otro método también se descarta por la rapidez de cálculo conseguida con *IDW*, sobre todo gracias a

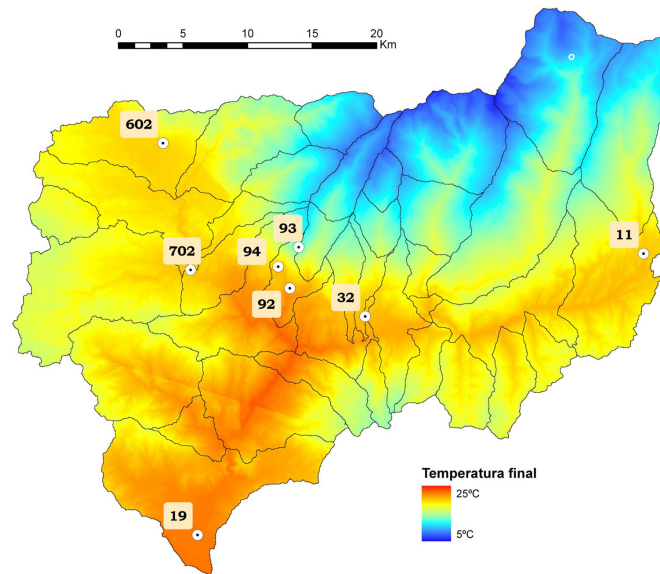


Figura 7.13: Resultado final de la interpolación de la temperatura máxima del 13/11/2002). En círculo blanco punto de control.

la adaptación en el modelo con los cálculos previos de las matrices de pesos y estaciones comentados en la introducción de este capítulo. En cualquier caso conviene recordar que en el caso de disponer de dos estaciones muy próximas con registros similares, el eliminar una de ellas puede ser beneficioso para la interpolación mediante el método *IDW*.

En cuanto a la variación de la temperatura horaria durante el día, a la vista de los análisis efectuados con datos reales y que se detallan en el punto 7.1.4, se puede representar fácilmente con una distribución seno-exponencial de 4 tramos a partir de la temperatura máxima y mínima del día, y las temperaturas mínimas de los días anterior y posterior. Esta distribución refleja en su forma la influencia que la radiación solar instantánea tiene sobre la temperatura a la escala temporal horaria, tal y como se planteaba en el punto 7.1.2, e incorpora la variable duración del día D .

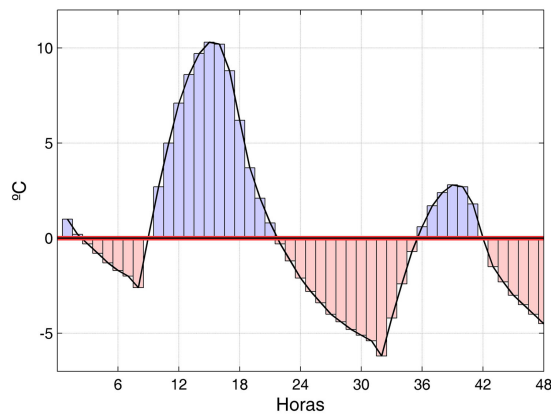


Figura 7.14: Temperatura horaria simulada durante los días 13 y 14/11/2002 en un punto situado a 2000 m de altitud en el valle del río Trevélez.

Siguiendo con el ejemplo iniciado referente al primer día del evento 1061, se han interpolado espacialmente las temperaturas mínimas tanto del día estudiado como del anterior y posterior, de la misma manera expuesta para la temperatura máxima. Con todos estos datos se ha escogido un punto dentro del valle del río Trevélez de coordenadas UTM (478815,4103935), Huso 30 (círculo blanco en la esquina superior derecha de la figura 7.13), para representar su temperatura horaria como ejemplo de los cálculos que realiza el modelo distribuido en cada una de las celdas del dominio. El punto escogido está situado a 2000 m de altitud, orientado al sur con una pendiente de $\sim 20^\circ$ y con un factor de cielo no obstruido *SVF* de 0,95, un valor próximo a 1 que indica que está en una zona en terreno abierto, sin obstáculos debidos a la orografía. Como parámetros de calibración de la distribución temporal se toman los medios para la cuenca (tabla 7.2). El resultado se ofrece en la gráfica 7.14. De este modo, la aplicación del modelo, mediante la interpolación espacial de las temperaturas máxima y mínima y la distribución temporal dentro del día, permite estimar en el punto elegido, lejos de las estaciones disponibles, los periodos con temperatura superficial por debajo de 0°C .

7.1.6. Validación

Se ha definido un modelo distribuido a escala horaria de temperatura basado en tres hipótesis fundamentales:

- Existencia de unos gradientes constantes y no necesariamente iguales entre sí a escala de cuenca que relacionan las temperaturas máximas y mínimas del día.
- Superpuesto a este efecto del gradiente la presencia de variaciones locales, que se deberán principalmente a condiciones topográficas.
- Una distribución horaria de la temperatura dentro del día deducible a partir de las temperaturas máxima y mínima del día, además de la temperatura máxima del día anterior y la mínima del siguiente.

Este esquema de funcionamiento va a ser validado en una situación límite como la que configura la cuenca del río Guadalfeo, de grandes contrastes topográficos y térmicos en una extensión muy reducida. No cabe duda de que una adecuada distribución de estaciones tanto en planta como en altitud no sólo afectará sustancialmente al buen ajuste de este método, sino que podría hacer que métodos más simples que no consideren gradiente proporcionen ajustes igualmente buenos. Pero no es el caso de esta cuenca. Existen 5 estaciones con registros continuos aceptables desde 1990, a las que hay que añadir 3 más desde 2001, la más alta de las cuales se encuentra a 1645 metros de altitud, en la falda de Sierra Nevada. Por encima de ellas aún se extienden 342 km^2 en la cuenca, conteniendo además toda la zona de predominio de la nieve, que queda sin registros útiles. Siendo la temperatura un valor crítico en el estudio de su fusión (ver figura 7.15).

La instalación en diciembre de 2004 de las dos estaciones del refugio Poqueira y Bérchules a 2500 m y en zonas significativas de la sierra, permite disponer de registros de gran interés para la comprobación de las interpolaciones de las variables meteorológicas, con las que poner a prueba la consistencia de la extrapolación a través de los gradientes de los datos obtenidos en zonas bajas hacia las zonas de alta montaña completamente carentes de información.

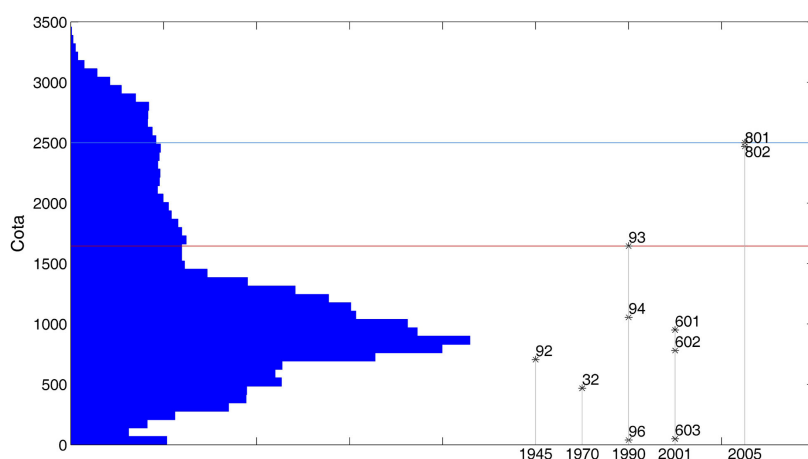


Figura 7.15: Curva hipsométrica de la cuenca del Río Guadalfeo y situación en altura de las estaciones de temperatura principales, con el año de inicio de sus registros.

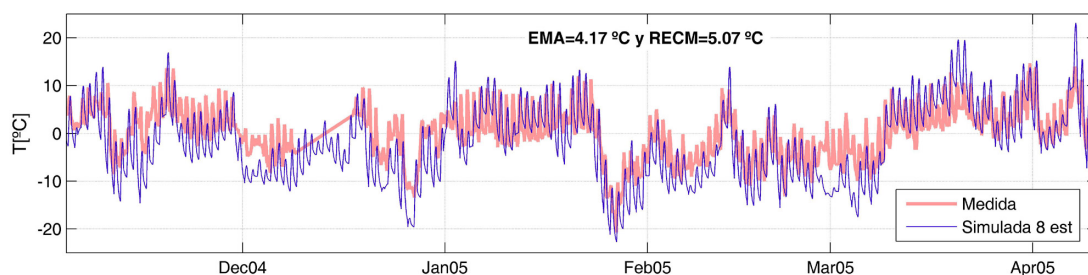
Las dos estaciones no han mantenido un comportamiento similar en cuanto a la fiabilidad de funcionamiento y calidad de los registros. Así como la estación en el Refugio Poqueira ha funcionado sin ningún problema hasta la fecha y acumula dos años y medio de registros prácticamente continuos, la estación de Bérchules ha sufrido varios problemas de comunicación que han sido difíciles de solucionar debido a su aislamiento. Esto se traduce en un registro de temperatura con discontinuidades de meses. Esta es la razón por la que, como se verá, los datos del refugio Poqueira se utilizarán pensando más en la calibración y generación de temperaturas, mientras que los de Bérchules se reservan en cierta manera para la comprobación y validación.

Temperatura en Bérchules

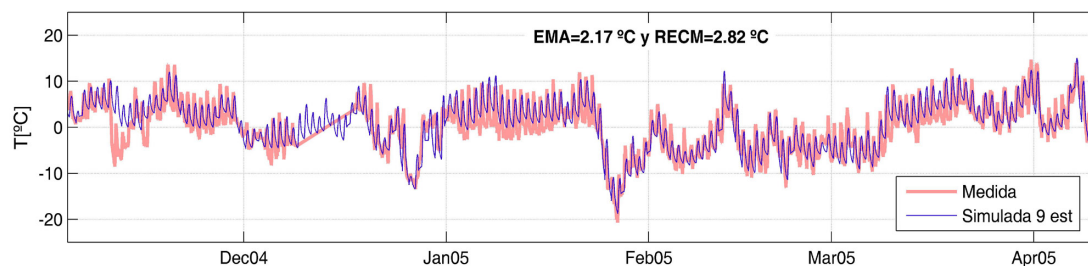
En primer lugar se ha simulado la temperatura en la estación meteorológica de Bérchules (2470 m de altitud) para compararla con el primer periodo con datos disponible en la misma, que transcurre entre noviembre de 2004 y abril de 2005, comprendiendo toda la estación fría y con presencia de nieve. Se han realizado dos simulaciones distintas: una con las 8 estaciones de temperatura disponibles en la zona baja de la cuenca (por debajo de 1700 m) y una segunda añadiendo a las mismas la estación 802 del Refugio Poqueira (2510 m). Esto permitirá comprobar, por un lado, la capacidad de reproducción de los gradientes y la interpolación espacial sólo con las estaciones bajas y, por otro, la mejora que supone en la predicción de temperatura la existencia de un registro en altura. Los resultados se muestran en las figuras 7.16a y 7.16b. En rojo y trazo más grueso, la temperatura horaria medida en Bérchules, y en azul más fino la simulada para cada uno de los casos planteados.

Las respuestas a las cuestiones que se planteaban son:

- El ajuste mejora evidentemente al disponer de una estación en altura para realizar la interpolación. El error medio absoluto E_{ma} disminuye de 4,2 a 2,2°C, y la raíz del error cuadrático medio RE_{cm} pasa de 5,1 a 2,8°C, prácticamente la mitad.
- Aún utilizando sólo las estaciones bajas la simulación es razonablemente certera, sobre todo si se tiene en cuenta que procede de la extrapolación de una tempera-



(a) Medida vs simulada con 8 estaciones bajas

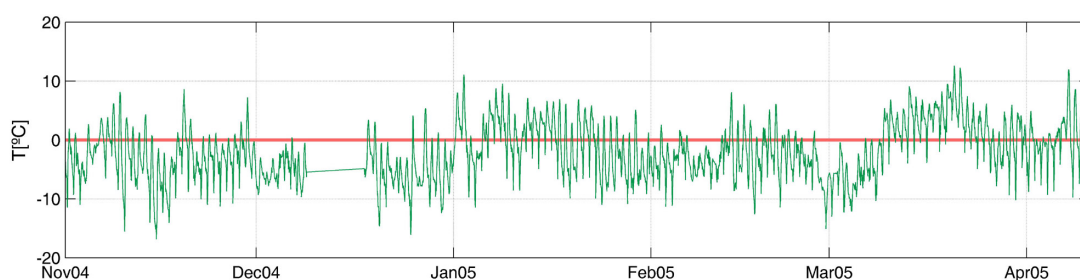


(b) Medida vs simulada con 9 estaciones

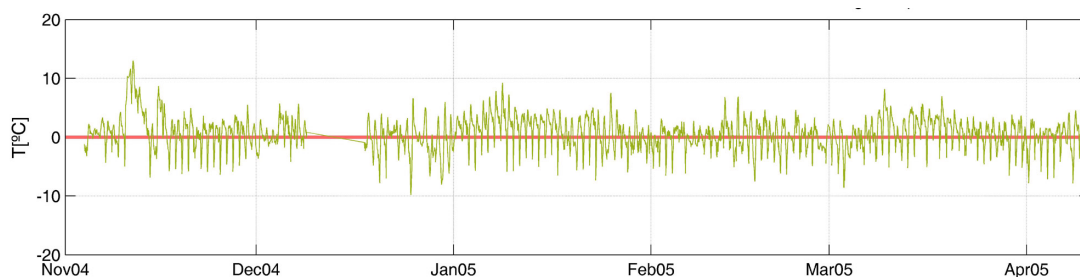
Figura 7.16: Temperatura horaria en Bérchules entre Nov 2004 y Abr 2005. Se indica el Error Medio Absoluto y la Raíz del Error Cuadrático Medio de los ajustes.

tura 1000 *m* por debajo. Se aprecia una infravaloración de las temperaturas, sobre todo de la mínima, en invierno y una sobrevaloración, más clara en el caso de la máxima, en verano, que puede llevar a un error máximo en ambos extremos de hasta 10°C. La amplitud térmica en el mismo día, sin embargo, no difiere por lo general en exceso de la real, aunque se desplace hacia el exceso o defecto de temperatura.

Los errores tienen una persistencia temporal repitiéndose los patrones en intervalos de varios días. En la figura 7.17 se muestra la diferencia entre la temperatura horaria simulada y la medida, para cada uno de los dos casos. Existe un patrón diario en los errores que se repite por un desajuste sistemático de la distribución temporal diaria para la localización de la estación de Bérchules, que es distinta a la del Refugio Poqueira, analizada en el apartado 7.1.4. Esto podría mejorarse incorporando al modelo de distribución algún parámetro que tuviera en cuenta los factores orográficos y sombreadamientos que afectan de manera horaria a la radiación incidente en cada punto concreto, y no sólo parámetros basados en la radiación extraterrestre diaria pero espacialmente constantes como la duración del día D o las horas del máximo h_{mx} o del ocaso h_{oc} . También se aprecian unas componentes del error a escala de varios días que reflejan los errores en la interpolación espacial y que muestran cierta periodicidad. Este detalle parece indicar que el desajuste de los gradientes o de los fenómenos locales más propios de la interpolación de los residuos, poseen una inercia de varios días. En cualquier caso, al añadir la estación en altura a la interpolación el valor absoluto del error inducido por esta componente prácticamente desaparece.



(a) Simulada con 8 estaciones bajas menos medida



(b) Simulada con 9 estaciones bajas menos medida

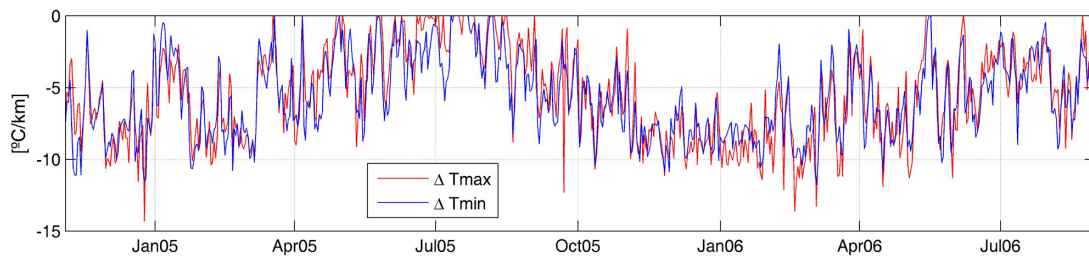
Figura 7.17: Diferencia entre la temperatura horaria simulada y medida en Bérchules entre Nov 2004–Abr 2005.

Gradientes

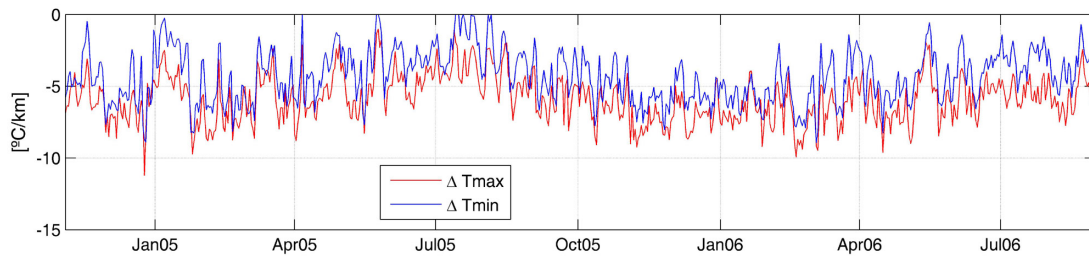
Estos resultados nos llevan a prestar más atención a los gradientes diarios de las temperaturas máximas y mínimas que se están interpolando, pues parecen responder a ciertos patrones periódicos a escalas anual y semanal. En la figura 7.18 se representan los gradientes medios que se han encontrado en la cuenca para las temperaturas máximas y la mínimas diarias desde noviembre de 2004 hasta agosto de 2006. En 7.18.a interpolando sólo con las 8 estaciones bajas y en 7.18.b añadiendo la estación del Refugio Poqueira a la interpolación, lo que permite suponer que será un gradiente más preciso.

El gradiente con 9 estaciones, más próximo al real, muestra más estabilidad que el interpolado con sólo las 8 estaciones bajas, menos variabilidad tanto a escala diaria como a anual, escala en la que se dibuja un patrón claro en ambos casos de gradientes más fuertes en invierno y más próximos a 0 en verano. En la simulación con 9 estaciones también se aprecia una diferencia diaria más acusada entre el gradiente para las temperaturas máximas y para las mínimas, teniendo estas últimas siempre un gradiente menos acusado que aquellas. Asimismo los valores alcanzados son menos extremos, más concentrados en torno a la media que es $-5,9^{\circ}\text{C}/\text{km}$ para las temperaturas máximas y $-4,3^{\circ}\text{C}/\text{km}$ para las mínimas, aunque con un marcado ciclo anual.

Si los gradientes de ambas simulaciones se dibujan juntos (figura 7.19), separando los de las temperaturas máximas de los de las mínimas, se comprueba la relación que existe entre los dos. Una interesante proporción prácticamente lineal tanto para las temperaturas máximas como para las mínimas, aunque distinta entre sí. Su interpretación indica que los gradientes simulados con las estaciones bajas se extreman tanto por arriba como por abajo con respecto a su valor real, en torno a un gradiente de -6°C en las temperaturas máximas y de $\sim -2,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ en las mínimas.

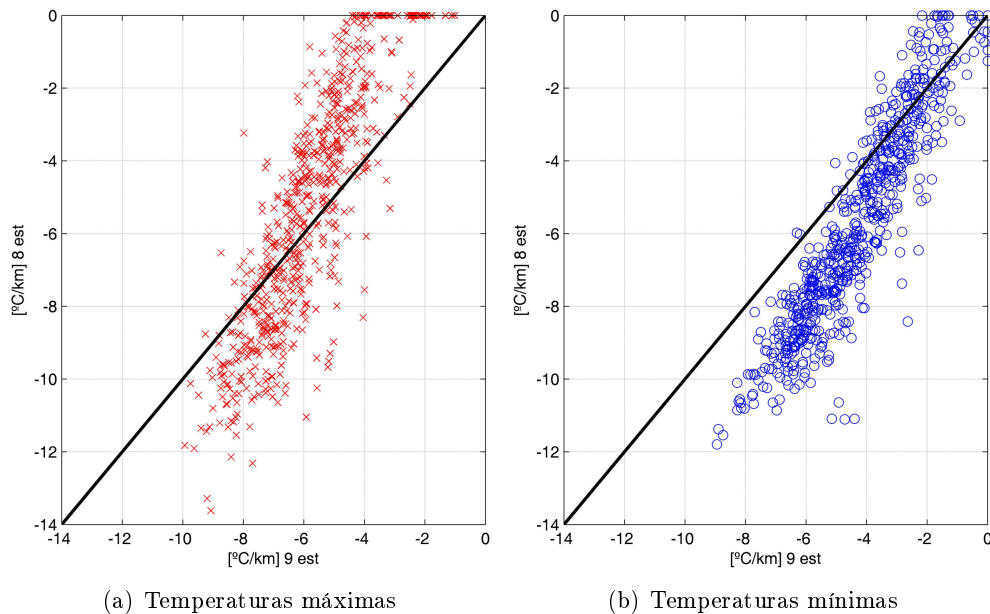


(a) Simulado con 8 estaciones bajas



(b) Simulado con 9 estaciones

Figura 7.18: Gradiente diario de las temperaturas máximas y mínimas interpolado entre Nov 2004–Ago 2006.



(a) Temperaturas máximas

(b) Temperaturas mínimas

Figura 7.19: Gradientes diarios interpolados con 8 y con 9 estaciones (Nov 2004–Ago 2006).

La figura 7.19 hace pensar en que la simulación del gradiente con las estaciones bajas en esta cuenca, aunque inexacta, se relaciona de manera directa con la real. Es decir, que con la información de esas estaciones es posible derivar con algún criterio resultados precisos a mayor altitud. Si se calculan las funciones de densidad de estos gradientes para todo el año, separando los de las temperaturas máximas y las mínimas (figura 7.20), se observa el efecto descrito de dispersión hacia los extremos.

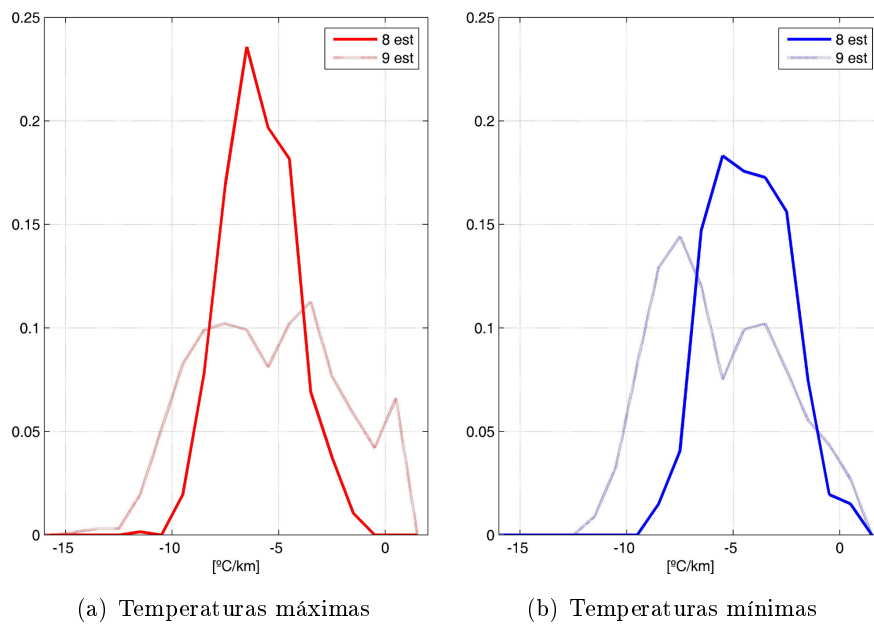


Figura 7.20: Función de densidad de los gradientes diarios obtenidos con 8 y con 9 estaciones (Nov 2004–Ago 2006).

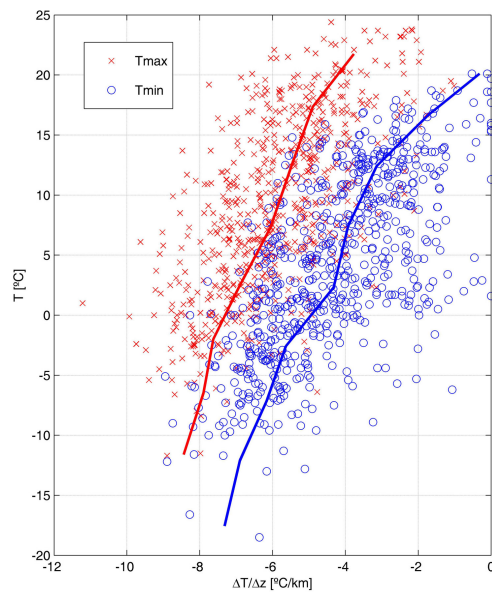


Figura 7.21: Gradientes simulado con las 9 estaciones frente a la temperatura medida en la más alta de ellas: el Refugio Poqueira (datos Nov 2004–Ago 2006).

La componente anual encontrada, unida a las variaciones de menor escala que se encuentran en los registros, como la disminución del valor absoluto de los gradientes que se registra en enero de 2005 (ver figura 7.18) en respuesta a un periodo de buen tiempo dentro del invierno, hace plantearse la posibilidad de una relación del gradiente con el valor de la temperatura. Esto es lo que se recoge en la figura 7.21, donde los gradientes diarios simulados con las 9 estaciones se comparan con la temperatura medida en el

Refugio Poqueira, separando los de las temperaturas máximas de los de las mínimas. Las líneas que aparecen en la gráfica unen la media del gradiente por intervalos de temperatura de 5°C . A pesar de existir cierta dispersión hay una clara disminución del valor absoluto del gradiente con la disminución de la temperatura, tanto en máximas como en mínimas. Y con una relación lineal y prácticamente paralela en ambos casos, sólo alterada en el extremo superior de las temperaturas mínimas por unos pocos datos de magnitud inusual para las mismas.

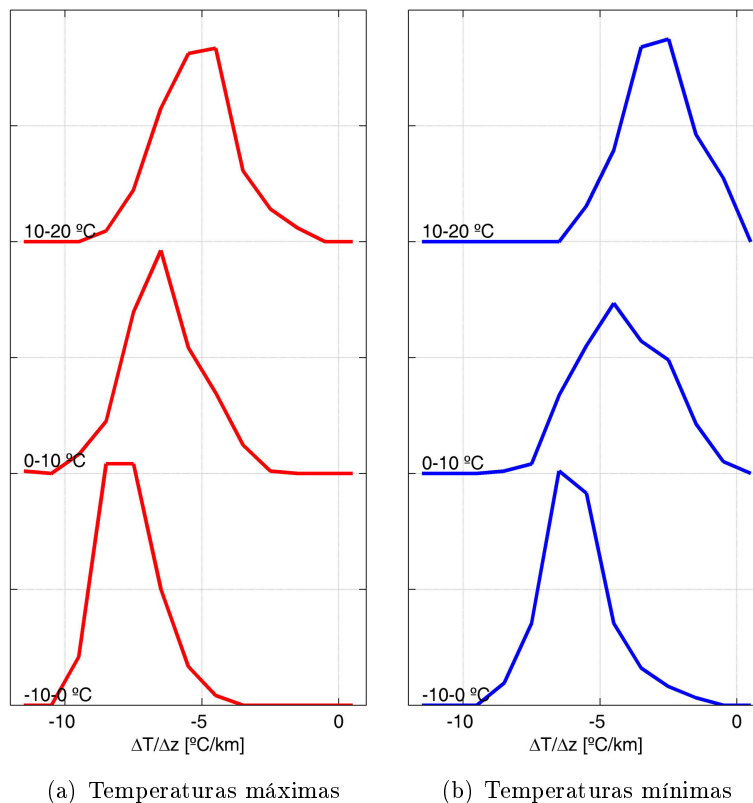


Figura 7.22: Funciones de densidad de los gradientes diarios obtenidos con 9 estaciones agrupados por intervalos de temperaturas (Nov 2004–Ago 2006).

Conociendo esta relación del gradiente con la temperatura, la función de densidad mostrada en la figura 7.20 se puede descomponer en varias funciones separadas para distintos intervalos de temperatura. El resultado, figura 7.22, muestra funciones con menor desviación de la media, que además aparece muy bien definida en todos los casos.

Estación virtual

El análisis realizado en los puntos anteriores ha mostrado la mejora que una estación en la parte alta de la región induce en el pronóstico de la temperatura con una interpolación espacial basada en el gradiente con la altitud. Pero también ha puesto de manifiesto que los gradientes y temperaturas simulados sólo con estaciones de baja altitud muestran una inexactitud aparentemente sistemática, con relaciones prácticamente lineales con los resultados medidos. Las zonas bajas parecen reproducir los gradientes medios que se pueden encontrar en la región, pero de una manera más brusca, posiblemente

debido a sus particularidades orográficas y su menor exposición a la circulación general de la atmósfera (principal inductora y modificadora de los gradientes), como ocurre en las zonas altas. El comportamiento observado en esta cuenca, así como la asunción de gradientes constantes en toda ella, son en principio factores extrapolables a cuencas similares, es decir, de tamaño medio o pequeño y con una orientación predominante, que en este caso es sur.

Cuando en esta cuenca se quieren realizar simulaciones de temperatura que reproduzcan tiempos pasados, anteriores al año 2000, aparece un problema de falta de registros. De hecho, cualquier simulación previa a noviembre de 2004 va a adolecer de carencia de registros en altura. Al no reproducir los gradientes adecuadamente, la interpolación de la temperatura será inexacta en altura, justo donde más se necesita por ser donde ocurren los procesos de nieve. Ocurrirán errores sistemáticos con temperaturas simuladas, como ya se ha visto, más bajas que las reales en invierno, y más altas en verano. Esto es lo que ocurre en la figura 7.23, donde se han dibujado las temperaturas máximas y mínimas diarias medidas en el Refugio Poqueira entre noviembre de 2004 y agosto de 2006 frente a las simuladas con el modelo utilizando sólo las 8 estaciones bajas. Se establecen unas relaciones lineales tanto para las temperaturas máximas como para las mínimas muy claras. En los gráficos se incluyen también los mejores ajustes polinomiales encontrados. Para las temperaturas máximas diarias la relación lineal ofrece el mismo error cuadrático medio que el mejor ajuste cuadrático o cúbico ($RE_{cm} = 2,58^\circ C$). Pero dado que con el ajuste cúbico se consigue una representación mejor de las colas, temperaturas extremadamente bajas o altas, que se desvían de la tendencia lineal general, ese es el que se presenta en la expresión 7.8a. Para las mínimas ocurre lo mismo, aunque en este caso la relación cuadrática 7.8b sí consigue un mejor ajuste que la lineal ($RE_{cm} = 2,38^\circ C$).

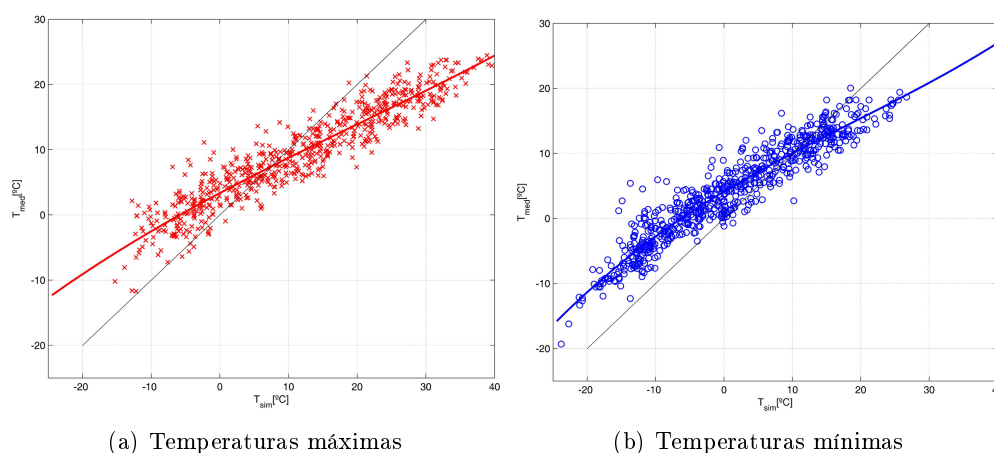


Figura 7.23: Mejores ajustes polinómicos para las temperaturas diarias en el Refugio Poqueira simuladas con 8 estaciones bajas (Nov 2004–Ago 2006).

$$T_{mx}^{med} = 3,94 \cdot 10^{-5} \cdot (T_{mx}^{sim8})^3 - 2,37 \cdot 10^{-3} \cdot (T_{mx}^{sim8})^2 + 0,5586 \cdot T_{mx}^{sim8} + 3,356 \quad (7.8a)$$

$$T_{mn}^{med} = 9,39 \cdot 10^{-5} \cdot (T_{mn}^{sim8})^3 - 5,25 \cdot 10^{-3} \cdot (T_{mn}^{sim8})^2 + 0,6307 \cdot T_{mn}^{sim8} + 4,133 \quad (7.8b)$$

donde T_{mx}^{med} y T_{mn}^{med} son las temperatura máximas y mínimas diarias medidas mientras que T_{mx}^{sim8} y T_{mn}^{sim8} son sus equivalentes calculadas por interpolación con las 8 estaciones bajas, todas ellas en $^{\circ}C$ y en el Refugio Poqueira.

Este es un comportamiento muy interesante que nos va a permitir crear de manera sencilla una estación virtual en el Refugio Poqueira para aquellas fechas en las que aún no existía pero en las que sí se tiene información de las otras 8 estaciones. Se pueden simular las temperaturas máximas y mínimas diarias en el Refugio Poqueira con una interpolación espacial con gradiente a partir de los registros de las 8 estaciones más bajas y posteriormente corregirlas con las leyes deducidas para obtener una serie sintética histórica de temperatura en ese punto. Ya se ha señalado que la simulación de la temperatura en las partes altas mejora de manera muy clara al disponer de una estación en altura, por lo que al añadir esta estación virtual es esperable una mejora sustancial de la simulación de la temperatura en Sierra Nevada.

Aplicación a Bérchules

Con el modelo de interpolación y la serie virtual creada en el punto anterior en el Refugio Poqueira, se aborda de nuevo la simulación de la temperatura en Bérchules del apartado 7.1.6. Allí se comprobó que la simulación con los datos de 8 estaciones bajas producían un error en la temperatura horaria en torno a los $5^{\circ}C$, que mejoraba mucho al incorporar los datos de una estación en altura. Ahora se vuelve a iniciar el cálculo contando sólo con los datos de las estaciones bajas, a partir de los cuales se crea el registro virtual en el Refugio Poqueira. Con este estudio se quiere comprobar la posibilidad de simular periodos previos a los de disponibilidad de datos en altura y a la vez validar el modelo distribuido de temperatura con el que se realizan todas las interpolaciones.

En la figura 7.24.a se representan los datos originales de temperaturas máximas y mínimas diarias en el Refugio Poqueira simulados con las 8 estaciones bajas durante el periodo que transcurre entre noviembre de 2004 hasta agosto de 2006 y en 7.24.b los efectos de la corrección de esa temperatura con las expresiones 7.8, lo que conforma la serie virtual de temperatura para el Refugio Poqueira en las fechas indicadas. Con la 8 estaciones bajas más esta nueva serie, se realiza una nueva interpolación de la temperatura en la estación de Bérchules, cuyo resultado se muestra en la figura 7.25.

Comparando esta figura y la de los errores (7.26) con las que se obtuvieron en el apartado 7.1.6, figuras 7.16 y 7.17 respectivamente, se aprecia la mejora en el ajuste obtenido. Los errores indican que la nueva simulación está más cerca de la que se realizó con 9 estaciones, con una de ellas a 2500 m , que de la que utilizaba sólo las 8 bajas. El E_{ma} ha sido de $2,63^{\circ}C$ y la RE_{cm} se ha quedado en $3,27^{\circ}C$, ambos valores sólo $0,5^{\circ}C$ por encima de la simulación con toda la información de temperatura. Y todo ello utilizando sólo la información de estaciones 1000 m por debajo del punto de control.

7.1. Temperatura

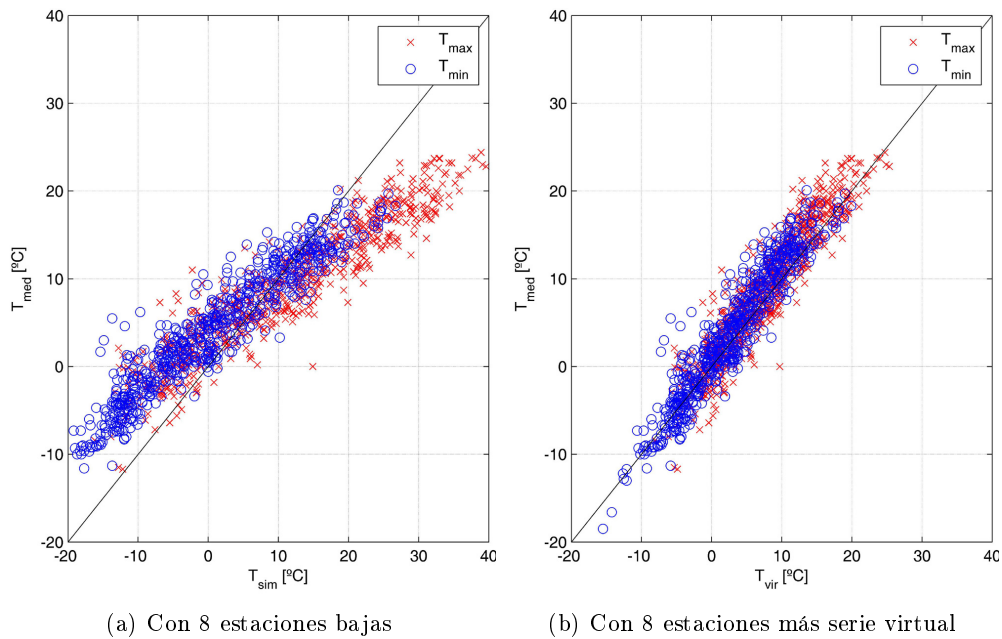


Figura 7.24: Temperatura simulada frente a temperatura medida en el Refugio Poqueira (Nov 2004–Ago 2006).

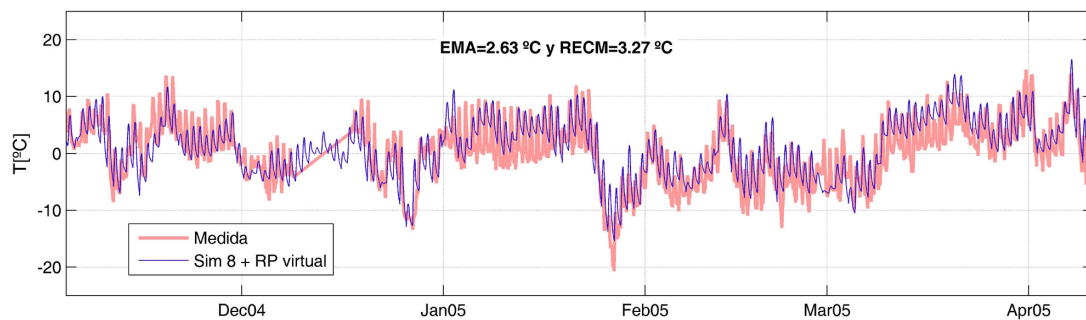


Figura 7.25: Temperatura horaria en Bérchules simulada con 8 estaciones bajas y un registro virtual en el Refugio Poqueira entre Nov 2004–Abr 2005.

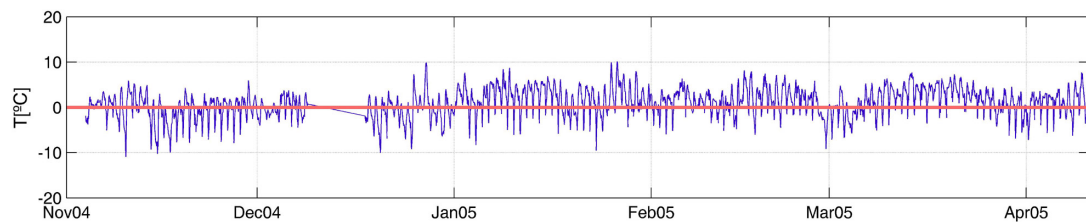


Figura 7.26: Diferencia entre la temperatura horaria medida en Bérchules y la simulada con 8 estaciones bajas y un registro virtual en el Refugio Poqueira, entre Nov 2004–Abr 2005.

7.2. Precipitación

El papel de la precipitación en la hidrología de una cuenca no necesita grandes argumentaciones para ser apreciado como fundamental. Ya sea en forma de lluvia o de nieve es un fenómeno generalmente asociado al paso de una borrasca (también llamado evento en este trabajo), por lo que es esperable que los datos registrados en las distintas estaciones exhiban ciertas relaciones espaciales y temporales entre sí. En la cuenca del Guadalfeo existen actualmente unas 20 estaciones operativas que ofrezcan datos diarios de precipitación, más otras 5 con intervalo de medición por debajo de la hora, aunque 2 de estas últimas sean las nuevas estaciones a 2500 *m* con datos sólo desde noviembre de 2004.

7.2.1. Variación espacial

Al igual que ocurría con la temperatura (apartado 7.1), se puede considerar que en general el factor con mayor relevancia a escala local en la distribución de la precipitación es la altitud (Agnew y Palutikov, 2000; Goovaerts, 2000). Y el análisis de los registros históricos existentes, más numerosos que los de temperatura, demuestran que efectivamente existe una fuerte correlación de esta variable meteorológica con la altitud, pero no a todas las escalas temporales.

La precipitación se produce principalmente como respuesta al paso de una borrasca afectando de una manera u otra a la cuenca, hecho que normalmente se desarrolla a lo largo de varios días. Durante estos días la relación existente en un instante determinado entre la posición y características de la borrasca y la orografía determina la distribución de las lluvias. Precisamente la orografía abrupta y compleja de la cuenca del Guadalfeo, con macizos que actúan a manera de barreras, provoca que instantáneamente pueda haber lluvias intensas y muy localizadas. Esto es la causa principal de que a escala diaria, y de manera mucho más acusada a escala horaria, la distribución de la precipitación sea muy irregular y sin una correlación clara con la altitud. Sin embargo, cuando se agregan las precipitaciones totales debidas al paso completo de cada borrasca (escala de tiempo que se ha denominado evento) sí aparece esa correlación.

La interpolación directa, la que resulta de aplicar algún método estadístico sin tener en cuenta la variabilidad de los agentes con influencia sobre la precipitación, es más precisa en este caso que en el de la temperatura por el mayor número y mejor distribución de las estaciones disponibles. Con un número y suficiente y localización adecuada de las mismas no sería necesario ningún tipo de corrección, ya que la influencia de los agentes quedaría recogida por la propia red. Pero sin embargo sigue habiendo una carencia de estaciones en altura; no existen registros históricos continuos por encima de los 2000 *m*, y sólo la instalación de las dos nuevas estaciones a 2500 *m* permite disponer de registros horarios desde el año 2004. Siendo precisamente la altitud el factor con mayor influencia en la distribución de la precipitación, existe un agujero en la información que hace que los métodos directos infravaloren la precipitación total en forma de nieve.

Por ello se propone una interpolación basada en un gradiente de la precipitación total de un evento con la altitud similar a la expuesta para la temperatura en el apartado 7.1. En este caso se aplicará el criterio añadido de que el gradiente siempre debe ser positivo y de que la precipitación no será negativa en ningún tramo. Esta condición se aplica porque la recta interpolada del gradiente general puede cortar al eje de precipitación 0 antes de alcanzar la cota 0. En ese caso la precipitación por debajo de la cota de corte

se considerará nula, nunca negativa. De esta forma, los residuos resultantes de restar la precipitación medida en cada estación con la interpolada con el gradiente general siempre actuará sobre valores positivos exclusivamente.

Ejemplo

Entre el 13 y el 17 de noviembre de 2002 se produjo un evento de fuerte intensidad que dejó una precipitación media en la cuenca de 120 mm . Aunque su duración es de 5 días, la precipitación se concentra en los 2 primeros, llegándose a registrar en algunas estaciones hasta 120 mm en un solo día. Existe sin embargo mucha diferencia entre la precipitación recogida en las estaciones, cuyos valores extremos son 180 y 70 mm .

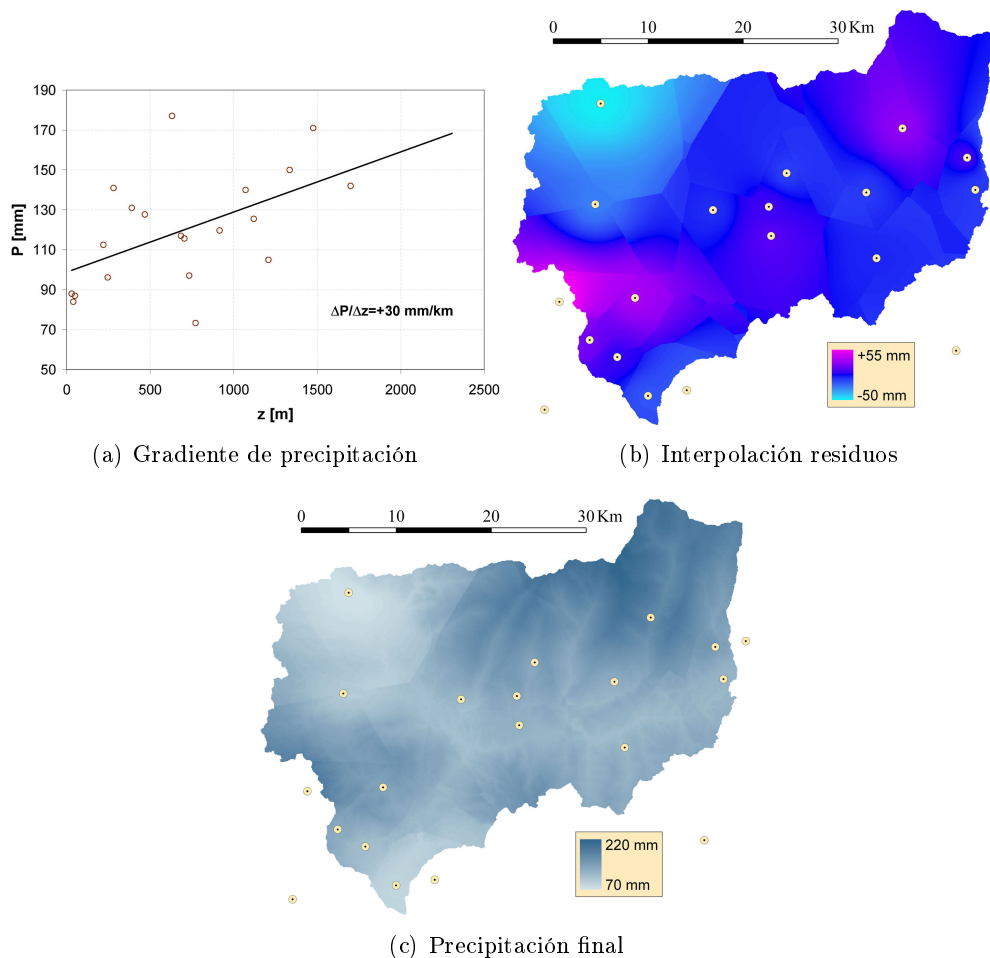


Figura 7.27: Pasos en la metodología para la interpolación de la precipitación. Borrasca entre 12/11/2002–17/11/2002.

En la figura 7.27 se muestra el proceso por el que se pasa de una precipitación acumulada durante el evento en cada una de las 20 estaciones de la cuenca a una precipitación distribuida en cada una de las celdas de 30×30 metros en que se ha discretizado el espacio. Primero se interpola el gradiente general de la cuenca por mínimos cuadrados (7.27.a), que como era de esperar marca una tendencia a incrementarse con la altura, en este caso de 30 mm/km . A partir del gradiente, se obtienen los residuos en las estaciones como diferencia de la precipitación medida y la marcada por el gradiente. Las

diferencias máximas son de $\pm 50 \text{ mm}$, concentradas principalmente en 2 estaciones. En el resto el residuo no tiene un valor tan acusado. Su interpolación mediante el método lineal de la inversa de la distancia al cuadrado con las tres estaciones más cercanas da como resultado el mapa 7.27.b. La composición de este mapa con el gradiente compone el mapa final de precipitación 7.27.c.

Comparación de métodos de interpolación

En las figuras 7.28, 7.29 y 7.30 se muestra la interpolación de la precipitación de 3 eventos por dos métodos distintos: una interpolación simple por la inversa de la distancia al cuadrado respecto a las tres estaciones más cercanas a cada punto, y otra con un gradiente creciente de la precipitación medio para toda la cuenca más la interpolación de los residuos (diferencias entre el valor real y el del gradiente en los puntos de control) por el mismo método anterior. Se han considerado eventos de distintas características para analizar el comportamiento de la interpolación bajo distintas circunstancias:

- Evento 523. Se inicia el 4 de noviembre de 1984 y es un evento de precipitación alta e intensidad media, con $\sim 125 \text{ mm}$ de precipitación media en toda la cuenca en 6 días de duración, pero con una distribución muy irregular de tal modo que se alcanzan máximos de 280 mm en el valle de Trevélez.
- Evento 528. De muy baja intensidad, ya que comienza el 16 de enero de 1985 y se desarrolla durante 9 días con una precipitación media de menos de 30 mm .
- Evento 886. Del 20 de enero de 1996, evento torrencial con 150 mm de media en 4 días, con máximos de 260 mm en ciertos punto.

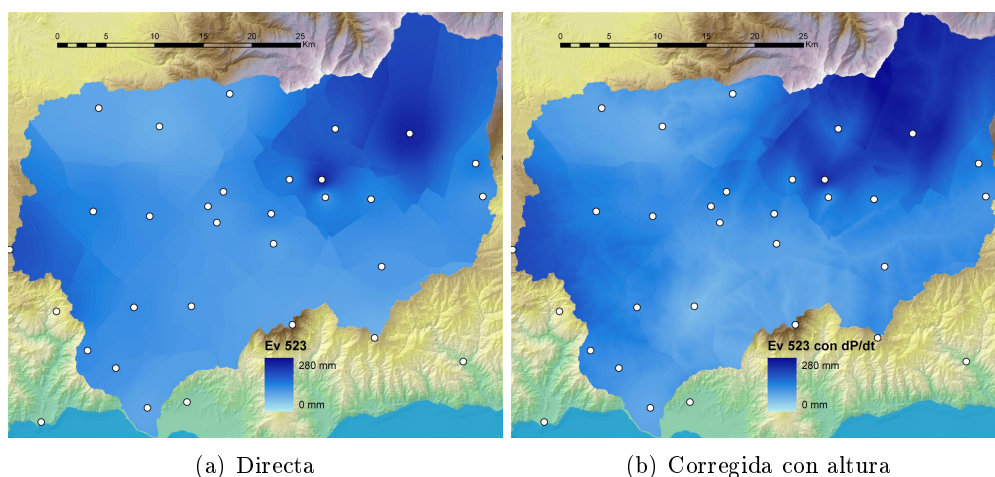


Figura 7.28: Comparación de la interpolación de la precipitación registrada durante el evento 523 del 4/11/1984 mediante dos métodos distintos.

A su vez, en la figura 7.31 se muestra la precipitación del evento y la relación con la altitud del punto de control, marcándose el gradiente de precipitación medio. Se detectan puntos con gran dispersión respecto a la media porque la orografía es otro factor importante en la distribución de la precipitación. Pero debido a la distribución

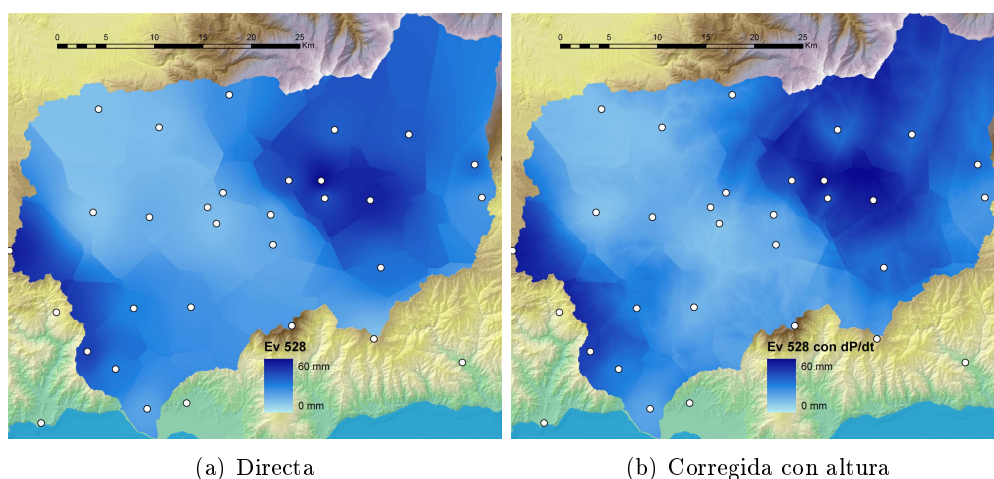


Figura 7.29: Comparación de la interpolación de la precipitación registrada durante el evento 528 del 16/1/1985 mediante dos métodos distintos.

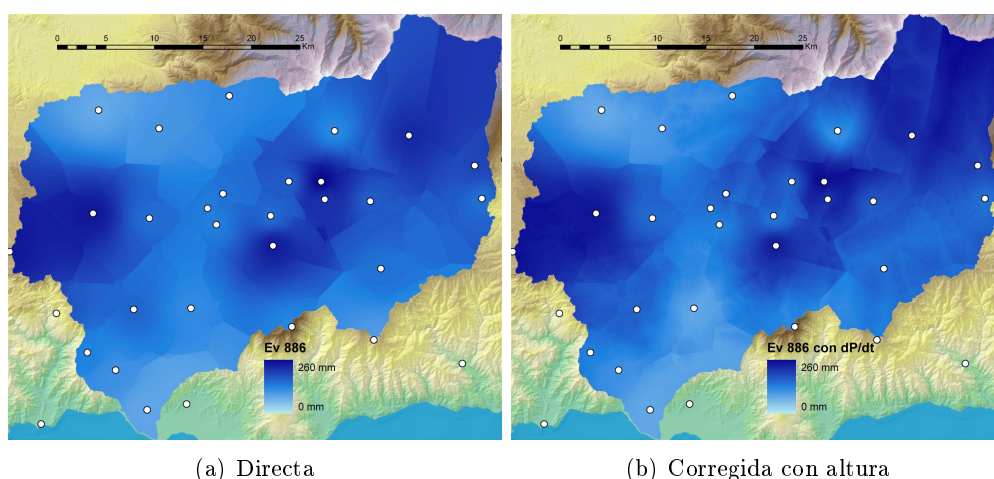


Figura 7.30: Comparación de la interpolación de la precipitación registrada durante el evento 886 del 20/1/1996 mediante dos métodos distintos.

de las estaciones una interpolación simple representa mejor las variaciones debidas a este factor que las debidas a la altitud, por lo que queda mayoritariamente contemplado con la interpolación de los residuos.

En la tabla 7.3 se recogen los valores medios de precipitación en toda la cuenca que se obtienen en cada una de las interpolaciones anteriores.

Se comprueba que los ajustes no cambian sustancialmente en las zonas bajas de la cuenca donde la densidad de estaciones es suficiente. Pero se nota cierto efecto de la altitud, sobre todo en la parte alta de Sierra Nevada. El aumento de precipitación total simulada es muy similar en todos los casos, suponiendo un porcentaje del 6,6 %, 6,9 % y 4,7 % respectivamente sobre la precipitación total del evento en toda la cuenca, pero incidiendo principalmente en la alta montaña, es decir, en la cantidad de nieve.

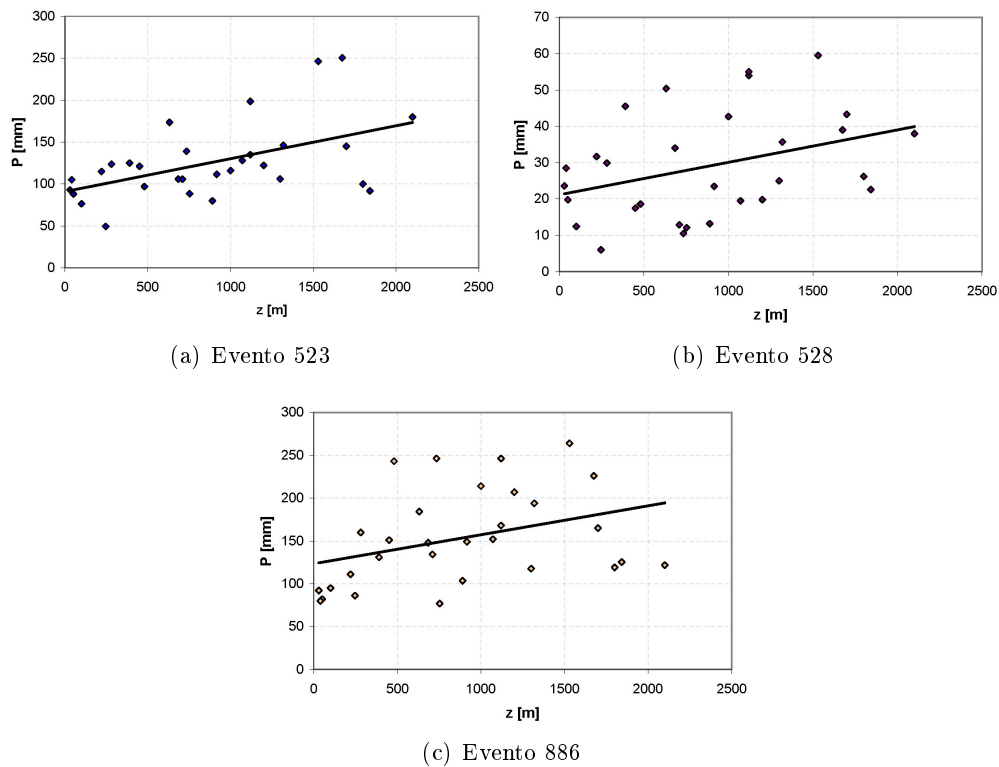


Figura 7.31: Precipitación registrada en las estaciones del Guadalfeo en varios eventos y su relación con la altitud.

Evento	P _{media simple} (mm)	P _{media altura} (mm)
523	133,1	141,9
528	28,7	30,7
886	161,1	168,7

Tabla 7.3: Precipitación media en toda la cuenca en 3 eventos representativos obtenida por un método de interpolación simple y añadiendo corrección por altura

7.2.2. Variación temporal

En el apartado 7.2.1 se razona por qué la interpolación de la precipitación se debe realizar a escala de evento. Al disponer habitualmente de registros acumulados diarios de precipitación, es necesaria una agregación previa de los datos hasta la escala de evento para realizar la interpolación y extender los datos a todos los tramos del área de influencia. Posteriormente se debe realizar una distribución de esa precipitación del evento para conseguir precipitación horaria. Pero no directamente, sino en dos pasos: de evento a día y de día a hora.

Evento a día

Una vez determinada la precipitación total del evento en todos los tramos, y ya que se disponen de datos diarios en todos los puntos de control, se define cada día y para cada punto de control el valor *porcentaje de la precipitación total del evento que cae en el día d*. Cada día del evento se interpola ese porcentaje con un método lineal como el de la inversa de la distancia al cuadrado, extendiendo el porcentaje a todos los tramos. Este método asegura que el porcentaje total en cada tramo al final del evento, formado por la suma de los porcentajes de cada día, sea del 100 %. La combinación del mapa distribuido con la precipitación total del evento y el mapa distribuido con el porcentaje que ocurre en un día determinado resulta en un mapa distribuido con la precipitación diaria del mismo.

Día a hora

La correcta la distribución horaria de la precipitación tiene más importancia que en el caso de la temperatura. Por un lado por su mayor variabilidad, lo que dificulta su predicción, y en segundo lugar porque determina la intensidad de lluvia, que es una variable cuyo ajuste resulta fundamental para establecer la proporción de infiltración y escorrentía directa. Al contrario de lo que ocurría con la temperatura, no es posible el establecimiento de un patrón fijo para la distribución de una lluvia horaria a partir de la diaria. Sí se puede, sin embargo, agrupar estadísticamente las distintas distribuciones en unos grupos principales. El análisis de los datos de precipitación de la cuenca del río Guadalfeo permitió establecer las 5 distribuciones principales de la precipitación diaria que se representan en la figura 7.32.

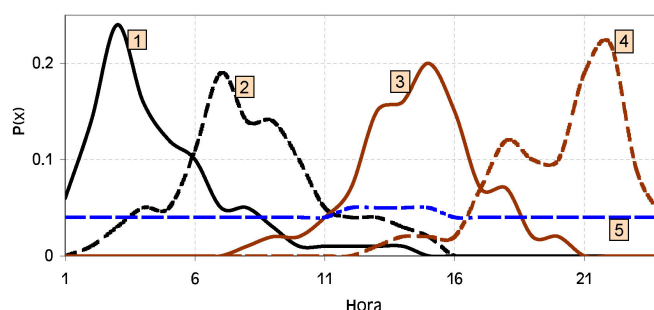


Figura 7.32: Distribuciones horarias más probables de la precipitación diaria.

La dificultad de saber a priori la distribución que corresponde a un punto en un día determinado lleva a la inclusión en el modelo de datos horarios en forma de patrón típico aplicable en ese día a la precipitación horaria. La ocurrencia de determinado patrón tiene escala local en la cuenca, por lo que las medidas de la distribución horaria se toman en varios puntos de control y se extienden al resto de la cuenca a partir de unas regiones fijas asociadas a cada uno. Las regiones se han determinado a partir de las características climáticas y orográficas particulares de la región. Las estaciones disponibles en el Guadalfeo con registros horarios son las de la Red de Información Agroclimática de la Junta de Andalucía *RIA*. Su localización y las regiones de influencia, sobre las que se aplicará directamente la distribución horaria registrada en su punto de control asociado, se observan en la figura 7.33.

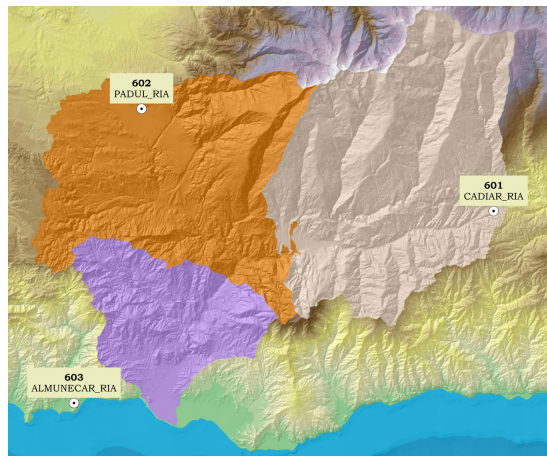


Figura 7.33: Puntos de control de la precipitación horaria y zonas de influencia de cada uno de ellos.

7.3. Radiación

La radiación solar es una variable importante en el balance energético de la nieve. Como se refleja en el capítulo 5 de descripción del modelo puntual y aplicación en el Refugio Poqueira, esta variable es responsable directa de un 25 ~ 35 % de la energía entrante en la capa de nieve en esta cuenca. Si se tiene en cuenta la concentración de su influencia en el tramo diurno, su efecto gana importancia en esos momentos de actuación. Por la baja nubosidad de esta región su presencia es constante durante el invierno, pudiendo forzar ciclos diarios de fusión aun cuando las temperaturas no sean suficientemente elevadas para lograrlo. Su influencia se orienta exclusivamente hacia la fusión de la nieve, lo que la distingue de otras variables como la velocidad del viento o la humedad relativa, y su efecto es siempre positivo, de aporte energético, a diferencia de la temperatura y de la radiación de onda larga.

7.3.1. Agentes

Los agentes principales que intervienen en la determinación de la radiación solar incidente en un punto son:

- La posición del sol
- La geometría del terreno
- La opacidad de la atmósfera y nubosidad

La posición del sol viene determinada para cada hora por sus coordenadas solares en el sistema de coordenadas esféricas de la bóveda celeste, altura h_S y azimut A_S (figura A.4). Estas coordenadas sólo dependen de la posición relativa entre el sol y el punto de aplicación como parte de la superficie del planeta Tierra. En definitiva, de factores geométricos a escala planetaria. Conocidas la declinación de la Tierra (variable a lo largo del año), la latitud del punto de estudio y la hora, es posible conocer la posición del sol con precisión. En el anejo A se profundiza más en todos estos aspectos de la radiación solar. Y concretamente en el apartado A.4 se incluyen las relaciones que permiten conocer estas coordenadas, así como la radiación solar incidente instantánea o acumulada en un intervalo de tiempo que ocurriría sobre una superficie horizontal sin obstáculos situada en el punto de estudio y en ausencia de atmósfera, concepto que se conoce como radiación extraterrestre K_{ext} . Por las condiciones descritas, es fácil deducir que K_{ext} es un límite superior teórico de la que realmente incidirá sobre ese punto.

Otros aspectos con influencia desde un punto de vista geométrico son los que se encuentran en la misma superficie terrestre. Tanto la orientación y pendiente del punto de estudio como la altura del horizonte impuesta por la geografía circundante influyen en el valor de la radiación que finalmente incide sobre el suelo. Estos parámetros enumerados interactúan con la radiación instantánea teórica incidente por la formación de sombras, propias o arrojadas, y por ocultación de la bóveda celeste, como se explica en A.6.

Por último, se encuentra la opacidad de la atmósfera, debida tanto a sus elementos constitutivos disueltos como a la particular concentración del vapor de agua en forma de nubosidad. Esta opacidad modifica la cantidad de radiación que finalmente puede alcanzar la superficie. Este tema se desglosa con más profundidad en A.5.

Como se puede apreciar, la radiación solar es la variable con una descripción más compleja, aunque su modelado no resulta excesivamente complicado ya que los procesos que la influyen pueden ser reproducidos con relativa precisión. Por ello es fácil encontrar modelos que simulen la radiación solar sobre un punto o sobre una región (Fu y Rich, 2000; Chung y Yun, 2004). Aún así es el proceso de interpolación que más tiempo consume durante el cálculo, por lo que va a interesar definirlo con atención para poder adaptar las simplificaciones que sean convenientes para agilizar el cálculo.

7.3.2. Planteamiento

Para el modelo distribuido es interesante desarrollar una metodología de interpolación de la radiación rápida y sencilla que permita obtener un valor de radiación en cada estado y tramo sin un consumo excesivo de tiempo y considerando los efectos de todos los agentes descritos en el apartado anterior.

Una primera simplificación que se va a aceptar es la de considerar que la radiación extraterrestre R_{ext} instantánea es la misma en toda la cuenca. Para cuencas cuya extensión no suponga grandes variaciones en latitud y longitud esta hipótesis es aceptable, y evitará tener que calcularla para cada tramo en cada estado de tiempo.

Escalas temporales características

De la relación de agentes intervinientes en el valor de la radiación solar global incidente K_i^\downarrow enumerados en la introducción de este capítulo, los dos primeros, la posición del sol y la geometría del terreno, se debe considerar que actúan, o mejor dicho interaccionan, a escala horaria. Porque la ocultación sobre la radiación directa K_b^\downarrow que las sombras van a ocasionar depende de las coordenadas solares, que van cambiando entre horas y entre días.

El último agente, la combinación de atmósfera y nubosidad va a incorporarse al modelo a través del Índice de Claridad IC a escala diaria. Esto va a permitir realizar una separación entre la fracción directa y difusa de K_i^\downarrow a escala diaria asumiendo la hipótesis de que la relación entre ambas fracciones se mantiene constante durante todo el día²

Separación entre fracciones difusa y directa

La naturaleza de las fracciones directa y difusa de la radiación incidente K_i^\downarrow se aborda en el apartado A.5. Existen diversas expresiones que enlazan el IC con la relación entre ambas fracciones de la radiación a distintas escalas temporales (Liu y Jordan, 1963; Collares-Pereira y Rabl, 1978; Iqbal, 1983). Con la expresión de Jacovides *et al.* (1996),

²Lo cual es esencialmente falso durante los primeros y los últimos instantes del día, cuando la radiación global es muy baja y, por tanto, el error cometido por esta hipótesis también.

por ejemplo, se puede relacionar el IC diario con la fracción difusa media del día F_d :

$$F_d = \frac{K_d^{\downarrow \text{día}}}{K_i^{\downarrow \text{día}}} = \begin{cases} 0,999 - 0,086 \cdot IC & IC \leq 0,1 \\ 0,954 + 0,734 \cdot IC - 3,806 \cdot IC^2 + 1,703 \cdot IC^3 & 0,1 < IC \leq 0,71 \\ 0,165 & 0,71 < IC \end{cases} \quad (7.9)$$

donde $K_d^{\downarrow \text{día}}$ es la parte difusa de la radiación incidente total o global diaria $K_i^{\downarrow \text{día}}$, tal y como se definía en la expresión 3.4. Conociendo K_i^{\downarrow} y K_d^{\downarrow} , la fracción diaria de radiación directa F_b se determina de la siguiente manera:

$$F_b = \frac{K_b^{\downarrow \text{día}}}{K_i^{\downarrow \text{día}}} = \frac{K_i^{\downarrow \text{día}} - K_d^{\downarrow \text{día}}}{K_i^{\downarrow \text{día}}} = 1 - F_d \quad (7.10)$$

Interpolación espacial

De los puntos anteriores se concluye que conociendo el IC diario es posible incorporar el efecto de las nubes y la atmósfera en la simulación de la radiación de manera sencilla.

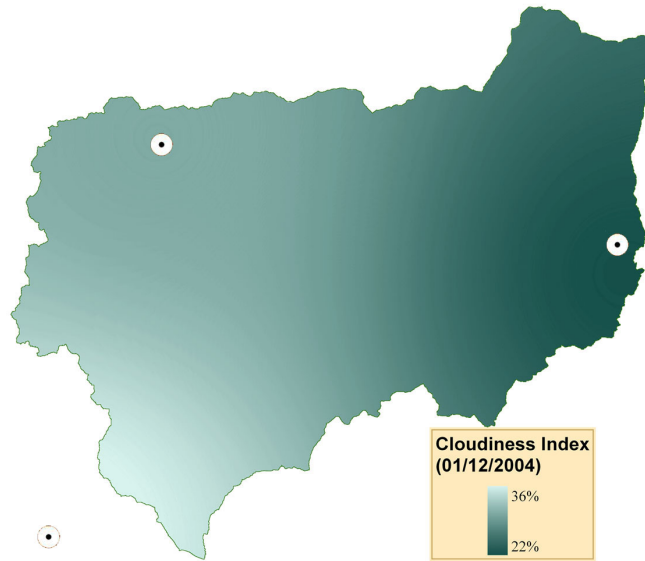


Figura 7.34: Ejemplo de interpolación del IC en un día nublado (01/12/2004).

Con las medidas de radiación global diaria $K_i^{\downarrow \text{día}}$ en las estaciones que dispongan de esta medida y con la radiación extraterrestre teórica diaria $K_{ext}^{\text{día}}$ (expresión A.18), se calcula directamente el IC diario por la expresión A.20. Si IC se considera distribuido homogéneamente por toda la cuenca, es aceptable su interpolación con un método simple de IDW de parámetro 2. En la figura 7.34 se muestra como ejemplo la distribución espacial del IC diario interpolado por este método durante un día de alta nubosidad.

Aunque en este modelo se haya adoptado una interpolación simple de IC , en un estudio más exhaustivo no se podrían obviar ciertas variables que realmente pueden

ocasionar gradientes apreciables en su distribución espacial. La altitud, por ejemplo, influye en el índice de Masa Atmosférica (apartado A.5.2) e incluso puede actuar como barrera de las nubes con efecto, en ese caso, tanto en planta como en vertical. La distancia al mar o presencia de grandes núcleos de actividad humana, por poner otros ejemplos, pueden ocasionar nieblas naturales o artificiales capaces de alterar sustancialmente el IC de manera local. En la cuenca el Guadalfeo sólo se encuentran activas 4 estaciones capaces de tomar registros de radiación solar, 3 en la fecha del ejemplo de interpolación mostrado en la figura 7.34, por lo que es difícil derivar de su estudio relaciones espaciales entre las medidas de K_i^\downarrow .

Cálculo horario

Para el cálculo de la radiación incidente cada hora se parte de un valor del IC , de la fracción difusa y de la fracción directa, todos ellos calculados a escala diaria en cada tramo y considerados constantes para todo el día. Sobre estos valores, y considerando que la variación horaria de la radiación global sigue la misma distribución que la K_{ext} (constante en toda la cuenca) para ese día, ya se pueden calcular las radiaciones difusa y directa horaria en cada hora y cada tramo suponiendo que este es horizontal y sin sombras:

$$\begin{aligned} K_i^\downarrow(h) &= IC \cdot K_{ext}(h) \\ K_d^\downarrow(h) &= K_i^\downarrow(h) \cdot F_d \\ K_b^\downarrow(h) &= K_i^\downarrow(h) \cdot F_b \end{aligned} \quad (7.11)$$

Ahora quedan aplicar en cada tramo las interacciones que se producen entre el terreno y la radiación directa en cada hora, y entre la fracción de la bóveda celeste visible en cada punto o *Sky View Factor* SVF y la radiación difusa. Este proceso de cálculo de sombras propias y arrojadas, al tener que ser repetido en cada tramo estado, va a necesitar mucho esfuerzo de cálculo.

Si la emisión de radiación difusa por parte de la bóveda celeste se considera isotrópica, es decir, homogénea en todas las direcciones independientemente de la posición del sol, la reducción en $K_d^\downarrow(h)$ que sufre un punto por efecto del SVF se puede describir directamente como (Dozier y Frew, 1990):

$$K_d^\downarrow(h)_{real} = K_d^\downarrow(h) \cdot SVF \quad (7.12)$$

donde el subíndice *real* indica que se trata del valor de radiación ya sobre superficie inclinada y con sombras. El valor del SVF se calcula según la metodología expuesta en Dozier y Frew (1990), a partir de la propia pendiente del punto y del valor de los horizontes en 8 direcciones principales, que se consideran suficientes en este caso. Este último parámetro representa el ángulo al que se encuentra el horizonte en determinada dirección. En una hora cualquiera, se conoce la posición del sol en altura y azimut según las expresiones A.10 y A.12. Para conocer el ángulo del horizonte en la dirección del azimut solar A_S se interpola entre las dos direcciones principales más cercanas. Si la altura del sol $h_S(h)$ no supera la del horizonte $H_z(h)$ o la de la pendiente del propio tramo en la dirección de $A_S(h)$ hay sombra y, por tanto, la radiación directa del sol no

alcanza la superficie. Si es menor, toda la radiación directa incidirá sobre la superficie teniendo en cuenta que esta se encontrará inclinada con respecto al rayo de sol.

$$K_b^\downarrow(h)_{real} = \begin{cases} 0 & \text{si } Hz(h) \geq h_S(h) \text{ (por sombra arrojada)} \\ 0 & \text{si } h'_S(h) < 0 \text{ (por sombra propia)} \\ K_b^\downarrow(h) \cdot \frac{\sin(h'_S(h))}{\sin(h_S(h))} & \text{en cualquier otro caso} \end{cases} \quad (7.13)$$

expresiones en las que se introduce el término $h'_S(h)$, que es la altura solar en el sistema de coordenadas del tramo inclinado, tal y como se define en [A.21](#).

Considerados los efectos de la topografía y la inclinación del tramo en la radiación incidente, ya sólo queda añadir el efecto de la radiación reflejada por el terreno adyacente sobre el punto de estudio ([Liu y Jordan, 1963](#)).

$$K_r^\downarrow(h)_{real} = \alpha_t \cdot \left(\frac{1 + \cos(S_t)}{2} - SVF \right) \cdot (K_b^\downarrow(h)_{real} + K_d^\downarrow(h)_{real}) \quad (7.14)$$

donde $K_r^\downarrow(h)_{real}$ es la radiación solar reflejada por el terreno adyacente hacia el tramo de estudio, α_t es el albedo de ese terreno adyacente y S_t es la pendiente del punto de aplicación, en este caso la pendiente media del tramo.

Finalmente, se puede calcular la radiación total incidente en el tramo en la hora h :

$$K_i^\downarrow(h)_{real} = K_b^\downarrow(h)_{real} + K_d^\downarrow(h)_{real} + K_r^\downarrow(h)_{real} \quad (7.15)$$

Para ahorrar cálculos que son muy repetitivos se guardan matrices con los valores de aquellas operaciones, principalmente trigonométricas, constantes en un tramo durante toda la simulación (las relativas a pendiente, orientación y latitud) o constantes para toda la cuenca sólo durante un día (declinación, coordenadas solares cada hora o duración del día).

Como resumen, en la siguiente figura se expone el diagrama de flujo que detalla la secuencia de cálculo de la radiación solar en cada tramo y estado, con todas las operaciones que se han descrito a lo largo de este apartado.

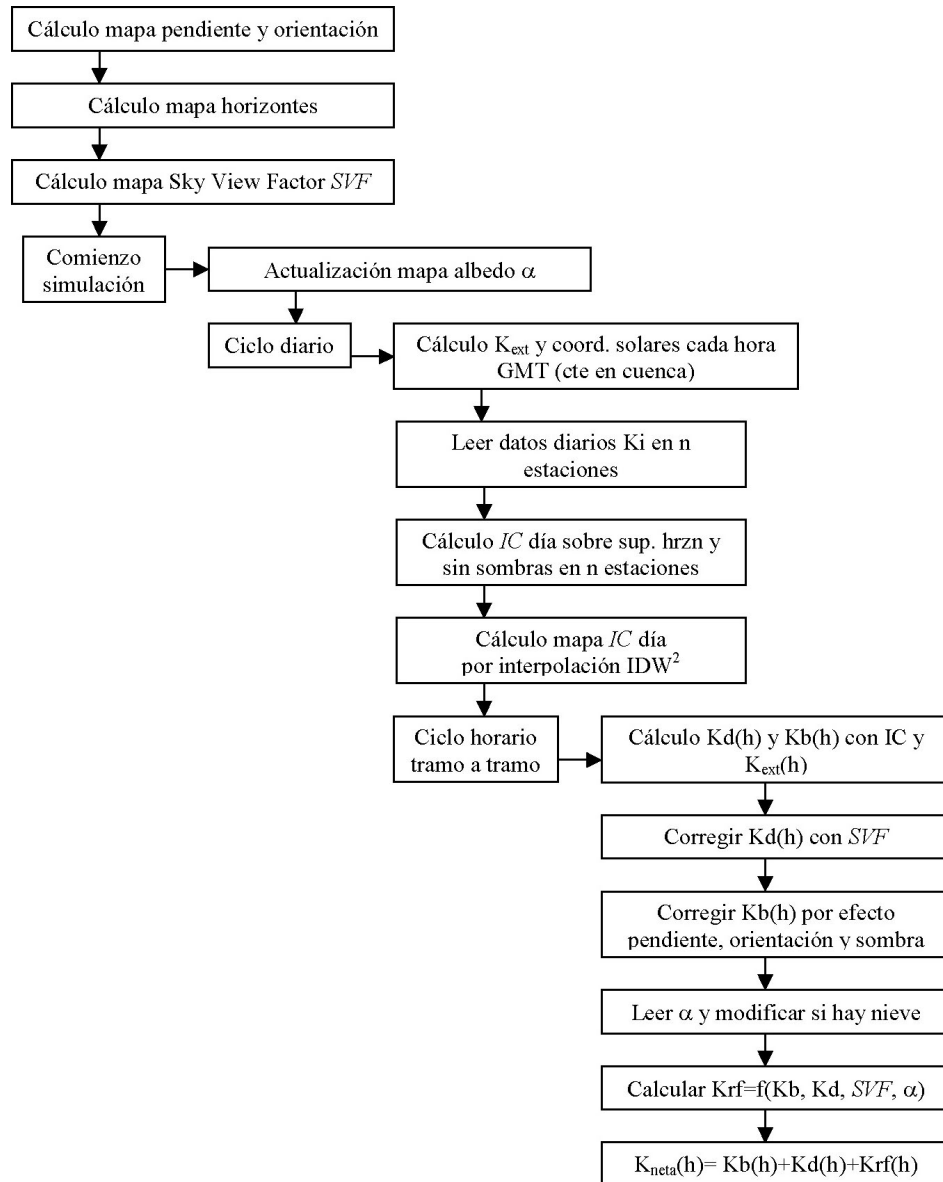


Figura 7.35: Diagrama de flujo de cálculo de la radiación horaria en cada tramo.

7.3.3. Resultados

La aplicación del modelo conduce a mapas de radiación horarios muy precisos. Como ejemplo se muestra una secuencia de la evolución de la radiación durante el día en la subcuenca del río Cádiar, el último de los valles que baja desde Sierra Nevada en el extremo noreste de la cuenca. En él se aprecia la evolución de las sombras y una característica típica por la orientación en estos valles: la distinta insolación horaria en las laderas, sobre todo lejos de las horas centrales del día. El valor máximo registrado de $3,68 \text{ MJ/h} \cdot \text{m}^2$ corresponde con una radiación instantánea de 1022 W/m^2 .

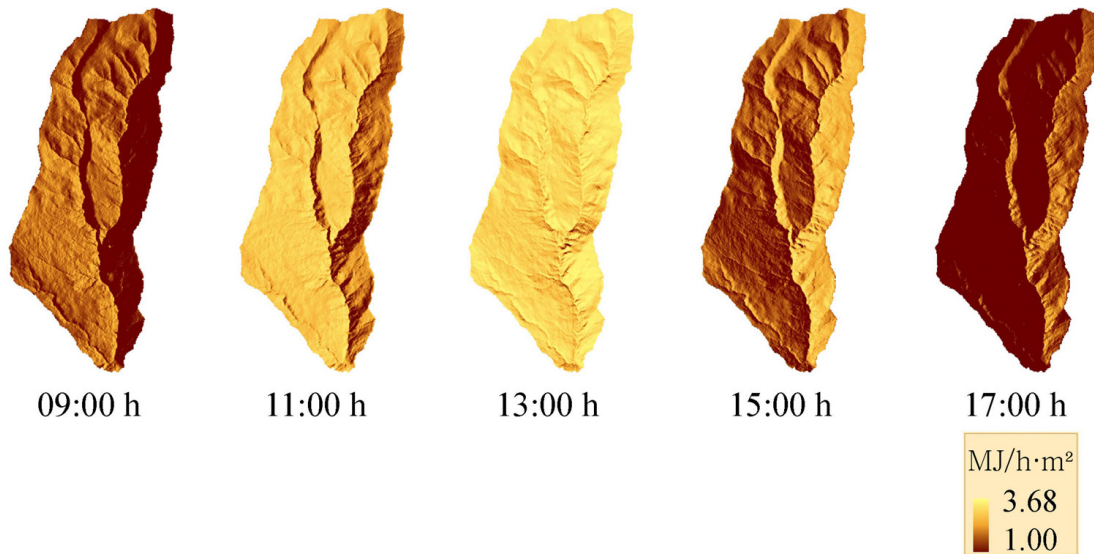


Figura 7.36: Secuencia horaria de la radiación solar simulada en la subcuenca de Cádiar para el 13 de abril de 2001.

Capítulo 8

Resultados

8.1. Calibración

El modelo de nieve distribuido es capaz de mostrar una superficie tridimensional con el equivalente de agua acumulado en la capa de nieve de cada uno de los tramos o píxeles en cada instante, además de su evolución en el tiempo. El contraste de sus resultados con la realidad no puede ser directo porque la obtención de mapas de nieve reales tan detallados es inabarcable hoy en día ni para un instante concreto, máxime si se trata de zonas extensas y de difícil acceso.

Se disponen sin embargo de ciertas medidas parciales que pueden ser utilizadas en combinación para evaluar por separado pero simultáneamente distintos aspectos del modelo.

Los parámetros principales del balance de energía (factores de corrección del coeficiente de difusividad turbulenta por estratificación Φ_M , Φ_V y Φ_H , coeficiente de difusividad del calor sensible kE_{H0} y, permitiendo una aproximación simplista, altura de rugosidad $z0^1$) pueden ser calibrados en puntos concretos donde se tengan medidas de las variables meteorológicas y de la evolución del equivalente de agua en el tiempo. Esto es lo que se ha realizado durante la calibración del modelo puntual, descrita en el capítulo 5.

A una escala espacial mayor se dispone, principalmente a través de las imágenes de satélite, de mapas de distribución de la nieve, que no hacen referencia a la cantidad total acumulada sino tan sólo a la presencia de nieve en cada punto según determine la resolución de los sensores. Estos mapas permiten comprobar de una manera más global que en el caso anterior si el modelo de área se comporta adecuadamente, reproduciendo el inicio y final de los ciclos de fusión, y si los métodos de interpolación escogidos para las variables meteorológicas son adecuados.

Por último el método más indirecto de calibración consiste en estudiar los efectos de la fusión en el caudal de los ríos (p.e. [Bathurst y Cooley, 1996](#); [Garen y Marks, 2005](#)). Esto obliga a construir un modelo hidrológico completo; pero aun en el caso de disponer de él, la coincidencia de las escalas temporales entre el flujo subterráneo, tampoco fácil de definir *per se*, y el flujo debido a la fusión, enmascara los resultados.

¹Se incluye la rugosidad de la nieve como parámetro como aproximación simplista al problema, ya que en realidad se trata de una variable de estado que depende en algún modo aún no bien establecido de la historia del intercambio de masa y energía de la capa de nieve.

En estas condiciones, la incertidumbre debida a los parámetros del suelo en el flujo subterráneo es incluso mayor que la de la propia fusión, aún en cuencas muy pequeñas (40 ha en Bathurst y Cooley (1996)). La calibración del balance de la nieve se convierte en estos casos en una calibración de los parámetros del suelo. Por tanto, el estudio del efecto en el caudal en este caso no tendrá como objetivo buscar la calibración en la nieve por medio de la precisión en las escalas pequeñas de tiempo, sino valorar la representación de los caudales de fusión en los ciclos anuales y en la comparación entre años.

8.1.1. Medidas puntuales

El paso de un modelo puntual a uno distribuido obliga a tener en cuenta las consideraciones recogidas en el apartado 6.2. El balance dentro de un tramo no es directamente equivalente al balance puntual del capítulo 5. Hay que aplicar la curva de agotamiento que va a permitir recoger el efecto de escala que se produce al extender un cálculo en un modelo puntual a un modelo de área.

En la figura 8.1 se muestran los resultados del balance de masa y los flujos de energía simulados distribuidos en una celda de $30 \times 30, m$ alrededor de la estación meteorológica del Refugio Poqueira. Los parámetros escogidos para la representación de la curva de agotamiento han sido $EA_{100}^* = 0,4$ y $SC_{min} = 0,05$. En negro aparece la simulación puntual original y en azul la simulación con el modelo de área (con CA en la figura, es decir, con curva de agotamiento). Los efectos con respecto al mismo balance puntual recogido en la figura 5.24, que en principio sólo afectan a los momentos con bajos equivalentes de agua (principio de enero), llegan a transmitirse de ciclo en ciclo. Los finales de ciclo abruptos que caracterizaban la curva del EA se suavizan con una curva exponencial. Este paso de modelo puntual a modelo de área permite representar esas acumulaciones de nieve de pequeña escala en zonas protegidas dentro de los propios tramos, con mayor capacidad de persistir en el tiempo cuando las condiciones no son totalmente desfavorables. En cuanto al balance de flujos, la permanencia de la nieve favorece ligeramente la evaporación en un $\sim 3\%$, pero el equilibrio entre los flujos de masa y energía se mantiene en magnitudes similares a los del modelo puntual.

En este caso, los datos puntuales recogidos en el Refugio Poqueira no son útiles para calibrar el modelo extendido a la celda. Sí lo son para el modelo puntual y para la calibración de los parámetros principales del balance. Pero para la calibración de los parámetros de la curva de agotamiento mediante medidas *in situ* habría que desarrollar una metodología de medición distinta a la realizada en el Refugio Poqueira, basada en registros sobre áreas equivalentes a las de los tramos escogidos.

8.1.2. Medidas distribuidas. Mapas de nieve

Con la metodología expuesta en el anejo B es posible obtener mapas con la extensión en planta de la nieve en determinadas fechas. Estos mapas, capaces sólo de determinar la presencia o ausencia de nieve en cada punto, se denominarán en adelante *máscaras*.

Estas máscaras permiten una comparación discontinua en el tiempo entre la simulación y la realidad a escala de cuenca. El planteamiento es muy distinto al de la calibración realizada con medidas puntuales, ya que el énfasis no se pone sobre el seguimiento intensivo y continuo sino en un promedio de errores en superficies muy grandes. Y el acercamiento a los resultados para su interpretación también debe serlo. En este

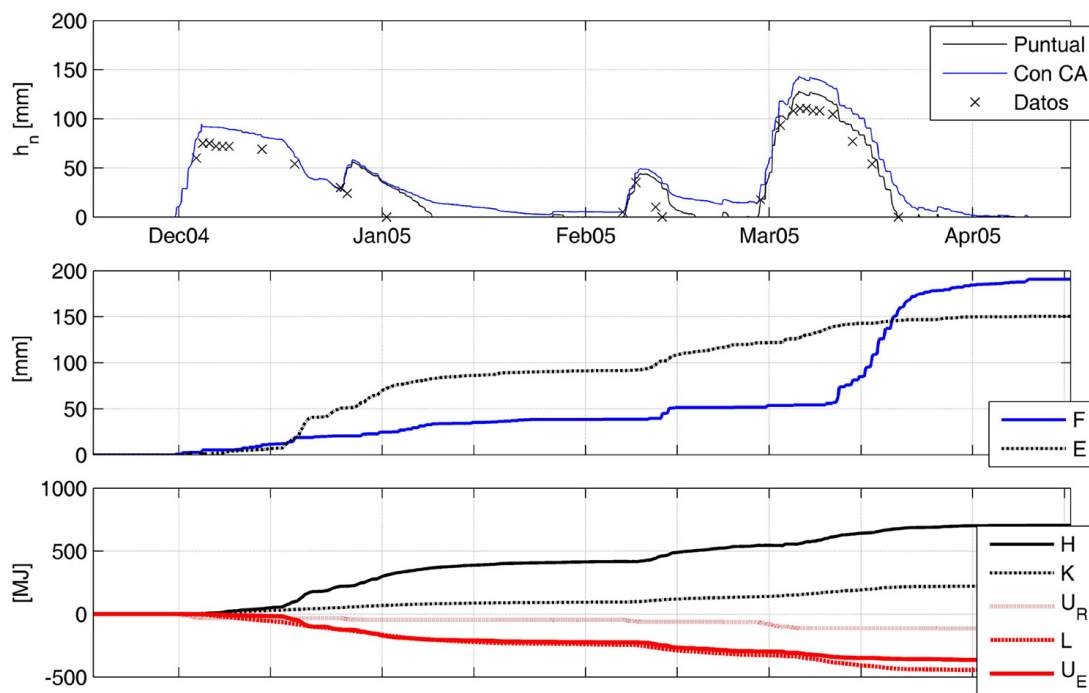


Figura 8.1: Simulación de nieve en Refugio Poqueira durante el invierno 2004–2005 con el modelo de área mediante curva de agotamiento.

tipo de calibración, además de los errores propios del modelo de nieve, entran en juego y con gran importancia los errores que puedan ser cometidos por los distintos modelos de interpolación y distribución de las variables meteorológicas descritos en el capítulo 7.

Tres son las imágenes Landsat disponibles durante el año 2004–2005, que va a servir como año de calibración. Sin embargo, no se ha utilizado la imagen del 22 de noviembre de 2004 ya que la extensión de nieve en ella es prácticamente nula.

La evaluación de los ajustes se realiza por comparación entre la máscara y la superficie simulada. Esta comparación debe evaluar el grado de similitud de dos mapas con sólo dos valores posibles en cada uno de sus puntos: con nieve y sin nieve. Para ello se ha clasificado, en primero lugar, cada uno de los puntos del mapa dentro de la cuenca de estudio según una de las cuatro combinaciones posibles, a saber:

- Puntos sin nieve medida y sin nieve simulada P_{nom}^{nos} .
- Puntos con nieve medida y con nieve simulada P_m^s .
- Puntos con nieve medida pero sin nieve simulada P_m^{nos} .
- Puntos sin nieve medida pero con nieve simulada P_{nom}^s .

Los dos primeros grupos indican una simulación correcta del punto, y los dos segundos errónea. A partir de estos valores se han definido una serie de parámetros que permitan reflejar de manera más directa la bondad de los ajustes y permita realizar comparaciones entre días distintos. Se trata, en cierto modo, de conseguir algún indica-

ador adimensionalizado, con un valor significativo independientemente del área cubierta por la nieve. Los parámetros propuestos son:

- Índice de ajuste superficial IS_T sobre la totalidad de los puntos P_T .

$$IS_T = \frac{P_{nom}^{nos} + P_m^s}{P_T} \quad (8.1)$$

- Índice de ajuste superficial IS_A sobre puntos activos, es decir, con nieve medida o simulada.

$$IS_A = \frac{P_m^s}{P_T - P_{nom}^{nos}} \quad (8.2)$$

- Balance del índice de ajuste superficial sobre puntos activos B_{IS_A} .

$$B_{IS_A} = 1 - \frac{|P_m^{nos} - P_{nom}^s|}{P_m^{nos} + P_{nom}^s} \quad (8.3)$$

Para los dos primeros índices la situación de máximo ajuste implica un valor de 1, y el máximo desajuste de 0. IS_T refleja el porcentaje de aciertos con respecto a la totalidad de los tramos/puntos considerados en la cuenca. Esto supone dar el mismo valor a los puntos acertados por falta que por presencia de nieve. Dado que en el cálculo se considera toda la cuenca del Guadalfeo, y que el área más habitual de expansión de la nieve supone como mucho el 20% del total de la cuenca, esta equivalencia no es adecuada. Por eso se define IS_A , que es el porcentaje de aciertos sólo por presencia con respecto a todos los tramos activos, ya sea porque en ellos se ha medido o porque se ha simulado nieve. En este caso, un valor bajo del índice puede deberse a la presencia de puntos simulados pero no medidos P_{nom}^{nos} o de puntos medidos pero no simulados P_m^{nos} . Para saber cuál de las dos situaciones domina, si es que alguna lo hace, se define B_{IS_A} . Este índice tendrá un valor próximo a 0 para los casos sin error o con errores proporcionales de la simulación tanto por defecto como por exceso. Si el error se debe a una sobrestimación de la nieve simulada con respecto a la medida, el índice se acercará a 1. Si por el contrario se trata de una subestimación, su valor será próximo a -1 .

Estos indicadores sirven tanto para valorar tanto la exactitud del ajuste como para identificar el sentido o la causa del desajuste.

Las simulaciones de calibración se van a centrar en ajustar los valores de los parámetros de la curva de agotamiento propuesta en 6.1, a saber, el equivalente de agua adimensional mínimo con el que existe cobertura total de nieve EA_{100}^* y el porcentaje de área mínimo que puede ocupar la nieve SC_{min} . Las combinaciones realizadas en cada simulación se recogen en la tabla 8.1.

En la figura 8.2 se representan como ejemplo las curvas de agotamiento correspondientes a los casos de simulación $SN05$, $SN07$ y $SN08$. En ellas se pueden apreciar las diferencias entre las distintas propuestas. Los parámetros definen la curva de acuerdo a como se reflejada en la figura 6.2. Se recuerda que SC era la fracción de área cubierta por la nieve en el tramo, y EA^* el equivalente adimensionalizado con respecto al máximo que se haya producido durante el presente ciclo de acumulación-fusión. Para poder realizar este cálculo se ha añadido al modelo una variable de estado que conserva el valor ese EA máximo. Se puede decir que esta es una variable referida a la historia del ciclo de acumulación y fusión. Si en algún momento se produce la fusión total en el tramo, el valor se reinicia a 0, aun dentro del mismo año.

Simulación	EA_{100}^*	SC_{min}
SN01	1	1
SN02	0.4	0.1
SN03	0.7	0.1
SN04	0.5	0.1
SN05	0.7	0.2
SN06	0.5	0.2
SN07	0.3	0.05
SN08	0.5	0.17

Tabla 8.1: Parámetros utilizados en las distintas calibraciones.

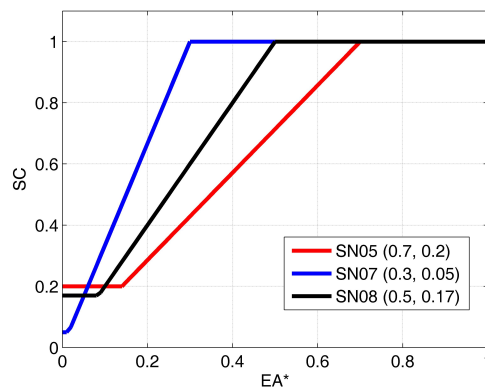


Figura 8.2: Ejemplo de distintas curvas de agotamiento empleadas en la calibración.

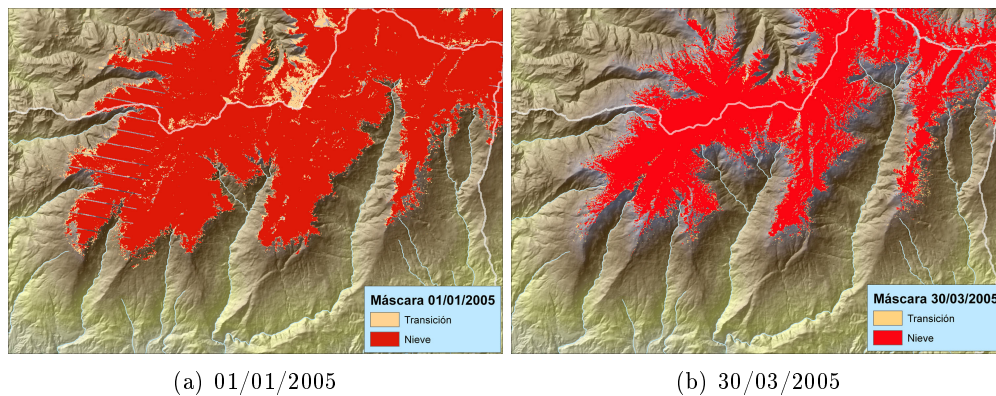


Figura 8.3: Máscaras de nieve obtenidas a partir de imagen de satélite en el año 2004–2005.

Descartada la imagen del 22 de noviembre de 2004, quedan dos imágenes útiles para la calibración durante el invierno 2004–2005. Son la del 1 de enero de 2005 y la del 30 de marzo de 2005 (figura 8.3). Los resultados se presentan de forma gráfica en las figuras 8.4, 8.5 y 8.6 para el 1 de enero de 2005 y 8.7, 8.8 y 8.9 para el 30 de marzo de 2005.

En estas gráficas agrupadas por fecha y tipo para cada caso de simulación, se muestra tres tipos de información. Las primeras figuras de cada uno de los días 8.4 y 8.7 representan un mapa cuantitativo con el EA de agua simulado junto con una línea roja que marca el límite de la nieve en la máscara medida. Las segundas figuras 8.5 y 8.8 muestran un mapa de comparación superficial entre la extensión medida y simulada, sin tener en cuenta la cantidad de nieve, sólo su presencia o ausencia. Los puntos P_m^s aparecen resaltados en verde, P_m^{nos} en azul y P_{nom}^s en rojo. Por último, en las figuras 8.6 y 8.9 se ofrece una visión cualitativa y cuantitativa más global, a escala de cuenca, del desarrollo en altura de la nieve y del volumen total de agua almacenado. Para ello se muestra para cada simulación el histograma de alturas con el porcentaje de área ocupada por la nieve en blanco junto con un histograma con el volumen de agua almacenado en cada altura.

Todos los mapas se muestran como una ampliación sobre la ladera sur de Sierra Nevada, descartando el resto de la cuenca, sin presencia de nieve. La información más destacada para la comparación entre simulaciones se presenta en las tablas 8.2 y 8.3. En ellas se incluye la clasificación de los puntos con o sin nieve, índices de ajuste conseguidos y volumen total de agua acumulado en forma de nieve en toda la cuenca en la fecha de comparación para cada una de las simulaciones.

Simulación	P_{nom}^{nos}	P_m^s	P_m^{nos}	P_{nom}^s	IS_T	IS_A	B_{IS_A}	Hm^3
SN01	1195486	180397	35181	28410	0.96	0.74	-0.11	12.1
SN02	1158749	205963	9615	65147	0.95	0.74	0.74	12.6
SN03	1134650	211556	4022	89246	0.94	0.69	0.91	13.7
SN04	1149962	208534	7044	73934	0.94	0.72	0.83	12.8
SN05	1150308	208532	7046	73588	0.94	0.72	0.83	13.6
SN06	1162848	204532	11046	61048	0.95	0.74	0.69	12.8
SN07	1160349	205391	10187	63547	0.95	0.74	0.72	12.4
SN08	1159824	205650	9928	64072	0.95	0.74	0.73	12.8

Tabla 8.2: Resumen de los resultados de la calibración para el día 01/01/2005.

Simulación	P_{nom}^{nos}	P_m^s	P_m^{nos}	P_{nom}^s	IS_T	IS_A	B_{IS_A}	Hm^3
SN01	1304919	41636	88960	3959	0.94	0.31	-0.91	2.0
SN02	1288511	111807	18789	20367	0.97	0.74	0.04	3.8
SN03	1252215	127111	3485	56663	0.96	0.68	0.88	7.6
SN04	1278595	119519	11077	30283	0.97	0.74	0.46	4.8
SN05	1274688	121472	9124	34190	0.97	0.74	0.58	7.3
SN06	1290724	109409	21187	18154	0.97	0.74	-0.08	4.6
SN07	1289787	109705	20891	19091	0.97	0.73	-0.05	3.0
SN08	1288200	112331	18265	20678	0.97	0.74	0.06	4.7

Tabla 8.3: Resumen de los resultados de la calibración para el día 30/03/2005.

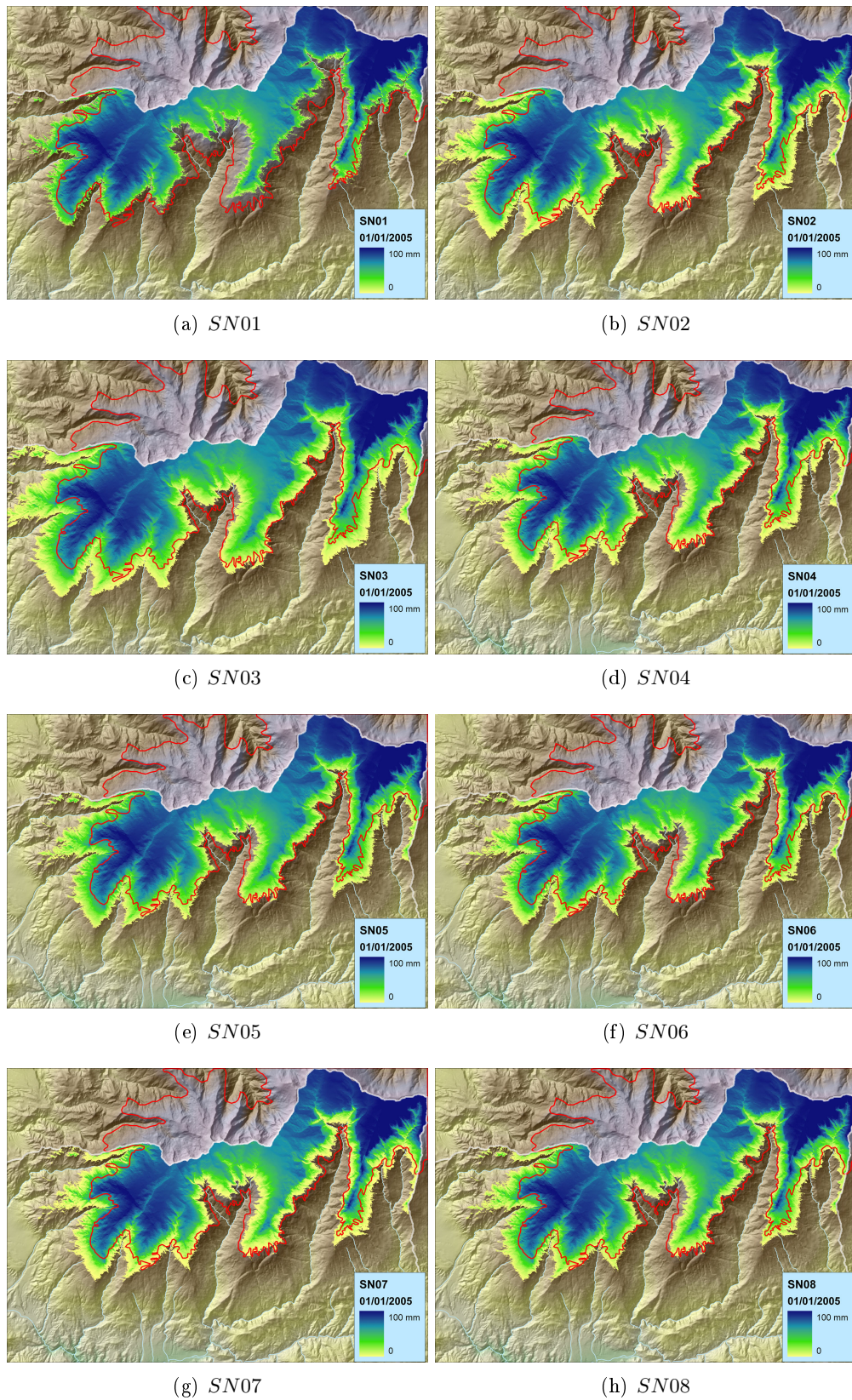


Figura 8.4: Simulación de la capa de nieve con EA almacenado el 01/01/2005.

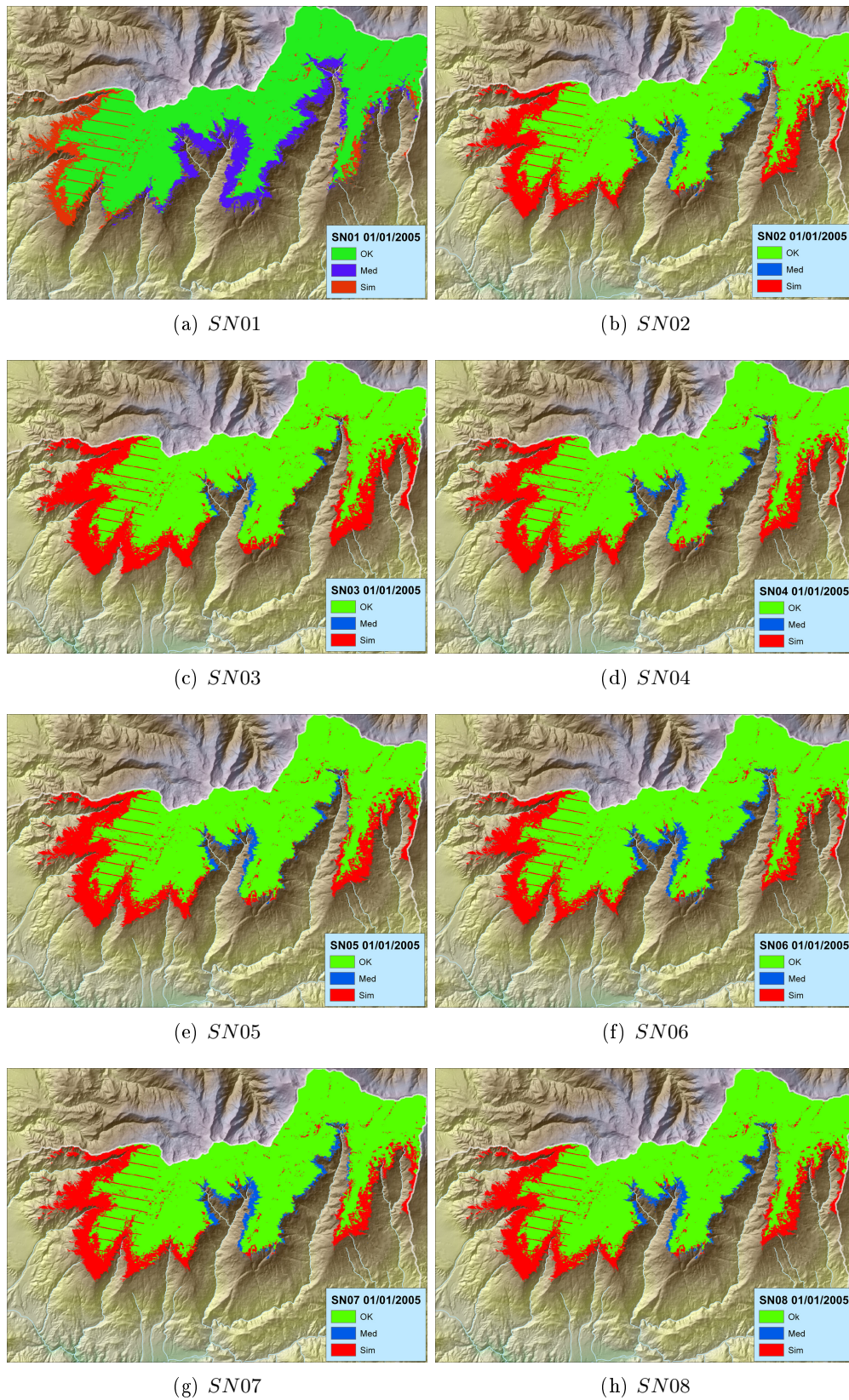


Figura 8.5: Comparación de la simulación de la capa de nieve el 01/01/2005.

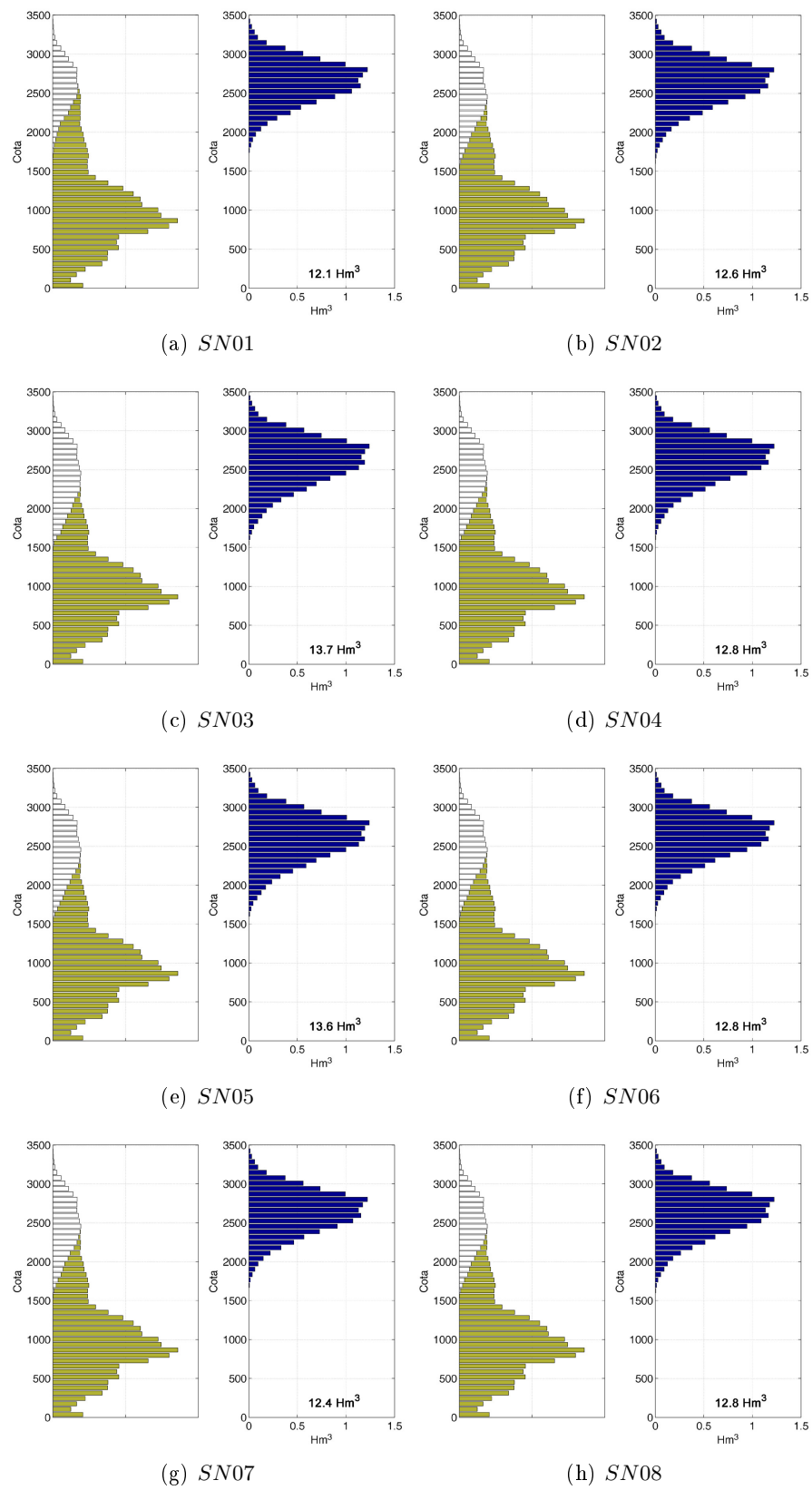


Figura 8.6: Histograma con la distribución en altura de nieve simulada y con el volumen de agua almacenado. 01/01/2005.

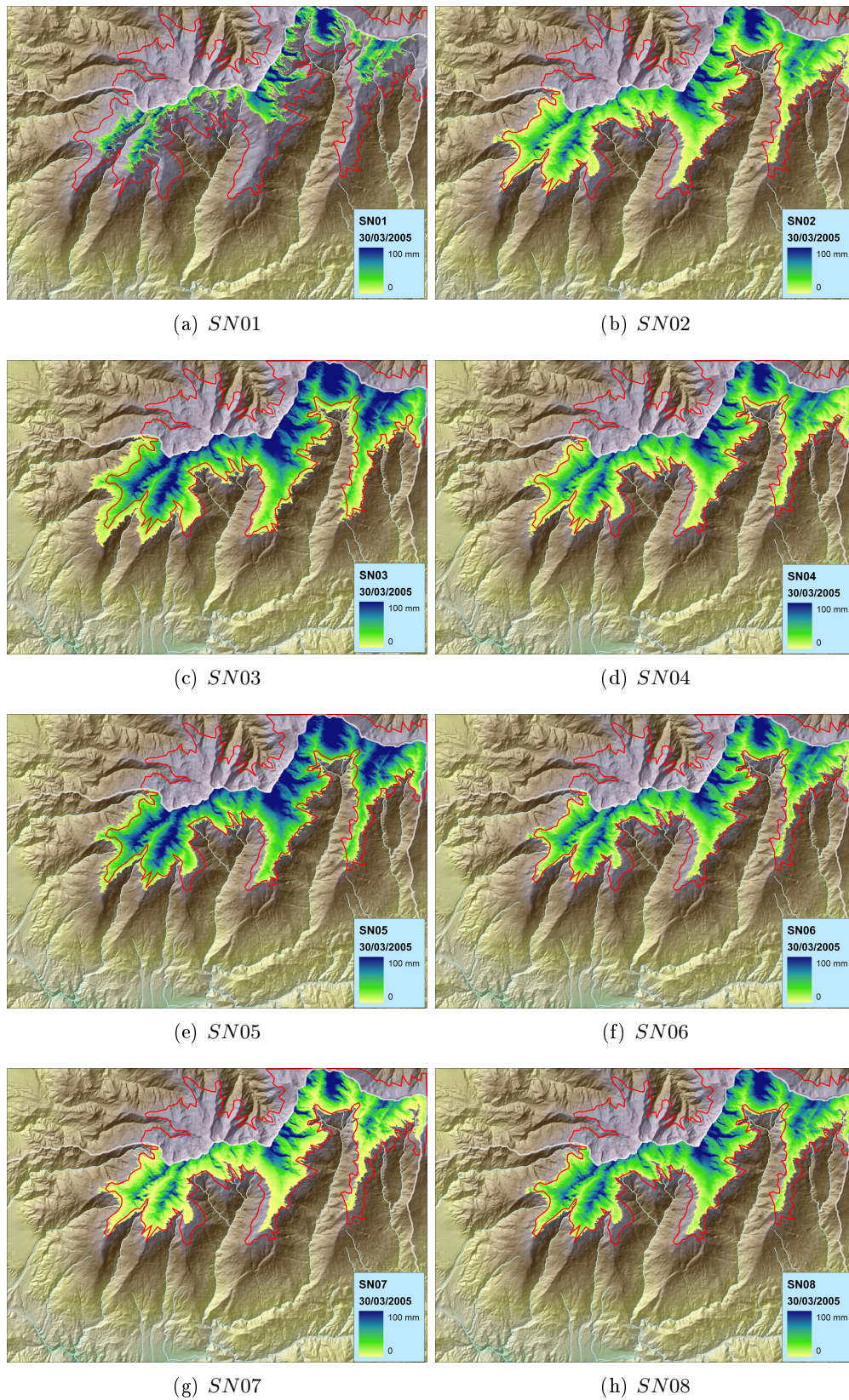


Figura 8.7: Simulación de la capa de nieve con EA almacenado el 30/03/2005.

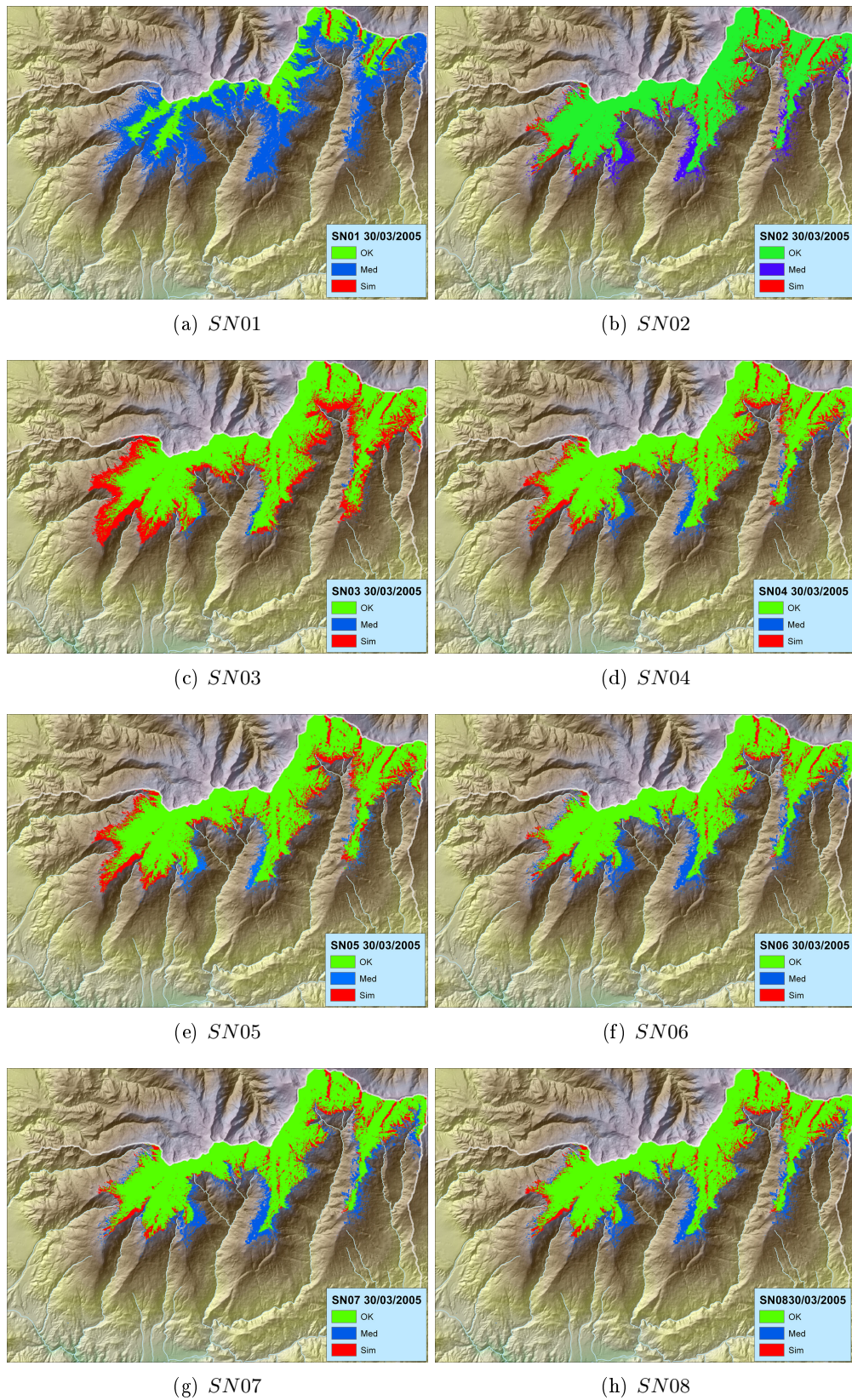


Figura 8.8: Comparación de la simulación de la capa de nieve el 30/03/2005.

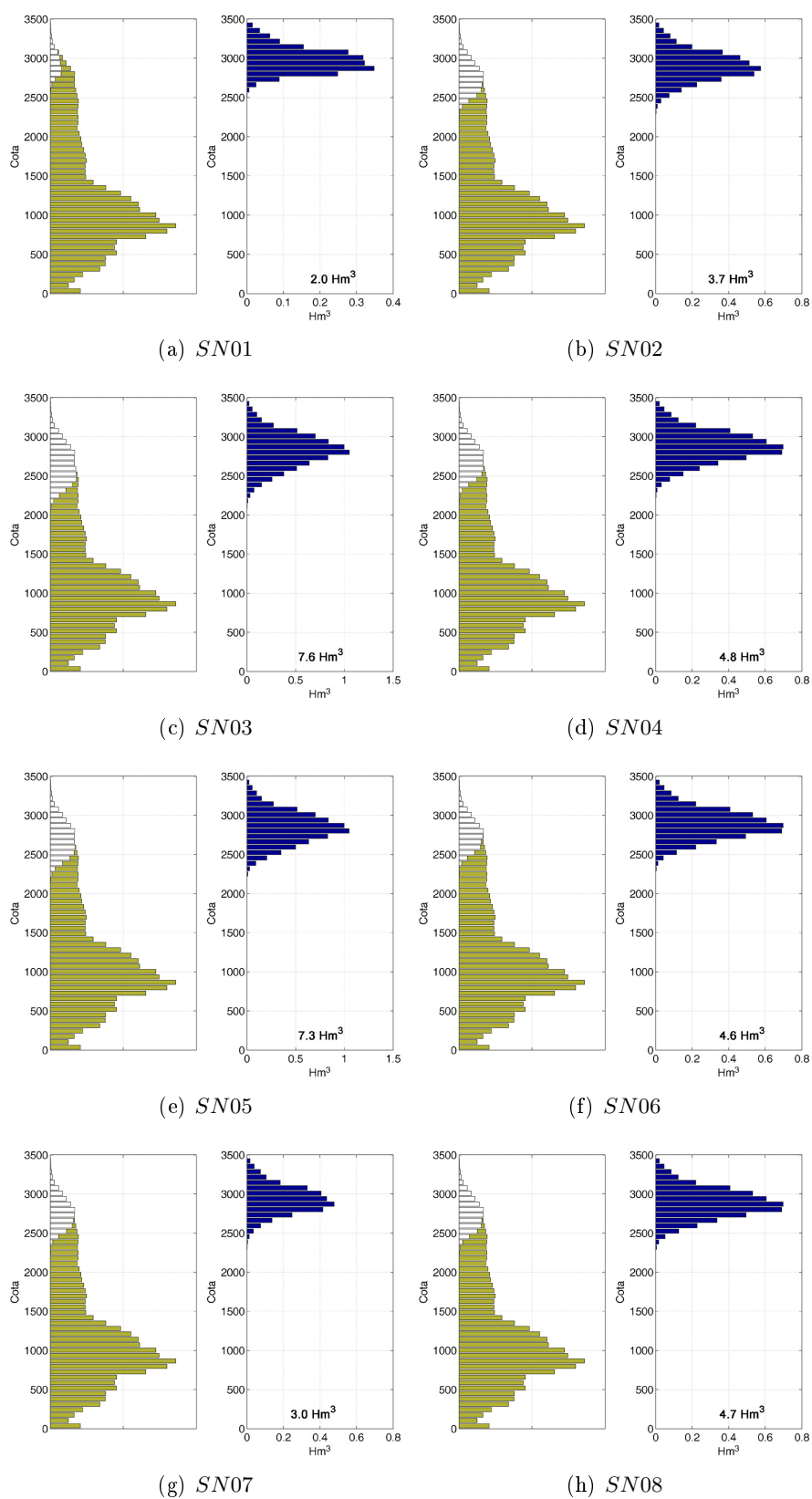


Figura 8.9: Histograma con la distribución en altura de nieve simulada y con el volumen de agua almacenado. 30/03/2005.

Toda esta información en principio tan extensa, permite analizar desde distintos puntos de vista los resultados obtenidos. Es cierto que la calibración únicamente se puede basar en un criterio cualitativo, en el sentido de que el dato medido disponible sólo habla de área de ocupación de la nieve, y no de volumen total almacenado. Pero en la medida en que la variación de los parámetros de calibración tienen gran influencia en el aspecto cuantitativo también, es necesario contemplarlo.

En la simulación del día 1 de enero de 2005 (tabla 8.2 y figuras 8.4, 8.5 y 8.6) se parte de una situación en la que sin curva de agotamiento ($SN01$ con $EA_{100}^* = 1$ y $SC_{min} = 1$), la nieve ya se encuentra sobrestimada, sobre todo en el extremo oeste de la sierra (figura 8.5.a). Dado que la incorporación de esta curva sólo permite aumentar la cantidad de nieve, el ajuste de esta zona sólo con estos parámetros se convierte en algo imposible. Esta discrepancia se debe a un exceso en la simulación de la cantidad de nieve precipitada en esa zona más que al cálculo del balance en sí. En principio, el problema podría tener su origen en una sobrestimación de la precipitación o en una mala discriminación entre la fracción de lluvia y de nieve. Esto último puede ocurrir por un fallo en la representación de T o por una Tn_0 particular para la borrasca que ha ocasionado ese almacenamiento, menor del valor calibrado de $1^\circ C$. Sin embargo, la cercanía de las estaciones meteorológicas de T de Posturas y Arquilla y el hueco de información en esa zona concreta para los registros de P (ver localización de las estaciones en la figura 8.10) hacen pensar más bien en un problema en la estimación de P directamente. En las cercanías de la estación del Refugio Poqueira, gracias a la proximidad de la medida de P y T la simulación de la superficie nevada es mucho mejor. La distinta orientación del extremo oeste de Sierra Nevada puede haber propiciado las diferencias de precipitación tan importantes en esta borrasca. La sobrestimación del EA en el esa zona puede valorarse en más de 50 mm . El poco tiempo transcurrido desde esa precipitación acumulada como nieve favorece esa discrepancia, y es la causa de las pocas diferencias que se obtienen entre las distintas simulaciones. Los flujos no han tenido tiempo de actuar y de hacer disminuir el EA lo suficiente como para que el efecto de la curva de agotamiento se note en los resultados.

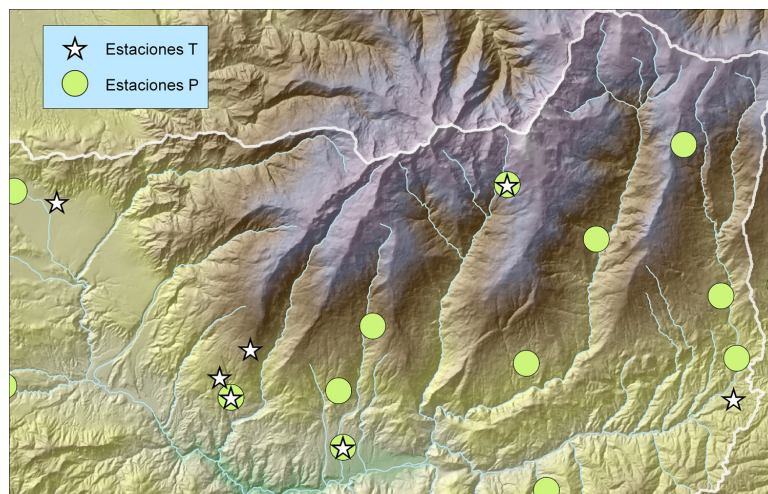


Figura 8.10: Estaciones de precipitación y temperatura en las proximidades de Sierra Nevada con datos durante 2004–2005.

Por este problema en la simulación de la acumulación del 1 de enero, cuya solución

pasa por la incorporación de nuevas estaciones de precipitación², en la valoración de los ajustes no se tendrán en cuenta los resultados de este día sobre esta zona. El exceso de simulación en esta zona es la razón de que el índice B_{ISA} esté en todos los casos de la tabla 8.2 tan lejos del equilibrio (valor 0), a lo que en este caso concreto no se le dará demasiada importancia.

No ocurre lo mismo en la imagen del 30 de marzo de 2005. Este día corresponde a la parte final de un ciclo de fusión que, por ejemplo, ya ha borrado la nieve del punto de control del Refugio Poqueira tanto en las medidas puntuales como en la simulación “puntual”(imagen 8.1). Sin embargo, dentro del tramo correspondiente a ese punto de control aún se mantiene nieve dispersa, y por ello el modelo de área (“con CA” en la misma figura) indica que aún se conserva un EA pequeño. Esto coincide con la interpretación de la nieve en la imagen de satélite, en la que el tramo correspondiente al Refugio Poqueira se encuentra justo en el límite de la nieve, donde se estiman retazos aislados de la misma.

En las condiciones meteorológicas de las semanas previas al 30 de marzo, el tiempo transcurrido desde la última precipitación ha permitido a los flujos de energía actuar y disminuir los efectos de las acumulaciones mal simuladas. Para este día, la simulación sin curva de agotamiento (figura 8.8.a) ofrece una subestimación más homogénea en todo el área de Sierra Nevada, lo cual es más acorde a lo que se esperaba. La incorporación de los parámetros EA_{100}^* y SC_{min} aumenta la extensión de la nieve. Las simulaciones $SN03$ y $SN05$ (tabla 8.3 y figuras 8.8.c y 8.8.e), ambas con un valor de $EA_{100}^* = 0,7$, desarrollan una superficie de nieve claramente superior a la medida, con índices B_{ISA} muy altos. Esto les hace sobrevalorar las reservas totales de EA acumuladas en más del 50% con respecto al resto de las simulaciones, porcentaje que supone más de $2,5 Hm^3$ extras. La variación de EA_{100}^* tiene un efecto importante en el volumen acumulado, que es incluso más evidente que el que se produce sobre la distribución en planta. Este resultado parece indicar que 0,7 es un valor demasiado elevado para EA_{100}^* .

Descartadas las simulaciones $SN01$, $SN03$ y $SN05$, el resultado en planta del resto es prácticamente idéntico. Sólo el caso de simulación $SN04$ sobrestima la extensión de nieve un poco más que los restantes, como se aprecia en la figura 8.8 y, sobre todo, en el índice B_{ISA} y en los Hm^3 totales que se recogen en la tabla 8.3. Por ello esta combinación de parámetros se descarta también.

La simulación $SN07$ es la que tiene un EA_{100}^* más bajo, con un valor de 0,3. Esto afecta al volumen total almacenado, que se encuentra entre $0,8 \sim 1,6 Hm^3$ por debajo de los otros casos aún contemplados. Se descarta esta simulación en favor de las que tienen un EA_{100}^* entre $0,5 \sim 0,4$, que son $SN02$, $SN06$ y $SN08$. Las diferencias entre estas últimas ya son mínimas en cuanto a las estadísticas e índices, pero en volumen total acumulado sigue habiendo una diferencia apreciable de $1 Hm^3$, que supone prácticamente un incremento del 25% entre $SN02$ y el resto, $SN06$ y $SN08$. Entre estas dos últimas simulaciones ya sí que desaparecen prácticamente las diferencias, incluso en volumen, lo que pone de manifiesto que pequeños cambios en SC_{min} afectan poco a la simulación, más sensible a EA_{100}^* . Valores más altos de este parámetro se pueden compensar con valores más altos de SC_{min} para lograr una distribución en planta similar, a costa de aumentar el volumen total almacenado. A falta por el momento de información que permita valorar correctamente este dato de volumen a partir de las

²De hecho, una nueva estación ha sido instalada recientemente en esa zona, concretamente en la Loma del Caballo, por los grupos de investigación del Parque Nacional de Sierra Nevada, y cuya localización ha sido propuesta por el Grupo de Ríos y Embalses.

imágenes satélite, se escoge como parámetros de calibración los de la simulación *SN02*.

8.1.3. Medidas de caudal

La última fuente de información para la calibración del modelo es la del caudal del río. Este método puede aportar la visión cuantitativa, en cuanto al volumen total almacenado en forma de nieve, de la que adolecen las imágenes de satélite, tal y como se ha expuesto en el punto anterior. El principal problema es que para analizar el caudal en el río ya hay que disponer de un modelo integral de circulación superficial y subterránea. Y precisamente el flujo subterráneo, al tener componentes que se producen en una escala temporal similar a la de la fusión, va a hacer más difícil discriminar entre la parte de caudal que se debe a flujo lento subterráneo o a la que se debe a flujo más rápido superficial retardado por la nieve (Bathurst y Cooley, 1996).

La calibración con imágenes satélite conducía a un resultado similar con la combinación de parámetros *SN08* y *SN02*, finalmente escogida. Sin embargo una diferencia muy pequeña en la distribución en superficie tenía como resultado una variación apreciable en el volumen total almacenado en esa superficie.

Contar brevemente cómo se ha hecho el modelo hidrológico, circulación superficial, Green-Ampt, flujo lateral, todo ello en celda, y depósitos lineales en cascada agregados.

Mucha mayor dificultad en sacar algo útil de aquí, pues hay que calibrar el modelo, y los datos disponibles de caudal en Órgiva afectan a una cuenca de más de 400km². Es difícil discriminar la parte de desajuste originada por la nieve o por otro fenómeno hidrológico.

8.2. Validación

Como validación se ha realizado la simulación de la nieve durante los años 2002–2003 y 2003–2004, durante los cuales se dispone de 4 y 3 imágenes de satélite respectivamente. En el anejo B.4, donde se explica el procedimiento por el que se han tratado las imágenes de satélite, se incluyen las máscaras finales para la superficie de nieve y un hipsograma donde se representa el porcentaje de ocupación de la nieve por alturas. En la tabla 8.4 se recoge un resumen de los parámetros de comparación que se han obtenido con estas imágenes. La simulación se ha realizado con los parámetros de la curva de agotamiento utilizados para SN02 en el apartado 8.1.2, que eran $EA_{100}^* = 0,4$ y $SC_{min} = 0,1$.

Fecha	P_{nom}^{nos}	P_m^s	P_m^{nos}	P_{nom}^s	IS_A	B_{IS_A}
25/11/2002	1060627	297210	54269	27368	0.78	-0.33
28/01/2003	1244801	139728	9265	45680	0.72	0.66
01/03/2003	1113660	173216	151247	1351	0.53	-0.98
29/06/2003	1434053	0	5421	0	0.00	-1.00
23/01/2004	1251299	158211	11883	18081	0.84	0.21
12/04/2004	949275	310168	2004	178027	0.63	0.98
01/07/2004	1412622	5333	10623	10896	0.20	0.01

Tabla 8.4: Resumen de los resultados de la validación durante los años 2002-2003 y 2003-2004.

2002–2003

En este año se dispone de 4 imágenes de momentos muy distintos en el proceso de acumulación y fusión de la nieve. La primera de ellas data del 25 de noviembre de 2002. Coincide con el final de un periodo de lluvias que ha dejado una cantidad importante de precipitación y de nieve joven. Han sido 200 mm de precipitación media en la cuenca ocasionados por dos borrascas en secuencia, la primera desde el 13 hasta el 17 de noviembre, y a continuación otra de similar magnitud entre el 19 y el mismo día 25 de noviembre, la fecha de la imagen. En el hipsograma con la distribución por alturas de la nieve medida recogido en la figura B.9.b se aprecia como la nieve pasa de una ocupación nula de la superficie a una ocupación total de manera brusca entre los 1700 ~ 1850 m de altitud. Esta distribución homogénea por alturas es típica tras el paso de borrascas importantes. Sin necesidad de acudir al hipsograma, la propia distribución en planta muestra formas redondeadas a imagen de las curvas de nivel que denotan lo reciente de su acumulación. Por tanto con los datos de esta fecha la parte del modelo que puede ser valorada, más que el modelo de balance de energía en sí, es el modelo de interpolación de las variables meteorológicas, principalmente de la precipitación y la temperatura. Y con ellos el parámetro Tn_0 , que es el que determina a qué temperatura medida en superficie se está produciendo nieve.

En la simulación y comparación con los datos medidos (figuras 8.11.a y c), aparecen dos zonas diferenciadas, una de sobrestimación de la nieve en la vertiente oeste y otra con subestimación en la región centro y este. El cómputo total de superficie ocupado por la nieve es similar, según indica el coeficiente B_{IS_A} en la tabla 8.4. Y el coeficiente de ajuste

IS_A es alto, con un valor de 0,78 que es mayor que los conseguidos durante la calibración, aunque en este caso se ve favorecido por la gran extensión de la nieve. La cantidad de tramos mal clasificados apunta a la existencia de un problema en la simulación de la precipitación de nieve. En el hipsograma de la simulación con el porcentaje de superficie cubierta de nieve (figura 8.11.b) se indica que el límite de la nieve simulada se distribuye entre 1500 ~ 2200. Un intervalo mucho mayor que el medido; 700 m de diferencia en la simulación frente a 150 m medidos.

El hecho del equilibrio que existe en la cantidad total de superficie de nieve estimada y la gran variación en altura del límite de nieve descarta la posibilidad de que el problema se deba a Tn_0 o a la interpolación de la precipitación, ya que ambos casos habrían ocasionado un error más homogéneo en altura, con un límite de nieve superior o inferior, pero no tan amplio. El error viene de la mano de una mala interpolación de la precipitación, con un gradiente más pequeño del real que ha sobrestimado la temperatura en el Refugio Poqueira, combinado con un mapa de residuos de la temperatura muy negativo en el extremo oeste que a provocado un mapa final de temperatura con demasiada variación de la misma a una misma cota. La cota de nieve constante real muestra que la distribución de la temperatura ha estado mucho más dominada por el gradiente general que por los residuos. Esto es habitual durante borrascas, en los que el estado de agitación de la atmósfera favorece la mezcla y hace prevalecer los gradientes generales frente a las variaciones locales de temperatura.

Se debe recordar que en las simulaciones de estos años aún no se dispone de las estaciones de alta montaña. Lo cual quiere decir que se están estimando temperaturas entre 1700 y 3500 m, que es la altura de distribución de la nieve en esta fecha, a partir de 8 estaciones que están todas por debajo de esa altitud. Y salvo una que se encuentra precisamente en ese límite de 1700, todas las demás están por debajo de 1100 m. Aunque los registros de temperatura se han mejorado con la inclusión de una estación *virtual* en el Refugio Poqueira, de la manera que se describe en el apartado 7.1.6, este artificio no es comparable al valor de un registro real.

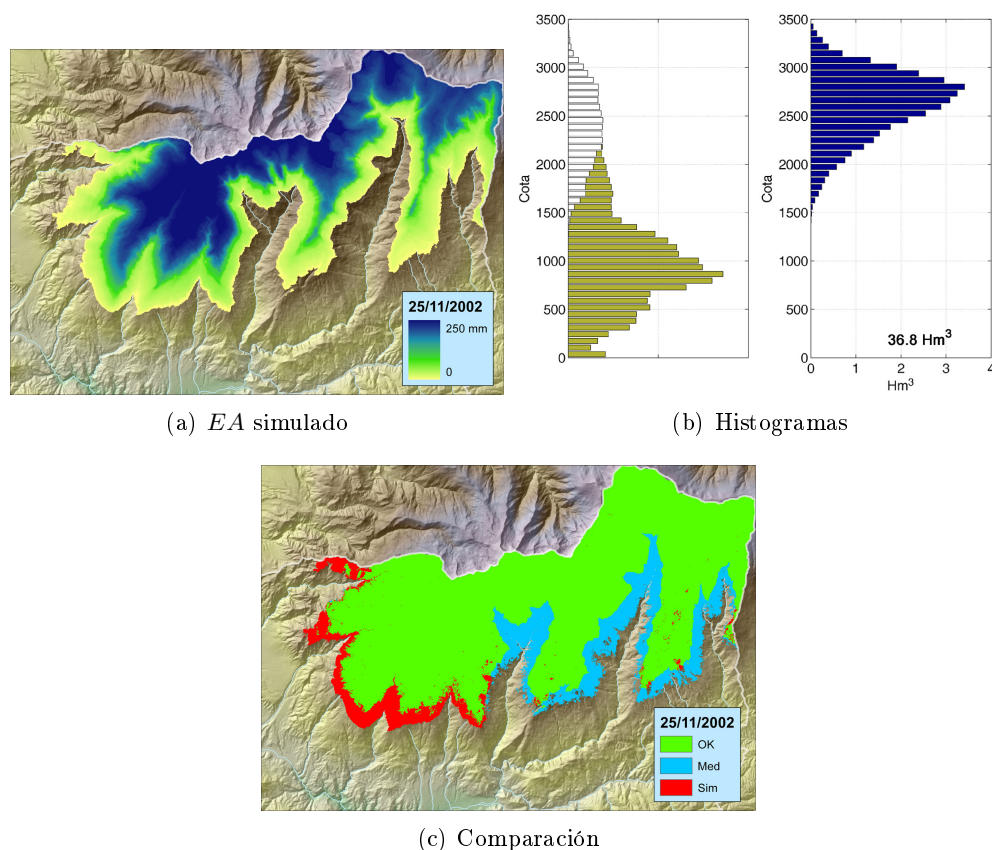


Figura 8.11: Resultados de la simulación de la nieve con el modelo distribuido, 25/11/2002.

La imagen del día 28 de enero de 2003 muestra una instantánea de la capa de nieve sometida a dos semanas de buen tiempo, con mucho variación del porcentaje de nieve en altura (figura B.10.b) y una forma en planta “deshilachada” propia de nieve en fusión.

La simulación (figuras 8.12.a, 8.12.b y 8.12.c) ofrece una distribución en planta parecida, con una cota mínima de la nieve de 2200 *m* coincidente en el hipsograma simulado y en el real. El índice IS_A vale 0,72, que está en el orden de los conseguidos durante la calibración. Este valor no refleja el buen ajuste obtenido en los fondos de los valles y en el valle del Dílar (extremo oeste de la sierra) porque existe una destacada sobrestimación de la nieve justamente en las divisorias de los valles que corren en dirección norte-sur. La comparación entre hipsogramas muestra que en estos puntos se ha fundido nieve en la realidad muy por encima de la cota mínima de total cobertura de nieve simulada (2500 *m*). La variable meteorológica causante de este desajuste es, en esta ocasión, el viento. De dirección predominante del O-SO y sin obstáculos topográficos, la intensidad del viento en estas divisorias puede llegar a ser realmente importante. Ante la falta de datos, el modelo de interpolación de viento se ha basado en una interpolación simple, sin correcciones por altura u orientación. Esta es una aproximación muy burda a la distribución real de vientos en la cuenca, sobre todo cuando no se dispone de datos de estaciones en altura, causante, como en este caso, de desacuerdos con la realidad llamativos en planta, pero de poca importancia cuantitativa en volumen.

Los gradientes de temperatura no muestran un comportamiento uniforme a lo largo

del año. Concretamente existe un periodo de estabilidad atmosférica en enero, recurrente año tras año, en el que los gradientes son especialmente anómalos. En la figura 7.2 se analizan los gradientes de las temperaturas máxima y mínima entre el 6 y el 14 de enero de 2005, y se descubre que estos gradientes pueden tomar valores muy próximos a 0 y mantenidos durante varios días. Esto implica temperaturas muy altas en las zonas elevadas, del mismo orden de las que se registran en las partes bajas de la cuenca. La simulación durante unos pocos días de una temperatura inferior a la real a causa de valores anómalos del gradiente real puede ser causa suficiente para que el modelo sobrestime la nieve. Con temperaturas tan próximas a 0 como las que se producen en esta época del año, la nieve alcanza durante los ciclos diarios el punto de fusión, de manera que un ligero incremento de la temperatura puede potenciar apreciablemente la fusión.

En la figura 8.12.d se marcan en rojo aquellos puntos en los que ha desaparecido la nieve sólo en un día, precisamente el 28 de enero. La extensión es considerable, casi 25 mil tramos afectados, lo que indica, en una interpretación simple, que la fusión está actuando con fuerza estos días. Una segunda lectura de este dato más relacionada con la simulación de áreas lleva a entender que en momentos como este la diferencia entre las imágenes de un día para otro puede ser muy importante sin necesidad de estar afectando a un volumen de agua destacado. La calibración con imágenes de satélite, a pesar de no ofrecer la posibilidad de realizar una comparación cuantitativa directa del volumen almacenado, demanda gran precisión por parte del modelo. En este sentido es más exigente que la calibración a través de caudales, donde los procesos hidrológicos subterráneos tienen mucho peso y difuminan los efectos de los parámetros de calibración.

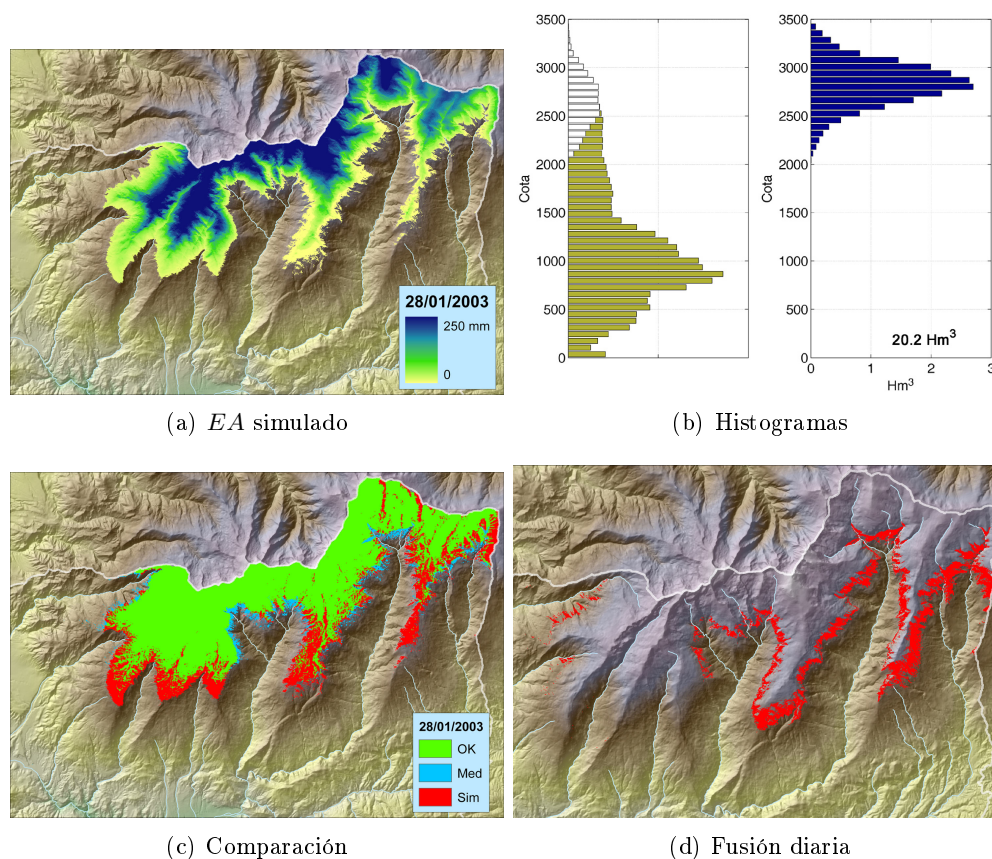


Figura 8.12: Resultados de la simulación de la nieve con el modelo distribuido. 28/01/2003.

La imagen del 1 de marzo de 2003 vuelve a coincidir con el final de una borrasca. En este caso de dos borrascas consecutivas (denominadas evento 1073 y evento 1074) que entre el 23 y el 27 de febrero dejan una media de 60 mm en toda la cuenca. A pesar de lo diferente de la fecha, se da la casualidad de que la nieve caída tiene una distribución en planta y altura muy similar a la que se producía el 25 de noviembre. El límite de presencia de la nieve está claramente marcado en torno a $1700 \sim 1800\text{ m}$. Nuevamente se puede poner a prueba sólo la parte del modelo encargada de la simulación de la precipitación en forma de nieve, el cual, como se ha dicho, se encuentra fuertemente limitado por la cantidad y distribución de las estaciones meteorológicas en altura.

En esta fecha la simulación reproduce una situación muy distinta a la real. Una subestimación en toda la cuenca, general y homogénea, que parece debida a un exceso en la simulación de la temperatura. Para entender la causa de este desajuste, y comprobar si es problema de fusión exagerada o precipitación de nieve minusvalorada, se ha acudido a estudiar el comportamiento de la simulación en los días previos a los de la imagen. La primera borrasca (evento 1073) deja una precipitación en forma de nieve de no mucha intensidad pero con presencia a cotas muy bajas, como se observa en la figura 8.14.a. La línea roja, que representa el límite de la nieve medido por la imagen Landsat el 1 de marzo, demuestra que en ese momento la nieve llegó a ocupar en la simulación el área real reflejado en la imagen. La cantidad de nieve acumulada en esa zona es muy baja, por debajo de 5 mm . A continuación, la nueva borrasca (evento 1074) cuya precipitación

simulada se representa en 8.14.b. La temperatura se ha elevado lo suficiente como para elevar la cota de precipitación en forma de nieve muy por encima del límite marcado en rojo. En ese momento, el *EA* acumulado es el reflejado en la figura 8.14.b, del día 25 de febrero de 2003. La comparación de este mapa con el *EA* con la simulación final en el día 1 de marzo en la figura 8.13.a demuestra que la fusión desde el final de la segunda borrasca es muy baja. En conclusión, el *EA* mal simulado del 1 de marzo tiene su origen en el segundo evento, cuando ha ocurrido un episodio de lluvia sobre una capa de nieve muy fina, que se ha derretido. Si esa precipitación hubiera sido en forma de nieve es muy posible que se hubiera mantenido en los días siguientes, aún con un bajo *EA*. Un mal gradiente de temperatura o una mala distribución de la precipitación dentro de día (situando una precipitación nocturna en unas horas con mayor temperatura) pueden estar detrás de esta mala simulación. En cualquier caso se trata nuevamente de una desviación de unos pocos grados, cuyo efecto en volumen es pequeño, pero cuyo efecto se extiende en el tiempo varios días gracias a las bajas temperaturas y se convierte en grandes errores en superficie. La sensibilidad de la comparación a través de imágenes superficiales queda nuevamente de manifiesto.

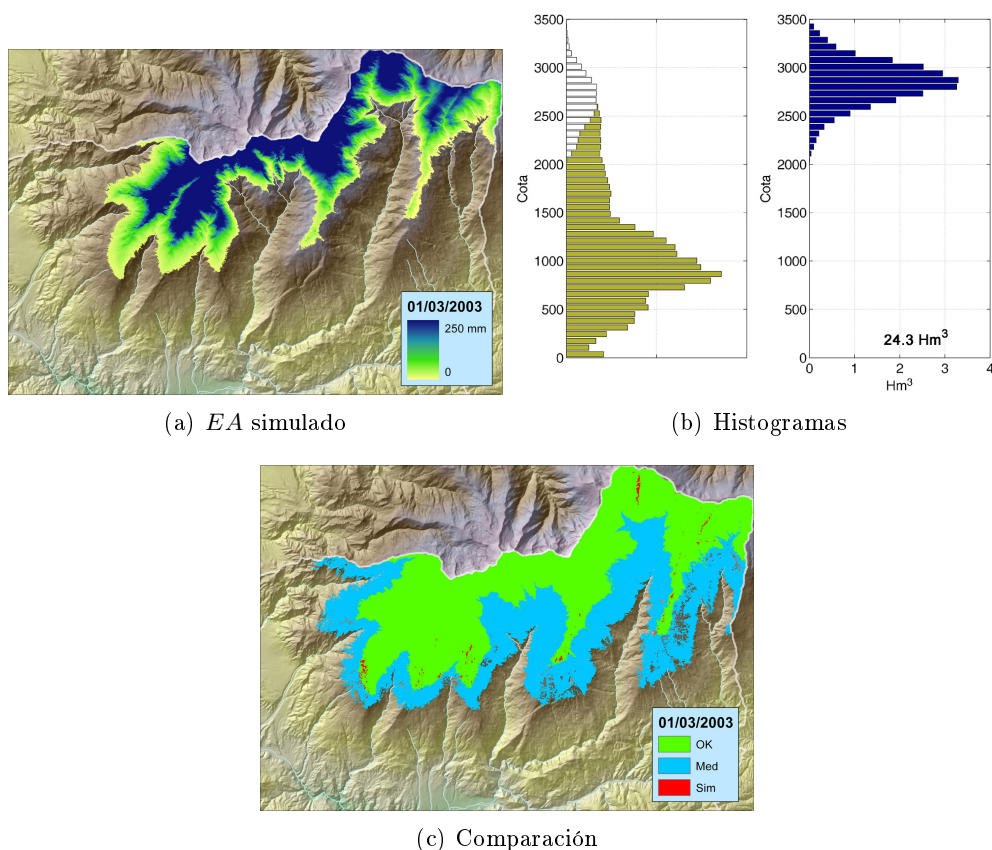


Figura 8.13: Resultados de la simulación de la nieve con el modelo distribuido. 01/03/2003.

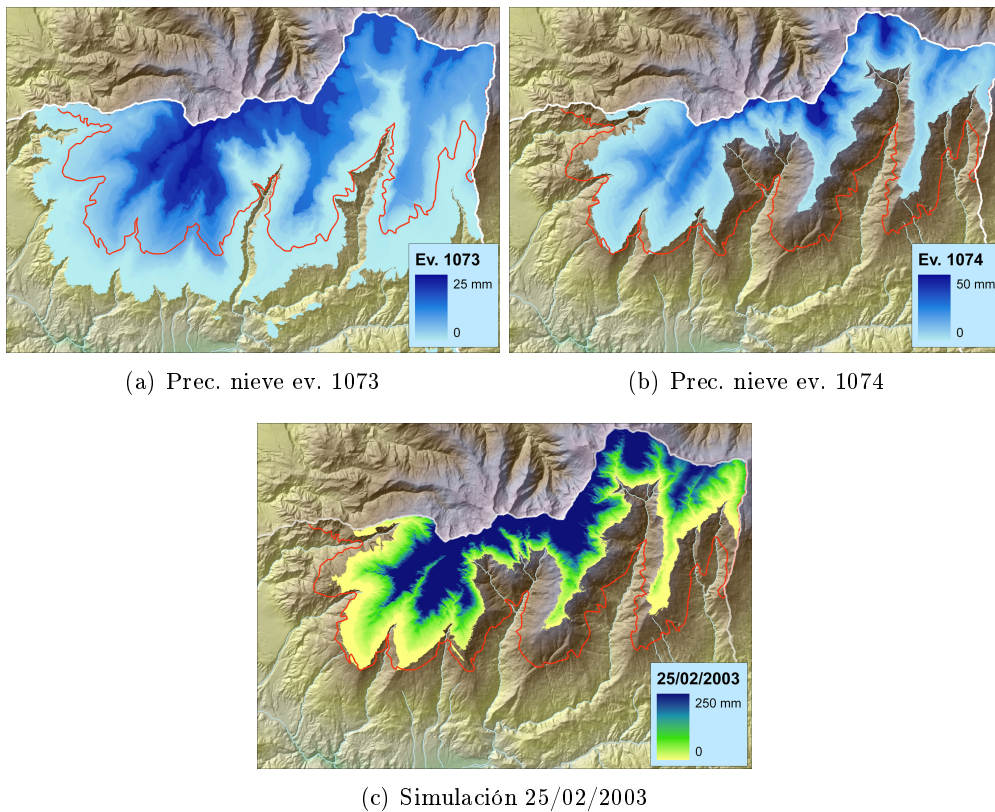
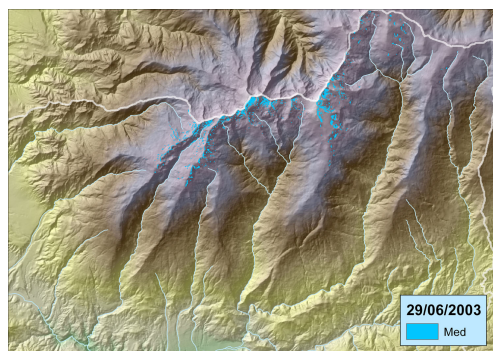


Figura 8.14: Precipitación y evolución del *EA* durante los días previos al 01/03/2003.

La última imagen del año corresponde ya al verano y muestra una pequeña superficie de nieve residual en las partes más altas de la sierra (figura B.12). Curiosamente estos neveros se acumulan en torno a los 3000 *m* de altitud, no en las cumbres de donde han sido barridos por la exposición al viento y la radiación. La simulación no da nieve en ningún tramo en esa fecha, por lo que en la figura 8.15 sólo se muestran los puntos medidos. Esta simulación se podría mejorar con la incorporación de una curva de agotamiento variable en cada tramo. La topografía de las zonas altas es más abrupta incluso a pequeña escala, lo cual favorece la existencia de neveros donde la nieve es capaz de resistir más tiempo. La consideración de curvas de agotamiento más extremas en estas partes serían capaces de reproducir este comportamiento.



(a) Comparación

Figura 8.15: Resultados de la simulación de la nieve con el modelo distribuido. 29/06/2003.

2003–2004

Se empieza el año hidrológico 2003–2004 con una imagen ya tardía del 23 de enero que muestra una nieve avanzada en el desarrollo de su primer ciclo de fusión. La forma en planta irregular y los 700 m de desarrollo de la zona con cobertura parcial (figura B.13) así lo indican. La última acumulación de nieve ocurrió 25 días antes y el buen tiempo típico de enero está favoreciendo la fusión.

La simulación en este caso ofrece muy buen acuerdo con las medidas, con un índice IS_A de 0,84, que es el mayor conseguido en calibración o validación. La figura 8.16 recoge la comparación entre lo medido y lo simulado, donde destaca el ya habitual comportamiento distintivo de ambas laderas del valle del río Poqueira. En este caso se produce una subestimación de la nieve muy similar a la encontrada durante la calibración del modelo con la imagen del 30 de marzo de 2005 (figura 8.8.b). En estos casos donde la fusión ha tenido tiempo de actuar y el viento no ha estado demasiado presente parece que en general se alcanzan simulaciones más precisas. Lo cual reafirma la impresión captada hasta el momento durante la calibración y validación de que los principales problemas del modelo se presentan a causa de la definición de las variables de entrada, y no por la formulación del modelo puntual o por su extensión al modelo de área. Los momentos críticos se producen durante la acumulación, donde la temperatura va a determinar la extensión de la nieve, y durante la aparición de vientos de gran intensidad, cuya representación en altura con el actual método de interpolación es imposible cuando no existen datos.

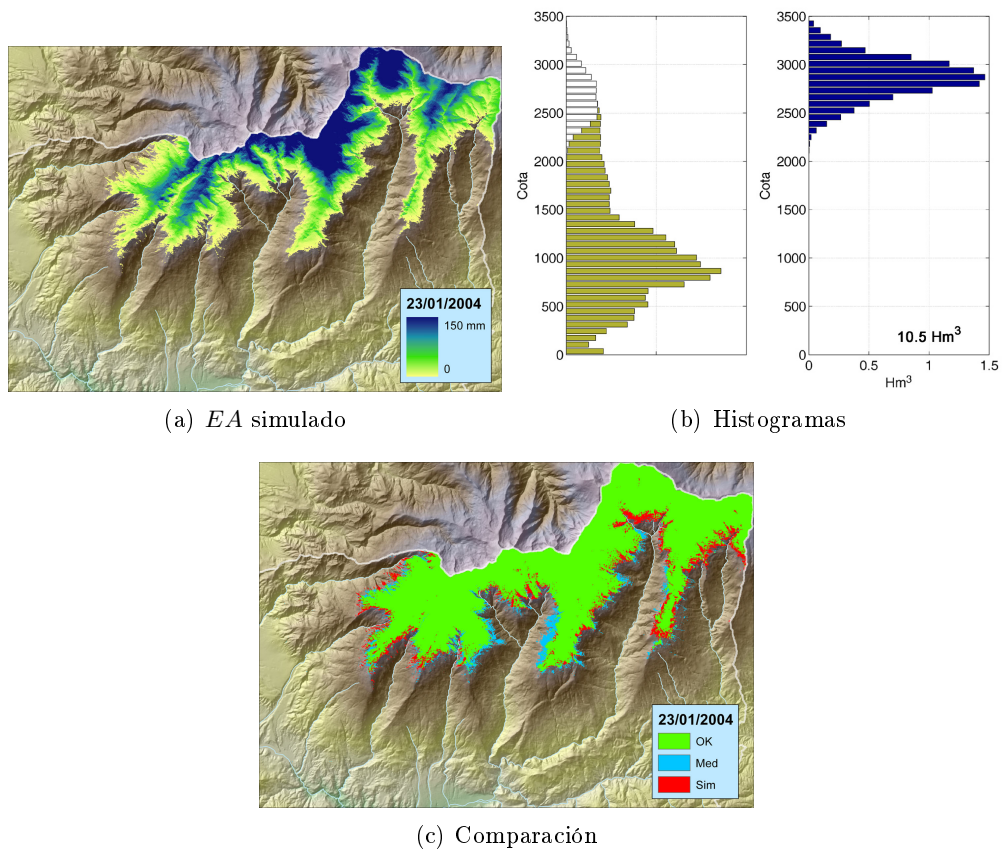


Figura 8.16: Resultados de la simulación de la nieve con el modelo distribuido. 23/01/2004.

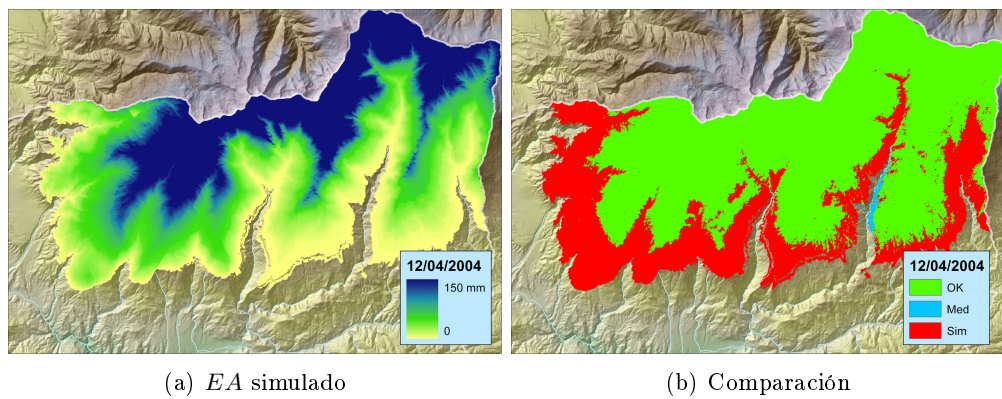


Figura 8.17: Resultados de la simulación de la nieve con el modelo distribuido. 12/04/2004.

La última imagen corresponde al día 1 de julio de 2004. Corresponde con una escasa distribución de nieve en los neveros por encima de 3000 m de altitud, un poco más desarrollados que en el caso de la imagen del 29 de junio de 2003 (figura 8.15). Como en la imagen del año anterior, la simulación no consigue un ajuste demasiado satisfactorio. El índice IS_A se queda en un bajo 0,2, aunque bien es cierto que la cantidad de nieve es

muy pequeña y los tramos mal simulados se suman en torno a los 20 mil, lo cual es un valor bajo comparado con otras imágenes. Al igual que entonces, la parte peor simulada es la cabecera del río Lanjarón, en los neveros más orientales que aún permanecen, en azul en la figura 8.18.b. El exceso de nieve simulada en las cabeceras del río Poqueira y Trevélez no se reflejan, sin embargo, en las medidas.

La misma reflexión que se hizo con la imagen del año anterior es aplicable ahora, en lo referente a los beneficios de una curva de agotamiento variable por tramo y con mayor influencia en las zonas altas.

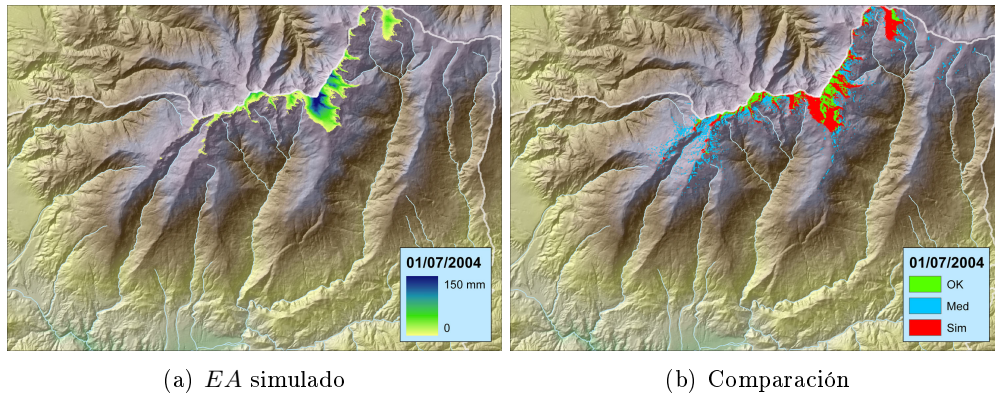
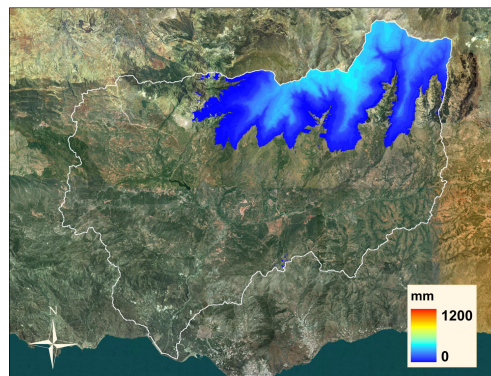


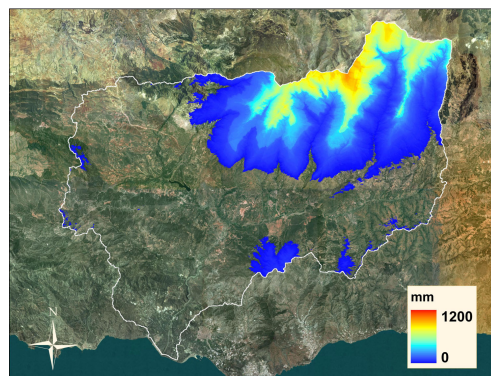
Figura 8.18: Resultados de la simulación de la nieve con el modelo distribuido. 01/07/2004.

8.3. Simulaciones

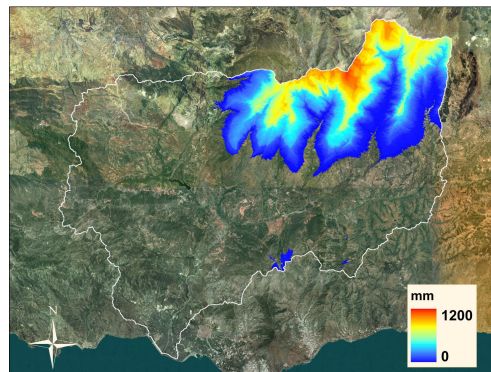
El modelo distribuido permite obtener en cada estado de tiempo mapas de las variables de estado o de los resultados relacionados con el balance de masa y energía de la nieve con la resolución espacial dada por los tramos escogidos para el cálculo. Con la discretización adoptada para el río Guadalfeo se obtienen ficheros ráster con celdas de $30 \times 30 m$. Las primeras simulaciones revelan el potencial del modelo distribuido, capaz de ofrecer no sólo la distribución de la nieve, a modo de foto fija desde el espacio, sino también la cantidad exacta acumulada sobre la superficie. Y ello en un instante determinado o como una evolución a la escala temporal que se le pida. En las figuras 8.19.), 8.19.b y 8.19.c se muestra la distribución de la cantidad de nieve almacenada dentro de la cuenca al final de 3 eventos del invierno de 1996-1997, de pluviometría especialmente destacada. Las imágenes corresponden, respectivamente, al 16 de noviembre (final del evento 911), al 10 de enero (915) y al 24 de enero (917). En la secuencia se aprecia cómo aunque la línea que limita la cota mínima de nieve va fluctuando en función de las temperaturas del último evento, la cantidad de nieve en las cumbres va siempre en aumento, ya que allí la fusión es más limitada.



(a) 16/11/1996



(b) 10/1/1997



(c) 24/1/1997

Figura 8.19: Simulación de la evolución del equivalente de agua de la nieve durante el año hidrológico 1996–1997.

De igual manera, con el modelo distribuido se pueden conseguir datos de evaporación desde la nieve, agua de fusión, precipitación en forma de nieve o energía interna de la capa de nieve a la escala temporal que se desee: hora, día, evento, año o serie de años.

A continuación se presenta el resumen en forma de mapas del año 2004-2005, usado para calibración. Es el mejor representado ya que es el primero que incluye la información de las nuevas estaciones de alta montaña. Supone la extensión a toda la cuenca del año calibrado y ampliamente discutido con el modelo puntual en el apartado 5.6.1. Esto va a permitir descubrir si las conclusiones deducidas en la simulación puntual en el Refugio

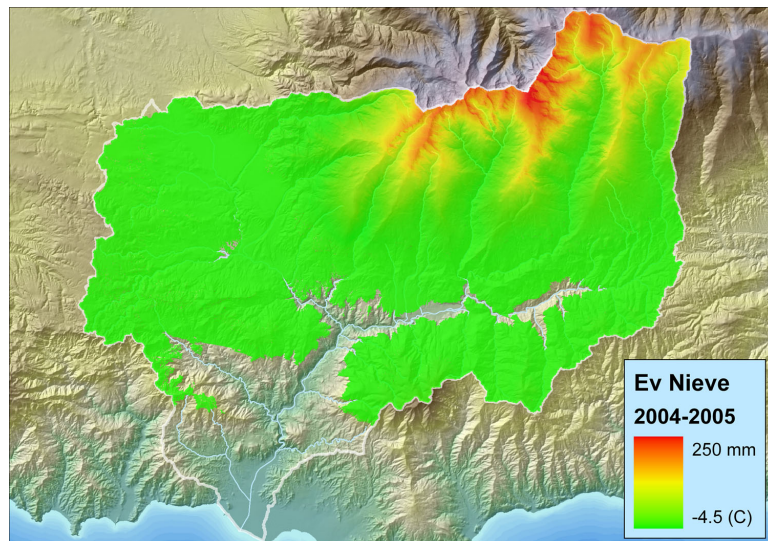


Figura 8.21: Evaporación de la nieve total simulada en la cuenca del Guadalfeo durante el año hidrológico 2004–2005.

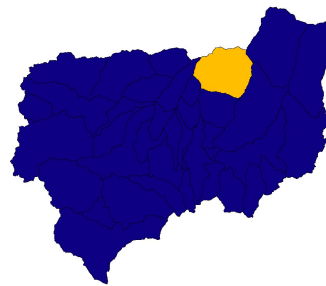


Figura 8.22: Cabecera del río Poqueira. Mapa de situación.

decisiva, pero la falta de medidas en puntos clave como las sierras mencionadas impiden un estudio más profundo. En el promedio de la cuenca se funden 88 mm o 114 Hm^3 , el 82% de lo acumulado. En el alto valor de este porcentaje tienen mucho que ver las borrascas que han dejado nieve a cotas muy bajas y que en seguida se han fundido. En la región de cabecera del río Poqueira (figura 8.22) este porcentaje se reduce al 62%.

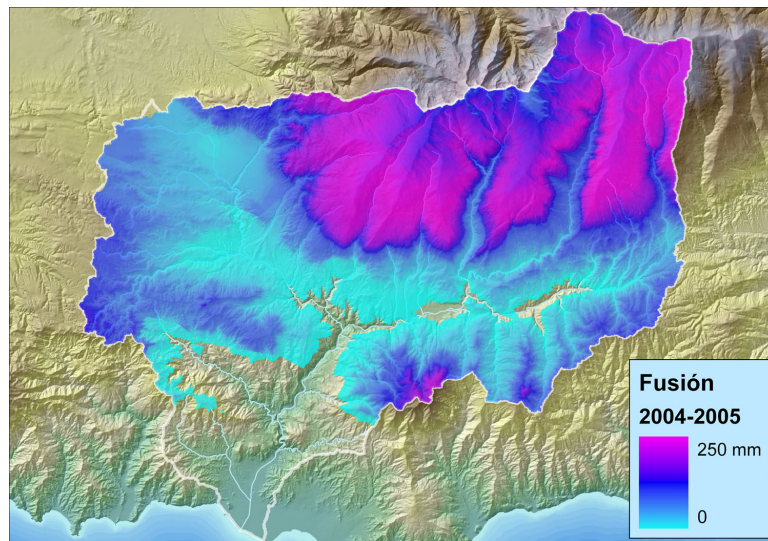


Figura 8.23: Fusión de nieve total simulada en la cuenca del Guadalfeo durante el año hidrológico 2004–2005.

Estos valores obtenidos para el año 2004-2005 no deben ser tenidos en cuenta como valores medios representativos, ya que como se pudo comprobar en el balance puntual (apartado 5.6) la variabilidad en los porcentajes entre años es muy grande. La simulación extendida a toda la cuenca demuestra ahora que esa variabilidad también es enorme en el espacio. Con una importancia creciente con la altura la evaporación puede llegar a suponer el 66 % de la precipitación en forma de nieve en las cumbres, bajando a un 45 % a 2500 *m* y prácticamente a 0 % por debajo de 1500 *m*. Si nos atenemos a los valores medios en la cuenca, si en el 2004–2005 se simula un 18 % de evaporación, en el 2003-2004 este valor se reduce al 10 %, mientras que en el 2002-2003 alcanza un 19 %.

8.4. Conclusiones

La curva de agotamiento ha supuesto una herramienta simple que permite extender el modelo puntual desarrollado en el capítulo 5 en un modelo de área a escala del tramo. Su efecto se deja sentir en la valoración tanto de la superficie como del volumen total acumulado. Lo más destacable de los resultados es comprobar que con distintas formas de la curva de agotamiento es posible alcanzar la representación de una misma área de nieve pero con diferencias apreciables en los volúmenes totales almacenados.

El proceso de calibración y validación mediante imágenes de satélite ha demostrado que, a pesar de que este método no ofrece la posibilidad de realizar una comparación cuantitativa directa del volumen almacenado, sí es cierto que demanda una gran precisión por parte del modelo. En este sentido es más exigente que la calibración a través de caudales, donde los procesos hidrológicos subterráneos tienen mucho peso y difuminan los efectos de los parámetros de calibración. Por su parte, la calibración basada en medidas puntuales no es útil en la definición de unos parámetros a escala del tramo. La valoración cuantitativa de los volúmenes de nieve y su incorporación a la calibración es importante, a pesar de la precisión que ha demostrado el método basado en imagen de satélite, ya que no es capaz de ofrecer información respecto al volumen almacenado. En el futuro deberá intentarse su incorporación mediante otros métodos distintos a los explorados en este trabajo; por ejemplo mediante campañas que midan el *EA* superficial en áreas equivalentes a las de un tramo.

Los resultados finales del balance puntual en el Refugio Poqueira (apartado 5.6) mostraban que la variabilidad en los porcentajes relativos entre la evaporación y la fusión entre años es muy grande. La simulación extendida a toda la cuenca demuestra ahora que esa variabilidad también es enorme en el espacio. Con una importancia creciente con la altura, la simulación del año 2004–2005 indica que la evaporación puede llegar a suponer el 66 % de la precipitación en forma de nieve en las cumbres, bajando a un 45 % a 2500 *m* y prácticamente a 0 % por debajo de 1500 *m*. Si nos atenemos a los valores medios en la cuenca, si en el 2004–2005 se simula un 18 % de evaporación, en el 2003-2004 este valor se reduce al 10 %, mientras que en el 2002-2003 alcanza un 19 %.

La impresión captada durante la calibración y validación mediante las imágenes de satélite ha sido que los principales problemas del modelo se presentan a causa de la definición de las variables de entrada, y no por la formulación del modelo puntual o por su extensión al modelo de área. Los momentos críticos se producen durante la acumulación, donde la temperatura va a determinar la extensión de la nieve, y durante la aparición de vientos de gran intensidad, cuya representación en altura es imposible si no existen datos con el modelo actual de interpolación. En aquellos momentos donde la fusión ha tenido tiempo de actuar y el viento no ha estado demasiado presente se alcanzan, en general, representaciones precisas de la extensión de la capa de nieve.

La simulación de la temperatura durante la precipitación es clave para la correcta simulación de la nieve. Durante los periodos de fusión o acumulación, la representación de la temperatura conseguida parece dar buenos resultados. Pero como ha quedado reflejado en el apartado 8.2, en la separación entre la precipitación en forma de lluvia y de nieve durante borrascas el actual modelo de interpolación es capaz de causar simulaciones erróneas por defecto, por exceso e incluso por ambos a la vez. En general se puede decir que los fenómenos de mezcla de la atmósfera durante las borrascas hacen que el gradiente general de temperatura tenga más peso que las variaciones locales de la misma. El resultado es que al final de una borrasca aparecen distribuciones de

nieve con una cota de nieve bastante homogénea en toda la cuenca. Con esto en mente, resulta atractiva la idea de poder disponer de una variable *cota de precipitación de nieve* asociada a la borrasca, para su uso en el modelo. De este modo la forma de la precipitación se podría asociar a la borrasca, lo cual daría más solidez a la simulación que la que posee actualmente con su dependencia de las temperaturas superficiales y las variaciones locales de las mismas.

En las simulaciones con el modelo distribuido aparece una discrepancia que, aunque de pequeña magnitud, es sistemática en las lomas que se extienden a ambos lados de los valles del río Cádiz, Trevélez y Poqueira. En general, en las divisorias entre los valles orientados en dirección norte-sur, incluido el de Lanjarón. En los fondos de los valles la representación es siempre más precisa. Esto es debido a la influencia del viento, que libre de obstáculos y favorecido por las direcciones predominante O-SO sopla con mucha fuerza en estas zonas de divisoria. Baste como ejemplo la foto 8.24 tomada precisamente en la divisoria entre el valle del río Poqueira y el del río Chico, mirando en dirección sur, donde queda patente la dirección predominante del viento del oeste.



Figura 8.24: Loma de la Atalaya de Soportújar y embalse de Rules al fondo. Efectos del viento.

El efecto que detecta el modelo en estas zonas no es claro, ya que unas veces se favorece la fusión y otras se retrasan. No hay que olvidar que la influencia del viento es favorable al aporte de energía cuando la temperatura ambiente es mayor que la de la nieve, pero también fomenta la pérdida de energía a través de la evaporación, que hace perder masa a la nieve pero aumenta su resistencia a la desaparición. Entre las descripciones *in situ* de la nieve de recogidas en el anejo C se pueden encontrar numerosas referencias a la acción del viento sobre la capa de nieve en estas zonas de divisoria. Este viento propicia la aparición de formas superficiales que afectan a los flujos de masa y energía de formas complejas y no bien descritas. Modifican la rugosidad de la nieve y con ello el propio efecto del viento; alteran la forma superficie de forma compleja; crean capas endurecidas más resistentes a los agentes externos. Estos son fenómenos de difícil incorporación a un modelo. Pero previamente a su estudio detallado, es más importante disponer de un método o de más medidas para poder simular el campo de vientos con mayor precisión a la actual.

La incorporación de la curva de agotamiento permite extender de manera sencilla

el modelo puntual a uno de área sobre el tramo con bastante éxito en las predicciones. Sin embargo, el origen empírico de esta curva no es plenamente satisfactoria dentro de un modelo de base física. El objetivo de futuro debe ser la caracterización de esta curva como una propiedad propia de cada tramo, y no general a toda la cuenca como se ha considerado en este trabajo. Pero sin información a escala inferior de la del tramo es imposible poderla definir consistentemente. Por ello habría que basarse en la topografía de pequeña escala, del orden de metros. De la relación de esta topografía con el campo de vientos podrían valorarse las zonas de sombra al viento a pequeña escala, que junto con las zonas de sombra ante la radiación son las que van a determinar en mayor medida la evolución del EA cuando exista una cobertura parcial de la nieve en el tramo. El análisis de los efectos y de la evolución de la capa de nieve dentro del tramo podría hacerse mediante auscultación *in situ* sobre áreas, mediante cámaras terrestres fijas o mediante imágenes aéreas o de satélite de alta resolución.

Dentro de este estudio futuro que se plantea habría que considerar la posible evolución de la forma de las curvas con la historia de la acumulación. Si en un instante en el que la capa de nieve estuviera próxima a desaparecer se produjera una nueva acumulación, con el modelo actual se mantendría el EA máximo (a partir del cual se define el EA^*) anterior. Esto no sería realista, ya que la nueva distribución formará una capa homogénea, con más propensión a fundirse que una distribución heterogénea ($SC < 1$). Tras la fusión de esta nueva acumulación, la capa anterior retomaría su fusión en el mismo punto que lo dejara previamente. En cierta manera este es un problema de representación de la historia de la nieve, con formación de capas de distinta densidad, rugosidad e incluso extensión en planta. En este trabajo todo ello se ha tenido que simplificar para conseguir la rapidez de cálculo necesaria para un modelo hidrológico completo distribuido. Para estudios más concretos se puede abordar este problema desde la construcción de un modelo de varias capas, una por acumulación, con la inclusión como variable de estado de la fracción de cobertura en el tramo de cada capa.

CONCLUSIONES

En este trabajo de estudio y modelación de la nieve se ha abierto el campo de la hidrología de la nieve a la realidad física de Sierra Nevada, concretamente a la parte sur de la misma contenida en la cuenca del río Guadalfeo. Este acercamiento entre modelo y nieve en Sierra Nevada aporta a ambas partes un grado de novedad. Por un lado, la medida, estudio y análisis de los procesos relacionados con la física de la nieve en la ladera sur de Sierra Nevada no ha gozado de gran desarrollo previo, pudiéndose mencionar tan sólo las medidas puntuales de espesor y densidad dentro del programa ERHIN y los estudios geomorfológicos de glaciares, en cualquier caso más centrados en la ladera norte de la Sierra. Desde el punto de vista del modelo físico de balance de masa y energía, muy extendido y aplicado en otras partes del mundo, el reto y el interés surge de tener como campo de aplicación una región de alta montaña en baja latitud, muy cercana al mar, ubicada en pleno clima mediterráneo con características propias de semiaridez y, además, orientada al sur y, por tanto, con muy elevada insolación.

El resultado obtenido y descrito en este trabajo es por tanto de gran valor en ambos sentidos.

Con respecto a los procesos de acumulación y fusión de nieve:

Los resultados del estudio muestran una nieve muy sometida a la influencia de las variables meteorológicas como consecuencia de la interacción de un clima de alta montaña con otro semiárido mediterráneo. De igual manera que sucede en cuencas marcadas por este carácter semiárido, situadas en lugares tan dispares como California, la cordillera del Atlas, el Teide o el Altiplano de los Andes, la evaporación o sublimación de la nieve adquiere una gran importancia en el balance de masa general. Tanto es así que la evaporación media que se deduce en el punto de control escogido del Refugio Poqueira, a 2500 *m* de altitud durante la campaña 2004–2005, es del 42 % de la precipitación total de nieve. De los 339 *mm* de precipitación total recogida en forma de nieve sobre la superficie en el Refugio Poqueira, sólo 199 *mm* han conseguido fundirse, confirmándose una pérdida importante de recursos hídricos por evaporación. El carácter caprichoso del clima mediterráneo se imprime en el comportamiento de esta evaporación, que sufre gran variabilidad tanto dentro del propio año como entre años distintos. El valor medio comentado para el año 2004–2005 se fundamenta en un registro que alcanza máximos del 80 % en periodos fríos y secos y mínimos del 20 % en momentos de fusión por alta temperatura. Un comportamiento parecido se observa durante el año 2005–2006, pero nuevamente asoma la alteración al año siguiente, donde las circunstancias meteorológicas propician una evaporación media de la nieve durante todo el año de sólo el 20 %, sustentadas por una temperatura elevada y una fusión rápida en respuesta a cada borrasca.

La simulación extendida a toda la cuenca demuestra además que esa variabilidad no es sólo importante en el tiempo, sino también en el espacio. Con una magnitud creciente

en la proporción de la evaporación con la altura, la simulación del año 2004–2005 indica que esta puede llegar a suponer el 66 % de la precipitación en forma de nieve en las cumbres, bajando a un 45 % a 2500 m y prácticamente a 0 % por debajo de 1500 m. Si nos atenemos a los valores medios en la cuenca, si en el 2004–2005 se simula un 18 % de evaporación, en el 2003-2004 este valor se reduce al 10 %, mientras que en el 2002-2003 alcanza un 19 %.

En cuencas de países más septentrionales es común asociar a la nieve la idea de una gran fusión primaveral, idea que se traduce en hipótesis en la formulación de los modelos de temperatura índice. El comportamiento en la ladera sur de Sierra Nevada en lo que a los procesos de nieve se refiere es más impredecible *a priori*, viniendo muy determinado por la secuencia de borrascas y las condiciones meteorológicas entre ellas. La fusión en la región estudiada desarrolla varios ciclos a lo largo de una misma estación húmeda, llegando incluso a desaparecer la nieve entre ellos por su sensibilidad a la meteorología. Destaca la gran importancia del viento tanto en fusión como en evaporación, y de la humedad relativa durante la evaporación, en tal medida que sin la consideración de la influencia de estas dos variables, es imposible obtener una representación consistente de la verdadera relación entre la evaporación y la fusión, ni de la distribución temporal de ambas. Este es el principal problema que surge de la aplicación de los modelos de temperatura índice que simplifican en exceso el problema e intentan explicar el sistema basándose tan solo en la temperatura. La necesidad de un modelo físico en este tipo de cuencas queda demostrada.

Con respecto a la formulación de dichos procesos y su calibración en la zona de estudio:

El modelo distribuido calibrado y validado en este entorno de alta montaña en baja latitud y clima seco se sustenta en unas hipótesis de cálculo y valores de sus parámetros que se resumen en:

- Los factores de corrección del coeficiente de difusividad turbulenta por estratificación Φ_M , Φ_V y Φ_H utilizados en el cálculo de la evaporación E y del intercambio de calor sensible H distorsionan los resultados disminuyendo el intercambio turbulento de forma poco realista. Se considera preferible no utilizarlos en tanto no exista una solución teórica más acertada para este intercambio turbulento.
- El coeficiente de difusión del calor sensible en ausencia de viento kE_{H0} se muestra más importante de lo predicho en trabajos como el de [Jordan et al. \(1999\)](#) en zonas boreales. El valor finalmente asignado ha sido de $6 W/m^2 \cdot K$.
- El valor medio de la rugosidad de la nieve z_0 que se ha tomado es de 2,5 mm.
- Se ha calibrado una nueva expresión empírica para la emisividad de la atmósfera ε_{at} basada en registros superficiales de humedad relativa, temperatura y radiación solar que ofrece mejores resultados en alta montaña que la de [Brutsaert \(1982\)](#).
- Se ha definido un algoritmo iterativo que permite mejorar la simulación de ciertos procesos relacionados con viento fuerte que transcurren a escalas temporales menores que el resto de flujos considerados. Este algoritmo permite aumentar la escala de cálculo sólo en los momentos en que se necesita y se traduce en un evidente aumento de la estabilidad de los resultados.
- El algoritmo iterativo utilizado trabaja con pasos básicos de 1 hora divisibles iterativamente por 2 en los momentos de mayor no-linealidad, con un grado máximo

de iteración de 4 y un incremento de temperatura en estabilidad máximo de $5^{\circ}C$.

- La temperatura media idónea para diferenciar cuándo la precipitación ocurre en forma de nieve o de lluvia ha sido de $1^{\circ}C$.
- La curva de agotamiento calibrada permite transferir las ecuaciones del balance puntual a un modelo de balance en área, entendiendo por área la de cada uno de los tramos homogéneos en que se divide el dominio general resuelto por el modelo distribuido.
- Se han realizado interpolaciones espaciales y distribuciones temporales de las variables meteorológicas necesitadas por el modelo. En su definición se han tenido en cuenta los agentes con influencia en cada una de ellas junto con las escalas temporales a las que actúan. Ello ha permitido proponer métodos de interpolación precisos a la vez que rápidos. Esto es importante con vistas a su incorporación a un modelo distribuido con un elevado número de tramos donde la velocidad de cálculo se convierte en un factor limitante.

FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

Existen una serie de temas planteados a lo largo de este trabajo que no han podido ser agotados y, por tanto, han dejado abiertos distintos caminos que podrían ser explorados con mayor detalle. Alguno para mejorar el conocimiento de la nieve o la modelación realizada, otros para la extensión del estudio a otras regiones fuera de la ladera sur de Sierra Nevada.

Para el caso del modelo puntual:

- El modelo de una capa ha demostrado ofrecer resultados adecuados a los objetivos planteados al inicio de este trabajo. Pero si se quisieran realizar análisis de la nieve de más pequeña escala o estudios de la variación vertical de las variables de estado de la nieve con este modelo, habría que abordar el tema del flujo de agua a través del medio poroso nieve y la incorporación de varias capas (incluso la de la superficie del suelo) al volumen de control de los balances.
- Es necesario un estudio más profundo de la evaporación sobre nieve y del intercambio de calor sensible, revisando las fórmulas físicas que dominan ambos procesos. Hay que prestar especial atención a los coeficientes de difusividad del vapor de agua y la temperatura en ausencia de viento. Sobre todo este último, caracterizado por el parámetro difusividad de calor sensible sin viento kE_{H0} ya ha sido señalado por algunos autores ([Jordan, 1991](#); [Jordan *et al.*, 1999](#); [Koivusalo, 2002](#)) como posible fuente de error en el cálculo del flujo de calor sensible H .
- También hay que contemplar el estudio de la importancia e incorporación en su caso a las fórmulas que rigen la fusión de la nieve de ciertos parámetros de estado de la nieve con importante variación temporal, como son la consistencia, la dureza, la rugosidad superficial y la densidad. Recíprocamente, vista la importancia de la evaporación en esta cuenca, estudiar y relacionar los efectos de los distintos ciclos de fusión y evaporación sobre esos parámetros, especialmente la densidad y la rugosidad.
- Sería interesante profundizar en los valores adoptados por el albedo y la densidad de la nieve y su evolución en el tiempo en función de la historia de acumulación y de flujos sufrida por la capa de nieve. Por su influencia en las ecuaciones constitutivas, esta evolución podría tener consecuencias en los resultados finales.
- Es prioritario abordar la validación de la expresión propuesta para el cálculo de la emisividad de la atmósfera en alta montaña con medidas de radiación de onda larga otras regiones similares. Asimismo puede ser interesante comprobar si esta expresión es aplicable en zonas de valle, y que cambios requeriría para ello, con lo cual su uso podría extenderse a todo el territorio con la utilidad que supone poder

calcular la radiación de onda larga incidente sin tener que depender de medidas de nubosidad que apenas existen.

Y en cuanto al modelo distribuido:

- Algunos de los métodos de interpolación de las variables meteorológicas requieren un estudio más profundo que permita la inclusión de nuevos agentes, o la obtención de relaciones temporales más sólidas. Sobre todo destaca la importancia de la extensión de los registros de viento para la que no es admisible una simple interpolación (Marsh, 1999). Para ello se pueden desarrollar modelos de circulación superficial tridimensional (Liston y Sturm, 1998) o modelos que relacionen los campos de vientos con la topografía y la circulación general Essery (2001). Un modelo de viento de este tipo es básico para conseguir un modelo de fusión distribuido coherente. El modelo debe basarse en medidas de viento más extensas, que incluyan zonas como por ejemplo las Sierras de Lújar, Albuñuelas y Guájares, donde el balance entre fusión y evaporación de la nieve pueden depender drásticamente de la intensidad del viento en ellas.
- La humedad relativa necesita un estudio al nivel del realizado para la temperatura o la precipitación para su interpolación espacial y distribución temporal.
- La simulación de la temperatura durante la precipitación es clave para la correcta simulación de la nieve. Durante los periodos de fusión o acumulación, la representación de la temperatura conseguida parece dar buenos resultados, pero no se puede decir lo mismo de la separación entre precipitación en forma de nieve y de lluvia durante las borrascas, aspecto que resulta crítico para la precisión de la simulación. En general se puede decir que los fenómenos de mezcla de la atmósfera durante las borrascas hacen que el gradiente general de temperatura tenga más peso que las variaciones locales de la misma. El resultado es que al final de una borrasca aparecen distribuciones de nieve con una cota de nieve bastante homogénea en toda la cuenca. Con esto en mente, resulta atractiva la idea de poder disponer de una variable *cota de precipitación de nieve* asociada a la borrasca, para su uso en el modelo durante la generación de precipitación en forma de nieve. Esta cota de nieve puede ser extraída de la información de las imágenes de satélite, como se ha mostrado en el apartado B. Un estudio combinado de las borrascas con este valor podría llegar a asociar una cota de nieve a cada borrasca en función de su tipo, circulación individual y de la distribución espacial de presiones asociada a escala regional, magnitud, radio y/o quizá alguna temperatura superficial de referencia.
- Es necesario un estudio más profundo de las curvas de agotamiento que se han adoptado para trasladar el modelo puntual al tramo. En primer lugar para convertir la curva general definida en este trabajo a una curva particular dentro de cada tramo. Para ello hay que disponer de información topográfica distribuida dentro de cada tramo. Con esta información se debe valorar de alguna manera, por ejemplo a través de gradientes en la altitud o la pendiente, las zonas de sombra al viento y la radiación.

En segundo lugar hay que analizar la posible variabilidad en el tiempo de esta curva de agotamiento propia de cada tramo, considerando que la historia distintos

ciclos de acumulación y fusión pueden afectar de manera importante a la distribución de la nieve dentro del tramo. Esto podría conducir a la necesidad de adoptar un modelo de fusión de nieve de varias capas.

La calibración de los modelos que se desarrollen se podrá abordar a partir de medidas *in situ* del equivalente de agua en áreas o mediante tratamiento de imagen, ya sea con cámaras fijas sobre el terreno o con imágenes aéreas o de satélite de alta resolución.

- Extensión del modelo distribuido de la nieve a otras regiones, empezando por su aplicación a la totalidad de Sierra Nevada. Las particularidades que diferencian la ladera norte de la sur pueden introducir algunos cambios en las formulaciones o parámetros del modelo, pero en cualquier caso la adaptación debería ser sencilla. Esto permite disponer de una herramienta de seguimiento y pronóstico de la nieve para un espacio singular y especialmente sensible, y que se convertiría en la base de otros estudios que trascienden el plano hidrológico más relacionados con ecosistemas, hábitats y especies. El siguiente paso es la aplicación del modelo en otras cuencas con características semejantes, como pueden ser todas las del entorno mediterráneo (sur de Italia, Grecia, Cordillera del Atlas,...) o cualquiera en un entorno caracterizado por un clima seco o baja latitud.
- Tanto los nuevos registros de espesor de nieve y radiación global en la estación meteorológica EST-1 como las medidas de caudal automáticas a la salida del río Poqueira, aportan nuevos datos con los que afinar las calibraciones del modelo puntual y del distribuido. A estos se podrán añadir los sistemas de medición que se consideren más oportunos tan necesarios para conocer con más profundidad los procesos hidrológicos relacionados con la nieve.

ANEJOS

Anejo A

Radiación solar

A.1. Introducción

El cálculo teórico de la radiación solar incidente sobre un punto de la superficie terrestre es posible gracias al preciso conocimiento de su intensidad en origen y de los factores que la afectan a lo largo de su viaje hasta la superficie de la Tierra.

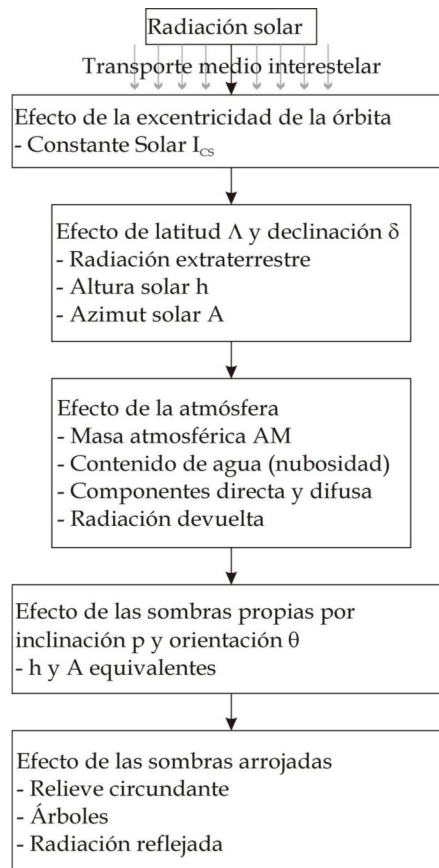


Figura A.1: Etapas del viaje de la radiación solar. Conceptos y factores de influencia.

En el diagrama de la figura A.1 se esquematiza el camino seguido por la radiación solar desde su emisión en la superficie del Sol hasta su llegada a una superficie, ya sea

cubierta de nieve o no. En los siguientes puntos de este anejo se recorre junto a la luz del sol ese camino, analizando los efectos que cada etapa de su recorrido tiene sobre ella.

A.2. Radiación emitida por el sol

El 99,97% de la energía recibida por el sistema Tierra-Atmósfera-Océanos proviene de la reacción nuclear de fisión que tiene lugar en el sol. Esta energía se propaga a través del medio interestelar, sin necesidad de ningún medio material soporte para ello, en forma de radiación electromagnética a la velocidad de la luz c , $\sim 2,998 \cdot 10^8 m/s$. La naturaleza de esta radiación no está unívocamente definida, por lo que en algunas situaciones su comportamiento se debe explicar en términos de partícula (fotón) mientras que en otras debe hacerse en términos de onda. Cada partícula componente de esta radiación contiene intrínsecamente a ella una energía asociada al número de oscilaciones o vibraciones por segundo de la onda, lo que se define como frecuencia¹, f . Cuanto mayor es la frecuencia mayor es la energía interna de la partícula y mayor su poder de penetración en otros cuerpos. Un concepto complementario de la frecuencia para los fenómenos ondulatorios es el de longitud de onda, λ . Su relación con la frecuencia es:

$$\lambda = \frac{c}{f} \quad (\text{A.1})$$

Debido a los pequeños valores que adopta λ en la radiación solar es común expresarlos en micras (μm , $10^{-6} m$) y a veces en ångström (Å , $10^{-10} m$).

El sol irradia en todas las direcciones del espacio con una potencia P de $3,8 \cdot 10^{26} w$. Dado que su diámetro es de $1,39 \cdot 10^9 m$, esto equivale a un flujo de $62,5 MW/m^2$ sobre su superficie. Esta energía no es emitida en todas las longitudes de onda por igual, sino que se distribuye según un espectro de energía radiante en función de λ que tiene una gran similitud con el de un cuerpo negro ideal a 5800 kelvin ² de temperatura, que es la que se estima que tiene el sol en la superficie³ (figura A.3). La ley de desplazamiento de Wien relaciona la temperatura de un cuerpo negro ideal con la longitud de onda a la que la energía radiada es máxima de la forma:

$$\lambda_m \sim \frac{2898}{T} \quad (\text{A.2})$$

donde λ_m es el valor de λ para el que se produce el máximo, en μm , y T es la temperatura del cuerpo negro en *kelvin*. La mayor parte de los fotones emitidos por el sol se encuentran entre $0,3$ y $3 \mu m$, correspondiendo el máximo de emisión a $\lambda_m = 0,49 \mu m$.

Toda esta radiación queda enmarcada dentro del término *onda corta*, estableciéndose el valor de $4 \mu m$ como el límite superior de la misma. La parte de la radiación de onda corta que compone la luz visible para el ser humano se encuentra dentro del intervalo $0,43 \sim 0,69 \mu m$. Del total de la energía emitida por el sol, un 47% se concentra en el intervalo del visible, un 45% en la región del infrarrojo, mientras que el 8% restante corresponde a la región del ultravioleta, la de longitudes de onda inferiores a $0,4 \mu m$.

¹La frecuencia se mide en hertzios; $1 Hz = 1 s^{-1} [T^{-1}]$

²Esta temperatura e intensidad total irradiada por el sol quedan, como se verá más adelante, ligadas por la Ley de Stefan-Boltzmann

³El interior del sol, sin embargo, se encuentra a varios millones de K .

A.3. Radiación en la órbita terrestre

Sabiendo que la distancia media entre el Sol y la Tierra es de $150 \cdot 10^9 m$, se obtiene el flujo medio de energía solar que llega a nuestro planeta:

$$I = \frac{P}{S} = \frac{3,8 \cdot 10^{26}}{4 \cdot \pi \cdot (150 \cdot 10^9)^2} = 1344 W/m^2 \quad (\text{A.3})$$

Este valor coincide con el de la intensidad de radiación solar media anual medida desde satélites, conocida como *constante solar*, I_{CS} , cuyo valor más característico e internacionalmente aceptado es de $1367 W/m^2$ (WMO, 1982; London y Frohlich, 1982). Esta intensidad tiene un valor variable dentro del mismo año ya que la órbita de la Tierra es ligeramente elíptica, variando la distancia del Sol a la Tierra en aproximadamente un 6% a lo largo del año. Entre Diciembre y Enero, cuando la distancia Sol-Tierra es menor (perihelio, 3 de Enero), la intensidad de la radiación en el exterior de la atmósfera llega a alcanzar valores de $1400 W/m^2$. En Junio-Julio, coincidiendo con el mayor alejamiento entre el Sol y la Tierra (afelio, 4 de Julio), su valor se reduce a $1310 W/m^2$. Hay que recordar que no es esta distancia al sol la que determina las estaciones ni la duración del día, sino la desviación del eje de giro de la Tierra con respecto a la normal de su órbita (declinación, δ), que es la causante de que, por ejemplo, en Julio los rayos de sol caigan con mayor perpendicularidad sobre el hemisferio norte que sobre el sur, siendo verano en el primero e invierno en el segundo. Por ello en el hemisferio sur, donde el efecto positivo de ambos factores (declinación y distancia al sol) es coincidente en cuanto a la época del año de ocurrencia, se pueden medir valores de radiación más extremos que en sus puntos homólogos del hemisferio norte.

El valor medio del flujo de radiación solar varía en realidad ligeramente de un año a otro, ya que está afectada por los propios ciclos del sol y por el número de manchas solares, como se aprecia en la figura A.2.

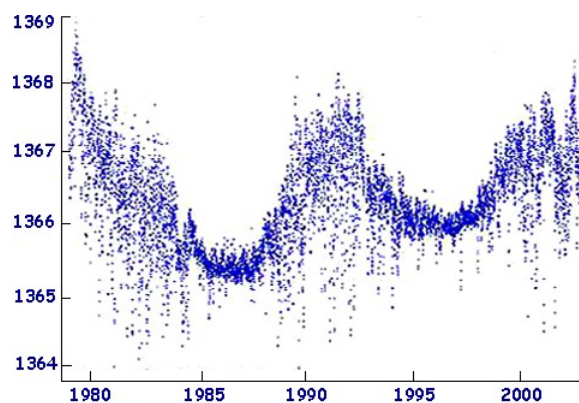


Figura A.2: Valor de la intensidad de radiación solar media sobre la atmósfera terrestre entre 1979 y 2003 en W/m^2 . Fuente: NASA (www.nasa.org)

Para tener en cuenta la variación diaria de la distancia relativa entre el Sol y la Tierra en las ecuaciones que permiten calcular la radiación solar, se declara un parámetro adimensional denominado *corrección por excentricidad*, E_0 . Ya que la intensidad varía

con el cuadrado de esta distancia (ecuación A.3) se define E_0 como:

$$E_0 = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 = 1,000110 + 0,034221 \cdot \cos(\Gamma) + 0,001280 \cdot \text{sen}(\Gamma) + 0,000719 \cdot \cos(2 \cdot \Gamma) + 0,000077 \cdot \text{sen}(2 \cdot \Gamma) \quad (\text{A.4})$$

donde r_0 es la distancia media entre el Sol y la Tierra y r es esa misma distancia en un día cualquiera. Γ es la posición angular de un día del año cualquiera, J .

$$\Gamma = \frac{2 \cdot \pi \cdot (J - 1)}{365} \quad (\text{A.5})$$

J se toma como 1 el día 1 de enero, y se numera sucesivamente el resto de los días del año hasta alcanzar 365 o 366 el día 31 de diciembre. Un análisis más profundo de las expresiones A.4 y A.5 así como de otros puntos contenidos en este anejo puede encontrarse en Iqbal (1983). El flujo de radiación solar en el espacio exterior contiguo a la Tierra, K_{extCS} , queda definida como:

$$K_{CS} = I_{CS} \cdot E_0 \quad (\text{A.6})$$

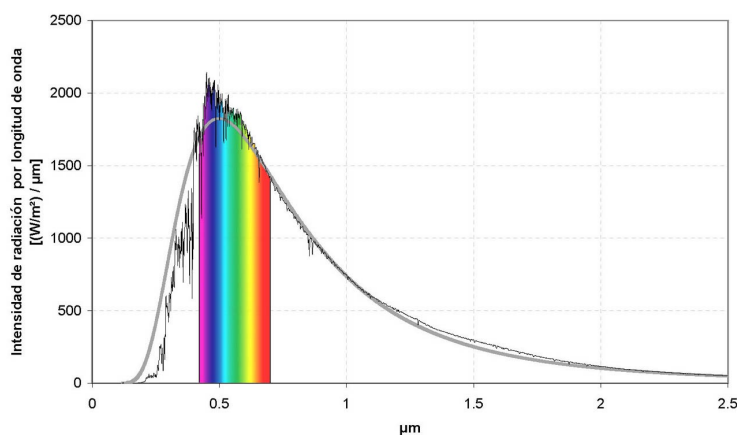


Figura A.3: Espectro AM0 frente a espectro de intensidad de energía de cuerpo negro a 5800 K.

La distribución espectral de la intensidad con respecto a las distintas longitudes de onda emitida por el sol en origen puede ser asimilada a la recogida en el espectro AM0. En la figura A.3 se muestra este espectro comparado con el de un cuerpo negro ideal a una temperatura de 5800 K, que es aproximadamente la que tiene el sol en la superficie. El espectro solar real en el exterior de la atmósfera corresponde con el estándar ASTM E490 AM0 (RReDC, 2005). El espectro del cuerpo negro se obtiene a partir de la fórmula de la distribución de intensidad por unidad de longitud de onda, $dW/d\lambda$, derivada directamente a su vez de la Ley de Planck para la densidad de energía

por longitud de onda, $dE/d\lambda$:

$$\frac{dW}{d\lambda} = \frac{c}{2} \cdot \frac{dE}{d\lambda} = \frac{2 \cdot \pi \cdot h_P \cdot c^2}{\lambda^5 \cdot \left(e^{\frac{h \cdot c}{\lambda \cdot k \cdot T}} - 1 \right)} \quad (\text{A.7})$$

donde h_P es la constante de Planck, $6,626 \cdot 10^{-34} \text{ J/s}$, c es la velocidad de la luz, λ es la longitud de onda, k_B la constante de Boltzmann, $1,381 \cdot 10^{-23} \text{ J/K}$, y T es la temperatura en K del cuerpo negro. Para trasladar este espectro desde la superficie solar hasta la órbita terrestre, basta con redistribuir la potencia total en la nueva superficie. La intensidad por longitud de onda en el exterior de la atmósfera terrestre, $(dW/d\lambda)_T$, queda:

$$\left(\frac{dW}{d\lambda} \right)_T = \frac{dW}{d\lambda} \cdot \left(\frac{r_o}{r_S} \right)^2 \quad (\text{A.8})$$

donde r_S es el radio del sol $\sim 0,7 \cdot 10^9 \text{ m}$ y r_o es la distancia media entre el Sol y la Tierra, $\sim 150 \cdot 10^9 \text{ m}$, una Unidad Astronómica, UA .

A.4. Radiación en la superficie de la Tierra sin atmósfera

Aún dentro de la escala planetaria y antes de abordar la influencia de la atmósfera existe un último factor que determina la radiación total incidente sobre un plano horizontal en una zona concreta de la superficie terrestre. Situados sobre un punto concreto de la superficie terrestre, el disco solar traza una trayectoria determinada a través de la bóveda celeste. Esta trayectoria viene determinada por la latitud de ese punto y la declinación correspondiente a cada fecha concreta dentro del año. La rotación de la Tierra se produce en torno a un eje que está inclinado $23,5^\circ$ con respecto a la normal al plano de la órbita terrestre, llamado eclíptica. La *declinación*, δ , es la desviación del eje con respecto a la vertical en la dirección de la recta Sol-Tierra, desviación que va variando con el movimiento orbital de la Tierra. Una manera de definir la declinación si se tuviera una visión a escala planetaria de la superficie de la Tierra sería como la latitud en la que el sol se puede encontrar justo en el cénit en el momento del mediodía solar. La declinación varía a lo largo del año entre $+23,5$ y $-23,5$, marcando respectivamente los solsticios de verano (21/22 de junio) e invierno (21/22 de diciembre). Conocida la órbita terrestre de acuerdo a las Leyes de Kepler, y aunque variable entre años, la declinación durante un año se puede aproximar con:

$$\begin{aligned} \delta = & 0,006918 - 0,399912 \cdot \cos(\Gamma) + 0,070257 \cdot \text{sen}(\Gamma) \\ & - 0,006758 \cdot \cos(2 \cdot \Gamma) + 0,000907 \cdot \text{sen}(2 \cdot \Gamma) \\ & - 0,002697 \cdot \cos(3 \cdot \Gamma) + 0,00148 \cdot \text{sen}(3 \cdot \Gamma) \end{aligned} \quad (\text{A.9})$$

donde δ se resuelve en radianes y Γ proviene de la expresión A.5.

Para un hipotético observador fijo sobre un plano horizontal a una latitud Λ , la posición del sol en cada instante queda determinada por dos valores, llamados coordenadas solares: la *altura solar* h_S , y el *azimut solar* A_S (figura A.4). La altura solar es el ángulo

que forma la línea observador-Sol con el plano horizontal. A veces se sustituye por su complementario, el ángulo cenital. El azimut solar A_S , es el ángulo que forma la proyección horizontal de la línea observador-Sol con el sur (para el hemisferio norte), medido positivamente en sentido horario. Estas coordenadas son la expresión de la trayectoria del sol por el firmamento desde el sistema de referencia estático del observador. Este movimiento se desarrolla sobre un plano paralelo al eje E-O, sobre el que el sol avanza a una velocidad constante. El ángulo solar ω_S indica la posición actual del sol sobre su trayectoria, contada a partir del punto de máxima altura solar (mediodía solar y sur en proyección) y positivo hacia el atardecer.

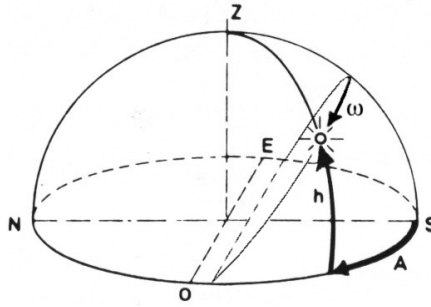


Figura A.4: Coordenadas Solares (altura h_S , azimut A_S y ángulo solar ω_S). Modificado de: [Censolar \(1997\)](#)

Las coordenadas solares se pueden determinar fácilmente para cada instante conociendo la latitud del observador y la declinación del día, con las expresiones:

$$\text{sen}(h_S) = \text{sen}(\Lambda) \cdot \text{sen}(\delta) + \cos(\Lambda) \cdot \cos(\delta) \cdot \cos(\omega_S) \quad (\text{A.10})$$

$$\omega = W \cdot t \quad (\text{A.11})$$

$$\cos(A_S) = \frac{\text{sen}(h_S) \cdot \text{sen}(\Lambda) - \text{sen}(\delta)}{\cos(h) \cdot \cos(\Lambda)} \quad (\text{A.12})$$

donde δ es la declinación, Λ la latitud, W la velocidad de rotación de la Tierra ($15^\circ/\text{hora}$ o su expresión equivalente de acuerdo a las unidades empleadas) y t la hora del día contada a partir del mediodía solar ($t = 0$), con valor negativo para el tiempo anterior y positivo para el posterior. El mediodía solar, momento del día de máxima altura solar, en el que la sombra de una varilla vertical marca la dirección N-S del meridiano, no coincidirá con el mediodía de la hora civil por tres factores distintos. El principal es el conocido adelanto de la hora civil con respecto a la hora GMT de referencia, que en España es de 1 hora en otoño/invierno y de 2 horas en primavera/verano. El segundo es un valor fijo que se debe a la distancia entre el punto de observación y el meridiano de referencia con respecto al cual se fija la hora, y es igual a la diferencia de longitud en grados entre ambos dividida por W . Por último, hay que tener en cuenta que la duración del día completo no es constante a lo largo del año ni entre años, por lo que la hora solar sufre adelantos y retrasos conocidos de aproximadamente 15 minutos a lo largo de un año de acuerdo a la denominada ecuación del tiempo:

$$E_T = 0,000075 + 0,001868 \cdot \cos(\Gamma) - 0,032077 \cdot \text{sen}(\Gamma) - 0,014615 \cdot \cos(2 \cdot \Gamma) - 0,04089 \cdot \text{sen}(2 \cdot \Gamma) \quad (\text{A.13})$$

donde E_T son los radianes de diferencia entre el mediodía real y el medido por el reloj y Γ proviene de la expresión A.5. Para pasar el valor de E_T a tiempo basta con dividir por W . Valores positivos significan adelantos del sol con respecto a la posición esperable según el reloj. Aunque aquí se defina como constante, en realidad esta expresión cambia entre años, pudiendo llegar a alcanzar una diferencia de 20 segundos.

La trayectoria del sol sobre la bóveda celeste dibujada a partir de sus coordenadas solares (figura A.4) en cada lugar y para cada día es importante porque determinará la cantidad total de energía radiante máxima que en condiciones meteorológicas favorables podrá ser recibida por una superficie horizontal para cada día del año. Las ecuaciones A.10 y A.12 definen esta trayectoria para cada día, mientras que la ecuación A.11 permite introducir la variación temporal dentro del día. Cuando el valor de h es negativo, el sol está fuera de la bóveda celeste dominada por el observador en una latitud y para un día del año determinados (el día del año cambia la declinación δ según la expresión A.9). El valor de h nulo define la hora de salida y puesta del sol, simétricas respecto al mediodía solar en esta aproximación que considera la declinación constante durante todo el día. La altura solar máxima h_S^{max} (en el mediodía solar), el azimut solar máximo (en el ocaso⁴) y la duración del día t_d se pueden obtener como:

$$h_S^{max} = \frac{\pi}{2} + \delta - \Lambda \quad (\text{A.14})$$

$$\cos(\omega_S^{ocaso}) = -tg(\delta) \cdot tg(\Lambda) \quad (\text{A.15})$$

$$t_d = \frac{2 \cdot \omega_S^{ocaso}}{W} \quad (\text{A.16})$$

donde δ es la declinación, Λ la latitud, ω_S^{ocaso} el ángulo solar en el ocaso y W la velocidad de rotación de la Tierra. Para valores elevados de la latitud, la expresión $tg(\delta) \cdot tg(\Lambda)$ puede tomar valores mayores que 1, lo que en realidad está significando (y en este sentido habrá de corregirse el resultado de A.15 y A.16) que o no sale el sol o no se pone ($t_d = 24$ o $t_d = 0$ horas).

Aplicando todos los conceptos definidos en este apartado, el flujo de radiación solar sobre un plano horizontal a nivel de la superficie terrestre K_{ext} , para una latitud, día del año y hora solar con respecto al mediodía dados, en ausencia de atmósfera (radiación extraterrestre), queda definida como:

$$K_{ext} = I_{CS} \cdot E_0 \cdot sen(h_S) \quad (\text{A.17})$$

donde I_{CS} es la constante solar, $1367 W/m^2$, E_0 es la corrección por excentricidad de la expresión A.4 y h_S la altura solar definida en A.10.

La integración de esta ecuación para un día completo, entre la salida y la puesta de sol, permite calcular la radiación máxima $K_{ext}^{día}$ que podría recibir una superficie

⁴El azimut durante el orto o amanecer será igual al del ocaso con el signo menos

horizontal en ausencia de atmósfera. Usando A.10, A.11, A.15 y A.17 se obtiene:

$$\begin{aligned}
K_{ext}^{día} &= \int_{-t_d/2}^{t_d/2} K_{ext} dt \\
&= I_{CS} \cdot E_0 \cdot \frac{2}{W} \cdot [\text{sen}(\delta) \cdot \text{sen}(\Lambda) \cdot \omega_S^{ocaso} + \text{cos}(\delta) \cdot \text{cos}(\Lambda) \cdot \text{sen}(\omega_S^{ocaso})]
\end{aligned} \tag{A.18}$$

Para calcular la radiación incidente acumulada entre dos horas cualquiera de un día $K_{ext}^{t_2-t_1}$:

$$\begin{aligned}
K_{ext}^{t_2-t_1} &= \int_{t_1}^{t_2} K_{ext} dt \\
&= \int_{t_1}^{t_2} I_{CS} \cdot E_0 \cdot (\text{sen}(\delta) \cdot \text{sen}(\Lambda) + \text{cos}(\delta) \cdot \text{cos}(\Lambda) \cdot \text{cos}(W \cdot t)) \cdot dt \\
&= I_{CS} \cdot E_0 \cdot [\text{sen}(\delta) \cdot \text{sen}(\Lambda) \cdot (t_2 - t_1) + \\
&\quad + \text{cos}(\delta) \cdot \text{cos}(\Lambda) \cdot \frac{1}{W} \cdot (\text{sen}(W \cdot t_2) - \text{sen}(W \cdot t_1))]
\end{aligned} \tag{A.19}$$

siendo $|t_2| \leq t_d/2$ y $|t_1| \leq t_d/2$.

A.5. Efecto de la atmósfera

La transmisión de las ondas electromagnéticas a través de un medio como la atmósfera terrestre provoca que la reflexión de las nubes y la absorción de parte de esta radiación por las distintas moléculas suspendidas en la atmósfera reduzcan la energía total capaz de alcanzar la superficie de la Tierra, tanto en valor total como en su distribución espectral. En la situación más favorable de un día totalmente despejado es imposible superar en la superficie terrestre y al nivel del mar el valor de 1100 W/m^2 , y rara vez se pueden medir más de 1000 W/m^2 salvo en localizaciones situadas en altura. Las longitudes de onda más afectadas relativamente por este filtro atmosférico son precisamente las correspondientes al ultravioleta, que prácticamente desaparecen del espectro de energía de la radiación solar medida ya sobre la superficie en virtud de la gran absorción que muestran las moléculas de O_2 y O_3 para longitudes de onda por debajo de $0,3 \mu\text{m}$. La absorción de otros gases atmosféricos, como el CO_2 y el H_2O , provocan asimismo la desaparición casi completa de ciertas bandas del infrarrojo cercano del espectro solar. El hecho de que la energía que alcanza la superficie se concentre en un rango de longitudes de onda muy próximo al que compone el de la luz visible para el ser humano, no es más que un reflejo de su perfecta adaptación a la vida diurna. En la figura A.5 se compara el espectro sobre la atmósfera con el espectro que se podría encontrar en una latitud como la de Granada para un día de primavera. En ella se aprecia como en ciertas bandas de longitudes de onda se inhibe la intensidad de radiación incidente sobre la superficie tras su paso por la atmósfera. El intervalo del visible aparece coloreado para su mejor apreciación. No es desdeñable, sin embargo, la cantidad de energía que lo hace en forma de radiación infrarroja, en torno a un 40 % del total.

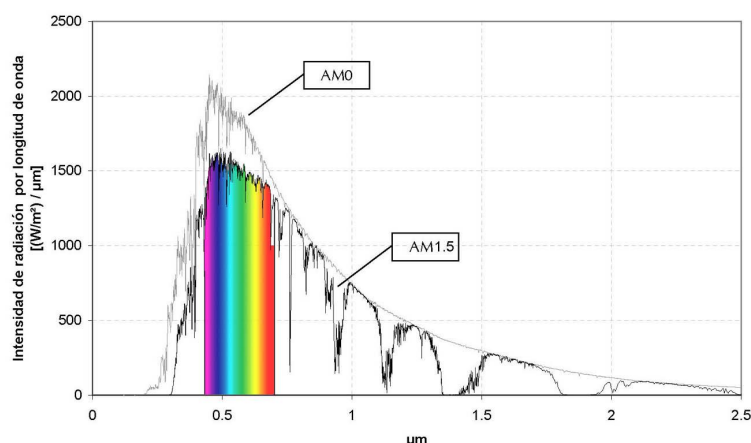


Figura A.5: Espectro AM1.5 en la superficie terrestre frente a espectro AM0 sobre la atmósfera.

A.5.1. Radiación directa y difusa

Aquella parte de la radiación que no es reflejada ni absorbida por las moléculas de la atmósfera alcanza la superficie de la Tierra. Aquellos fotones que la alcanzan manteniendo la trayectoria recta desde el disco solar, es decir, que no han sufrido ninguna desviación al chocar con alguna partícula atmosférica, forman la parte de la radiación denominada *directa*. Esta definición surge como contraposición a esa otra radiación *difusa* que precisamente ha sufrido en algún momento ese cambio de dirección por colisión. Por esta causa la radiación difusa parece provenir de cualquier punto de la bóveda celeste y no necesariamente del sol, de donde en realidad procede. Sin este fenómeno, el cielo sería negro aún durante el día y nada impediría ver las estrellas compartiendo el cielo con el sol a mediodía. Y precisamente el hecho de que se vea el cielo de color azul está indicando que la difusión afecta en mayor medida a las menores longitudes de onda, que por su mayor vibración y recorrido tienen más posibilidades de sufrir esas colisiones.

La figura A.6 muestra la distribución anual de la radiación directa y difusa medida en Málaga. La relación entre ambas es, como es natural, mayor en invierno (con una relación 1,8 : 1) por la mayor presencia de nubes que reducen e incluso eliminan por completo la radiación directa. En verano esa relación disminuye (3,2 : 1). La radiación difusa media supone aproximadamente un tercio de la radiación total recibida a lo largo del año.

A.5.2. Masa atmosférica

La importancia y la distribución espectral de la energía de cada una de las componentes en que se divide la radiación original al atravesar la atmósfera, va a depender de la longitud que deban recorrer los fotones a través de este medio y de la composición del mismo, muy variable sobre todo en el contenido de vapor de agua. La longitud del camino de los fotones a través de la atmósfera hasta la superficie de la Tierra se puede expresar en función de la altura solar o de su complementario, *ángulo cenital* θ , como se puede comprender claramente a partir de la figura A.7. Cuando el sol se encuentra

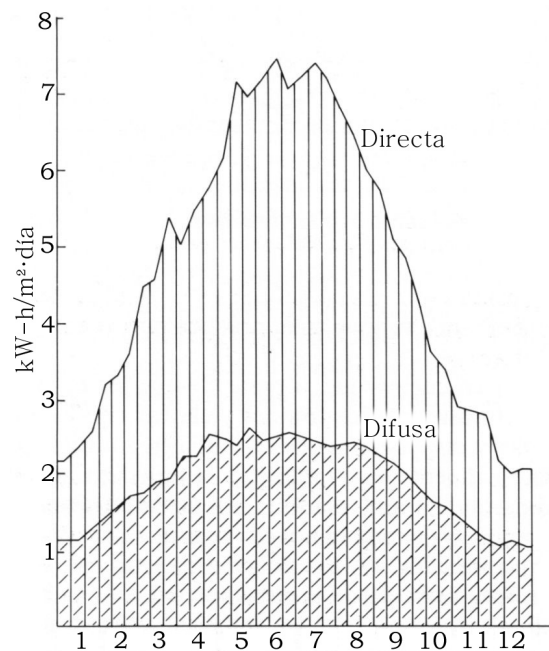


Figura A.6: Distribución anual de la radiación directa y difusa medida en Málaga.
Fuente: [Censolar \(1997\)](#)

exactamente en el cénit de un lugar al nivel del mar, los fotones deben recorrer un camino de longitud igual al espesor de la atmósfera. A la radiación que llega a la superficie en esta situación y bajo unas condiciones climatológicas idealmente favorables bien determinadas se la denomina *Masa Atmosférica 1* (*Air Mass 1*, *AM1*). De igual forma, la radiación en la superficie de la atmósfera es *AM0* al no pasar por atmósfera alguna (ver figura A.3), y la radiación sobre el suelo cuando la altura solar es de $41,8^\circ$ ($\theta = 48,2^\circ$) es *AM1,5*, ya que en esta situación el camino recorrido por los fotones equivale a 1,5 veces el espesor de la atmósfera.

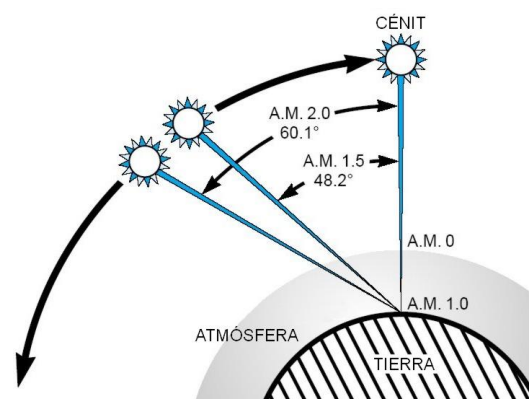


Figura A.7: Camino de los fotones en la atmósfera en términos de Masa Atmosférica.
Fuente: *Oriel Instruments*

Una aproximación precisa de la masa atmosférica m en función de la altura solar y de la presión atmosférica del punto de observación se puede encontrar en [Kasten y Young \(1989\)](#).

Con la relación entre la masa atmosférica y la transmisividad de la atmósfera se puede calcular la reducción de la intensidad de radiación por el efecto de la atmósfera bajo condiciones climatológicas ideales y con ello la radiación solar total incidente con cielo despejado K_{CS} (Kasten, 1996; Page, 1996; Hammer *et al.*, 2003).

A.5.3. Nubosidad

La cuantificación de la concentración variable de cada uno de los componentes atmosféricos involucrados en la absorción y reflexión de la radiación es muy complicada y difícil de plasmar en relaciones que no sean empíricas. El nivel de contaminación de un entorno rural o urbano, la presencia de partículas en suspensión a causa de algún fenómeno natural (incendio, viento, volcán, ...) y, sobre todo, la cantidad de vapor de agua en forma dispersa (humedad) o concentrada (nubes) influyen decisivamente en la radiación finalmente transmitida hasta la superficie terrestre y en la proporción entre las fracciones directa y difusa de la misma.

De todos ellos, el último fenómeno enumerado es el más importante en cuanto a efecto reductor de la nubosidad en condiciones no extraordinarias (catástrofes naturales o accidentes). La nubosidad determina en gran parte la cantidad total de radiación solar que alcanza la superficie de la tierra. Sin embargo el modelado de la misma y el estudio detallado de sus efectos se complican al comprender que su influencia viene determinada por una gran cantidad de variables que no son fáciles de conocer: altura a la que se encuentran las nubes, su tipo, densidad, su grado de desarrollo, ... Este hecho de por sí ya provoca que no sea una tarea evidente determinar la influencia de la nubosidad sobre radiación solar; pero además a ello hay que añadir que el efecto no es el mismo sobre la radiación difusa que sobre la radiación directa. Puede admitirse la hipótesis de que la radiación directa sufra una disminución proporcional a la fracción de cielo cubierto; sin embargo la radiación difusa comienza por sufrir un aumento con nubosidades bajas⁵ para luego disminuir también, aunque no en la misma proporción, con nubosidades mayores.

La fracción de cielo cubierto de nubes suele expresarse en porcentaje, refiriéndose también a ella como índice de nubosidad N (también denominado *cloud index CI*). Hay veces, sin embargo, en las que su cuantificación se hace en unas unidades denominadas *oktas* (del griego *okto*, ocho) que caracterizan la nubosidad con un número entero del 0 al 8 ambos inclusive que pretende indicar la cantidad de cielo cubierto por ella. En cualquier caso este valor de nubosidad tradicionalmente se ha venido obteniendo por medios visuales directos a cargo de observadores especializados, por lo que no son medidas de la que se disponga con demasiada frecuencia. Además su subjetividad es muy grande. En este punto hay que destacar el papel que la teledetección puede tener en la medición de esta variable, puntualmente contrastada ya hoy en día (Zelenka *et al.*, 1999; Long y Ackerman, 2000; Pérez *et al.*, 2002; Ananasso *et al.*, 2003). Un interesante ejemplo son los estudios de Hammer *et al.* (2003) sobre imágenes del METEOSAT que por su resolución temporal de 30 *min* y espacial de 2,5 *km* ya abordan unas escalas adecuadas para el estudio de la nubosidad.

⁵Este aumento de la radiación difusa es muy evidente con nubosidades tenues de tipo neblinoso, situaciones en las que popularmente se dice que hay resol queriendo indicar que la luminosidad excesiva multidireccional causada por la radiación difusa molesta a la visión.

A.5.4. Índice de Claridad

En un día despejado de atmósfera limpia y a nivel del mar la radiación máxima esperable en la superficie es un porcentaje variable sobre la radiación extraterrestre, relacionado con la masa atmosférica y la proporción de gases en la atmósfera. Según distintos autores este porcentaje se puede situar de manera muy general en torno al 80% en latitudes como la de la Península Ibérica (Censolar, 1997; González *et al.*, 2003). El cociente entre la radiación medida y la radiación extraterrestre teórica acumuladas durante un día se denomina índice de claridad IC

$$IC = \frac{K_i^{\downarrow \text{día}}}{K_{ext}^{\text{día}}} \quad (\text{A.20})$$

por lo que representa la fracción de radiación total de onda corta recibida durante un día $K_i^{\downarrow \text{día}}$ con respecto a la máxima que en teoría podría ocurrir en ausencia de atmósfera $K_{ext}^{\text{día}}$.

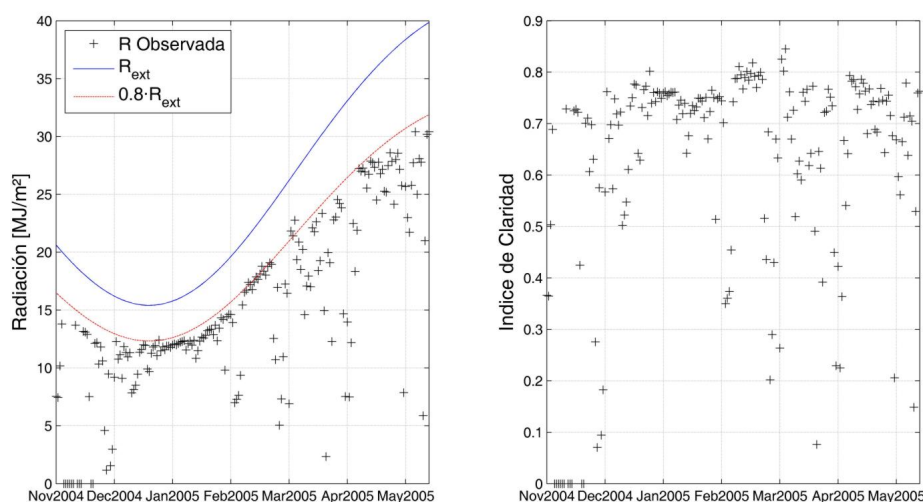


Figura A.8: Radiación solar diaria medida en el Refugio Poqueira (2500 m) nov/2004-mar/2005. a) Radiación medida frente a radiación extraterrestre estimada. b) Índice de claridad.

En la figura A.8 se muestra un estudio realizado sobre los registros de radiación obtenidos con un piranómetro en una estación situada a 2500 m de altitud en el valle del Río Poqueira, en la zona sur de Sierra Nevada. La influencia de la orientación, pendiente y vegetación es despreciable en dichas medidas.

En el gráfico A.8.a se representa la radiación extraterrestre diaria calculada según la expresión A.18 frente a la radiación medida, marcándose asimismo el valor correspondiente al 80% de esa radiación extraterrestre. En A.8.b se representa el índice de claridad diario IC . Se puede observar cómo su valor se sitúa entre 0,7 ~ 0,8 para los días despejados, pudiendo llegar a bajar de 0,2 o incluso 0,1 en los días muy nublados.

A.6. Radiación sobre la nieve

Una vez alcanzado un valor de la radiación a nivel de superficie en una latitud y para una declinación conocidas, tras su paso por la atmósfera con unas condiciones meteorológicas cualquiera, sobre un plano horizontal y sin obstáculos, ya sólo falta considerar los efectos que a nivel superficial pueden modificar esta intensidad de radiación incidente o *irradiancia*.

Por un lado está el efecto que se produce sobre la radiación cuando la superficie no es horizontal. Por otro lado aparecen las sombras proyectadas sobre la superficie, que pueden deberse a la propia topografía en y en torno al punto de medición o a algún tipo de cobertura vegetal.

A.6.1. Radiación sobre plano inclinado

Hasta este momento las ecuaciones se han planteado bajo la hipótesis de que la superficie receptora de los rayos solares era horizontal y paralela a la superficie de la Tierra. Sin embargo, lo más habitual es que la superficie de la zona de estudio esté desviada respecto a esta situación, es decir, que el vector normal a ella no sea vertical y forme un ángulo con el cénit del lugar. Si consideramos un tramo homogéneo plano a aquel con la misma desviación del cénit en toda su extensión, su orientación se puede definir geoméricamente como un giro en el espacio de toda la superficie respecto a un punto fijo, que será el de observación. Ese giro tridimensional se puede descomponer en dos giros planos respecto a los ejes de coordenadas que se elijan. Un caso particular son aquellos ejes que establecen como giros significativos la pendiente y el azimut de la línea de máxima pendiente del tramo.

Debido a la orientación o desviación del cénit de la normal a la zona de estudio, se produce un efecto sobre la radiación solar que es distinto para la radiación difusa que para la directa por la distinta naturaleza de ambas.

Para la radiación difusa lo más importante es que parte de la bóveda celeste queda oscurecida por la propia superficie, por lo que la intensidad total incidente quedará reducida. El efecto de la propia pendiente sobre el sombreado y ocultamiento del firmamento se incluye en el siguiente apartado.

En el caso de la radiación directa, el efecto sobre la radiación incidente sobre un plano inclinado es un cambio en las coordenadas solares con respecto a las que percibiría sobre un plano horizontal. Se define un nuevo sistema de coordenadas local al plano como el de un observador sobre el plano, de pie perpendicularmente al mismo y mirando en la dirección de la máxima pendiente. Las nuevas altura h'_S y azimut A'_S en el nuevo sistema de coordenadas son:

$$\begin{aligned} \text{sen}(h'_S) = & [\text{sen}(\Lambda) \cdot \cos(S_t) - \cos(\Lambda) \cdot \text{sen}(S_t) \cdot \cos(-A_t)] \cdot \text{sen}(\delta) \\ & + [\cos(\Lambda) \cdot \cos(S_t) - \text{sen}(\Lambda) \cdot \text{sen}(S_t) \cdot \cos(-A_t)] \cdot \cos(\delta) \cdot \cos(\omega_S) \quad (\text{A.21}) \\ & + \cos(\delta) \cdot \text{sen}(S_t) \cdot \text{sen}(-A_t) \cdot \text{sen}(-\omega_S) \end{aligned}$$

$$A'_S = A_S - A_t \quad (\text{A.22})$$

donde S_t es la pendiente del plano, A_t la orientación medida de igual manera que A_S (figura A.4) y el resto de parámetros los de las expresiones equivalentes sobre planos horizontales A.10 y A.12. La radiación incidente sobre el plano inclinado K'_{ext} de la expresión A.17 se ve afectada de la siguiente forma:

$$K'_{ext} = I_{CS} \cdot E_0 \cdot \text{sen}(h'_S) = K_{ext} \cdot \frac{\text{sen}(h'_S)}{\text{sen}(h_S)} \quad (\text{A.23})$$

Hay que tener en cuenta que a pesar del cambio de coordenadas y la variación en la radiación instantánea incidente, siguen siendo válidos los límites del día $-t_a/2 \sim t_a/2$ marcados por la expresión A.16.

Las consecuencias de este cambio de coordenadas son dos. En primer lugar que siempre que el azimut de la línea de máxima pendiente no esté orientado al sur, se reducirán el número de horas de sol. Independientemente de ello, la altura solar cambia, pudiendo ser mayor o menor que la altura solar sobre la superficie horizontal. En resumen, la trayectoria del sol por la bóveda celeste de referencia para el plano inclinado cambia con respecto a la del plano horizontal, pudiendo la irradiancia instantánea aumentar en ciertos momentos del día.

A.6.2. Sombreamiento

Las sombras debidas al relieve cambian a lo largo del día y del año en función de las coordenadas solares instantáneas (expresiones A.10 y A.12), de las sombras propias que se producen cuando $h'_S < 0$ (expresión A.21) y de las sombras proyectadas por la topografía circundante. Este último fenómeno es puramente geométrico y es fácil definir un algoritmo que, basándose en un Modelo Digital de Elevaciones calcule las zonas de sombra y de luz para una posición fija del sol (Dozier y Frew, 1990; González *et al.*, 2003). Este algoritmo conduce al cálculo de la altura del horizonte en un número determinado de direcciones características. El efecto del sombreado descrito actúa sobre la radiación directa. Pero la fracción difusa de la radiación también sufre un efecto de sombra por el ocultamiento por parte de la topografía de la cantidad de bóveda celeste visible desde el punto de observación. La utilización de un modelo anisótropo (radiación difusa mayor en la proximidad del sol) o isótropo (radiación difusa uniforme en toda la bóveda celeste) conducirá a fórmulas más o menos complejas para el cálculo de la radiación difusa y su ocultamiento (ver Iqbal, 1983). En el mismo trabajo de Dozier y Frew (1990) se detalla el cálculo del *Sky View Factor*, que permite incorporar el efecto de la topografía en el cálculo de la radiación difusa.

Otro fruto de la existencia de topografía rodeando el punto de estudio es la existencia de la radiación reflejada (Liu y Jordan, 1963). Se define como aquella radiación global reflejada por el terreno circundante que, por un juego de orientaciones favorables, acaba incidiendo en el terreno de interés. Se puede calcular simplificadaamente a partir del *SVF* y del albedo del terreno circundante (Dozier y Frew, 1990). En el caso de la nieve, al tener un albedo tan elevado, puede jugar un papel destacado en algunos casos particulares. El efecto del relieve sobre la radiación es máximo en terrenos abruptos y orientados al sur, como es el caso de la ladera sur de Sierra Nevada, donde los juegos de sombras y reflexiones son mayores.

El efecto sombreador de la vegetación es aproximadamente constante a lo largo del día, aunque puede variar durante el año en función de la densidad de dicha vegetación si

esta es caducifolia. Existen expresiones que tratan de reflejar su efecto sobre la radiación, como en [Croley \(1989\)](#). Pero la variación en los resultados según el tipo de árbol, arbusto o planta, edad, época del año, tipología de bosque y otros parámetros hacen que la generalización de este tipo de aproximaciones sea muy complicada.

Anejo B

Mapas de nieve a partir de imágenes satélite Landsat

El rendimiento que en el campo de la hidrología de la nieve se puede obtener a partir de las fotografías multispectrales de la superficie terrestre, captando el visible y el infrarrojo cercano con sensores remotos desde satélite, es apreciable. Ya hace varias décadas que estos instrumentos se aplican para la medición del área ocupada por la nieve (Rango e Itten, 1976). Más allá de la más sencilla extensión superficial, también otras propiedades como el tamaño de grano, la evolución del equivalente de agua y el porcentaje de superficie dentro de cada píxel realmente ocupado por la nieve pueden llegar a ser inferidas del análisis de estas imágenes (Dozier *et al.*, 1981; Rosenthal y Dozier, 1996) con mayor o menor éxito. Pero fuera de las medidas de superficie y de porcentaje cubierto dentro del píxel, medidas medianamente precisas de otras variables deben remitirse a sensores hiperespectrales aerotransportados (Dozier y Painter, 2004) como el AVIRIS (*Airborne Visible Infrared Imaging Spectrometer*), que en lugar de la escasa decena de bandas de los aparatos multispectrales pasa a tener más de 200. Sensores más evolucionados pero más costosos y limitados espacialmente.

El aprovechamiento de los satélites multispectrales es pues una idea sugestiva, y el primer dilema que se plantea es encontrar el compromiso adecuado entre la frecuencia de la información y la resolución de la misma. Con mayor frecuencia y menor resolución se encuentran las imágenes de los satélites NOAA/AVHRR (diario $\sim 1\text{ km}$) y EOS/MODIS (diario $\sim 500\text{ m}$); con menor frecuencia de paso pero mayor resolución el Landsat-5 TM y el Landsat-7 ETM+ (16 días $\sim 30\text{ m}$ cada uno, 8 días alternos entre ambos).

Para la calibración del modelo distribuido es deseable disponer de información muy precisa espacialmente, aunque no sea tan continua en el tiempo. Por ello las imágenes de la familia Landsat son las escogidas en este trabajo para la obtención de mapas con la superficie ocupada por la nieve. Estas permitirán calibrar y validar el modelo distribuido en fechas estratégicamente repartidas durante las distintas etapas de acumulación y fusión de la capa de nieve, siempre de acuerdo a la disponibilidad y calidad (presencia de nubes) de las mismas. Cabe recordar que la resolución de las imágenes coincide con la escala de cálculo del modelo, lo que permitirá una comparación muy directa entre ambas.

B.1. Análisis de bandas

La identificación de un píxel de las imágenes multispectrales como nieve se basa en las características de su espectro de reflectividad. Muy peculiar debido a lo extremo de sus valores, con reflectividad muy alta para las longitudes de onda bajas y muy baja para las altas. En la figura B.1 se muestran algunas de las imágenes de la toma efectuada por el Landsat-5 TM el 25 de noviembre de 2002. Las imágenes corresponden, concretamente, a las bandas 1, 2 y 5, sobre las que se ha añadido el límite de la cuenca del Guadalfeo y los ríos principales. El color blanco indica la máxima reflectividad dentro de las longitudes de onda incluidas en cada imagen. Se puede apreciar cómo la baja reflectividad de la nieve en la onda larga hace que en la banda 5 (figura B.1.c) la nieve no aparezca como blanca. Como ya se ha dicho, las bandas 1 (figura B.1.a) y 2 (figura B.1.b) están saturadas, lo que quiere decir que existen valores por encima del máximo medible y que, por tanto, no pueden ser diferenciadas entre sí, a pesar de que en la realidad sí presentan desigualdad. No ocurre así en la banda 5.

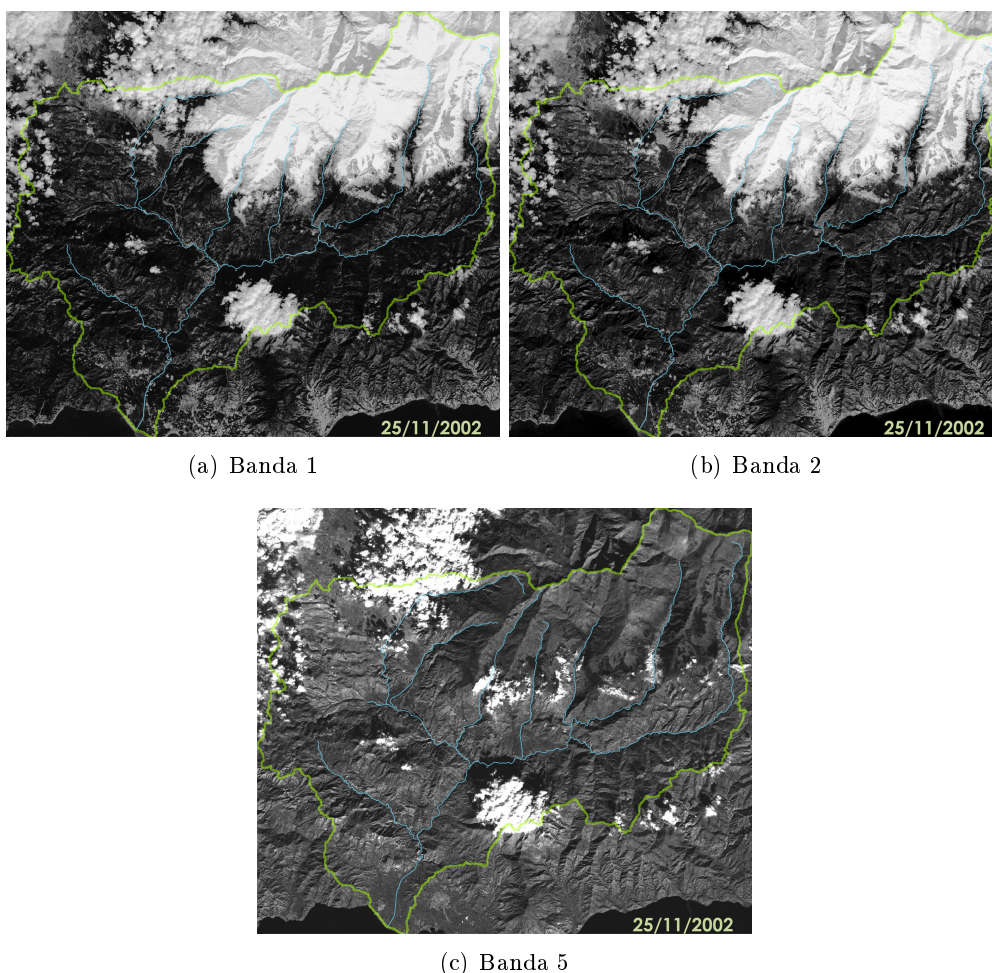


Figura B.1: Algunas de las bandas de la imagen del Landsat-5 TM tomada el 25/11/2002.

Las imágenes utilizadas han sido sometidas al tratamiento habitual de corrección geométrica, calibración radiométrica y corrección atmosférica, explicado en detalle en

Díaz (2007). No se ha efectuado, sin embargo, la corrección topográfica utilizada para compensar las sombras, habitual en cálculos del albedo. En el caso de la nieve esta corrección pierde eficacia ya que los píxeles cubiertos por ella presentan una reflectividad variable en el tiempo. El valor de reflectividad medido en cada píxel de la imagen depende, por un lado, del propio valor superficial de la misma en la capa de nieve, y por otro, del porcentaje de ocupación del píxel, ya que en realidad este representa un área de 900 m^2 que puede estar sólo parcialmente cubierto de nieve.

Con las longitudes de onda menores, bandas 1 o 2, ya es posible diferenciar directamente la nieve de la mayoría del resto de elementos superficiales. La confusión puede surgir, sin embargo, con cuerpos muy claros en el visible, como zonas con roca clara desnuda o suelos claros muy iluminados, edificios de tejado blanco, como los invernaderos o, sobre todo, tal y como se aprecia en la imagen B.1 las nubes. Estas son la principal fuente de error ya que pueden ocupar grandes extensiones de la imagen. También resultan problemáticos los píxeles de nieve más oscuros, ya sea por hallarse en sombra, bajo árboles o con bajo porcentaje de ocupación. Afortunadamente, la diferencia de la nieve con los elementos descritos en las longitudes de onda más largas es acusada. En la figura B.1.c se observa cómo en la banda 5 las nubes siguen presentando la máxima reflectividad, al contrario de lo que ocurre en la nieve, que da la impresión de haber desaparecido. Esta característica da origen a la metodología que permitirá aislar la nieve en las imágenes de satélite y obtener máscaras delimitando las zonas cubiertas con nieve.

B.2. Índices

Cada elemento superficial que aparece en una imagen posee un espectro de reflectividad característico conocido. Eso permite definir unos umbrales en cada banda para cada uno de esos elementos y catalogar individualmente cada píxel de las imágenes. Pero para facilitar el trabajo de separación de la nieve de todo lo demás es más cómodo definir una serie de índices como combinaciones entre los valores de las bandas más significativas. Los más utilizados para la nieve son el *normalized difference snow index* NDSI (Dozier, 1989) y el *snow index* SI (Rosenthal y Dozier, 1996). Para las imágenes Landsat, estos índices se definen como:

$$NDSI = \frac{TM2 - TM5}{TM2 + TM5} \quad (\text{B.1a})$$

$$SI = TM2 - TM5 \quad (\text{B.1b})$$

donde TMi hace referencia al valor de reflectividad recogido por la banda i del Landsat. Con estos indicadores y otros como el ratio $TM5/TM2$, la banda 1 normalizada $TM1/\Sigma TMi$ o las bandas $TM1$ y $TM4$ directamente, Rosenthal y Dozier (1996) elaboraron unos complejos árboles de decisión que les permitió identificar la nieve con precisión equivalente a la obtenida con fotografía aérea de alta resolución. Según su estudio incluso la fracción de cubrimiento de cada píxel podía ser especificada con precisión. Su metodología fue aplicada en Sierra Nevada (California) pero los coeficientes determinados, al depender de la litología, vegetación y el grado de iluminación, son en principio exclusivos del lugar de calibración.

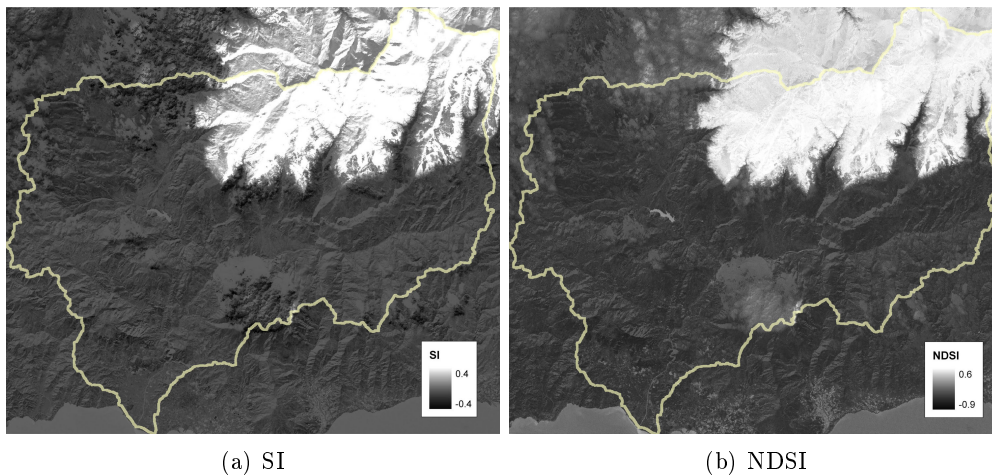


Figura B.2: Mapas de los índices obtenidos a partir de los datos recogidos por el Landsat-5 TM el 25/11/2002.

En Dozier y Painter (2004) se incluye un criterio sencillo para diferenciar los píxeles cubiertos de nieve. Según el mismo, un píxel en zona despejada está cubierto por la nieve si $NDSI > 0,4$ y $TM4 > 0,11$, mientras que en zona boscosa el criterio es $0,1 < NDSI < 0,4$. Se han realizado estudios sobre los valores que para estos índices se encuentran en las imágenes con nieve de la cuenca del Guadalfeo. En la figura B.2 aparecen los mapas de los índices SI y $NDSI$ en obtenidos a partir de las imágenes Landsat-5 del día 25 de noviembre de 2002 (figura B.1). Ambos índices marcan claramente, a primera vista, el límite de nieve, cumpliendo eficazmente los objetivos principales de descartar las nubes y detectar la nieve en sombra. Para analizar en más detalle estos mapas se han obtenido las funciones de densidad y distribución de probabilidad de los valores de SI y $NDSI$, que se muestran en la figura B.3. Para este cálculo sólo se han tenido en cuenta los píxeles que están dentro de la cuenca. Esto elimina, por ejemplo, las zonas de mar, que presentan valores intermedios para ambos índices.

Hay una clara separación entre los píxeles cubiertos de nieve, en la parte derecha de las funciones de densidad (figuras B.3.a y B.3.c), y el resto. El límite de la nieve se marca en ambas funciones de distribución (figuras B.3.b y B.3.d) con un cambio brusco de pendiente que permite estimar la superficie de la cuenca cubierta de nieve en esta fecha en torno al 25%. Ese cambio ocurre en 0 para SI y en $-0,1$ para $NDSI$; por encima de esos valores se encuentran los píxeles con nieve, pero también algunos otros que dan una falsa presencia de ella. Se crea una especie de zona de transición donde estos píxeles sin nieve se mezclan con píxeles con nieve cuyo bajo índice responda a un bajo porcentaje de cobertura o a estar situados en zonas boscosas o de sombra. Aunque ambos índices muestran un comportamiento muy similar, la forma de la función de distribución del índice $NDSI$ (figura B.3.d) en esta zona de transición favorece la definición de un punto de ruptura más claro entre los valores de 0 y 0,3 que sirva de criterio directo y minimice el error, es decir, el número de píxeles mal interpretados. Cuanto más cerca de 0 se encuentre, menos píxeles con cobertura parcial de nieve se desestimarán, a cambio de incluir algunos que no lo sean. Cuanto más cerca de 0,3, más píxeles de nieve en sombra, bajo árboles, o con cobertura parcial erróneamente desestimados, a cambio de no incluir como nieve ninguno que no lo sea.

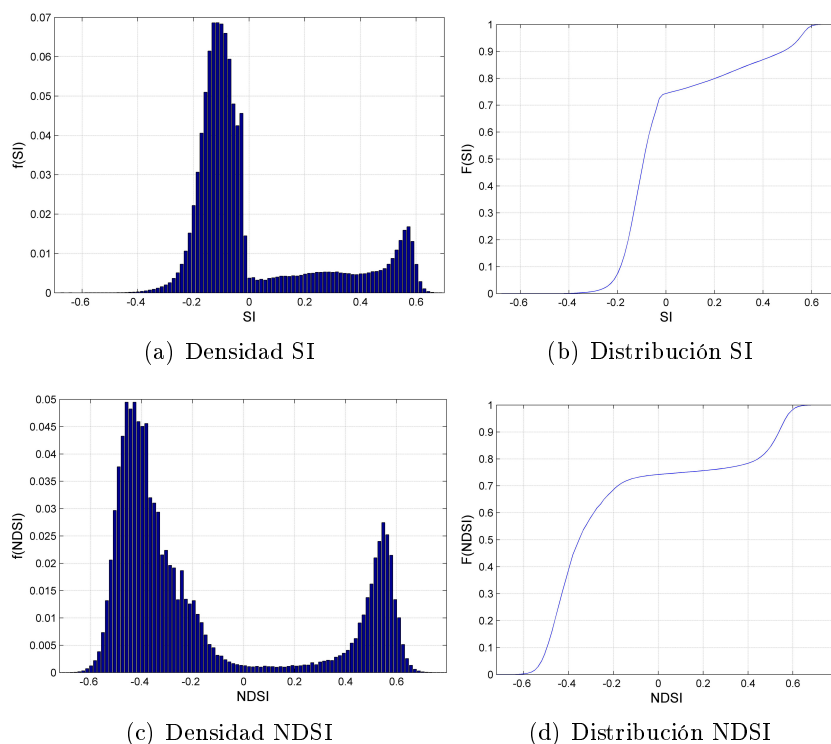


Figura B.3: Funciones de densidad y distribución de probabilidad de los valores de SI y $NDSI$ en los mapas del 25/11/2002.

En las distintas figuras B.4 se observan las áreas que se definen utilizando distintos umbrales de $NDSI$. En B.4.a el umbral el 0,015. Por encima de este valor, además de la nieve, también se incluyen embalses y puntos sobre zonas suficientemente anchas de los ríos principales, zonas de rompiente en el mar, bordes de nubes sobre terreno en sombra e invernaderos y construcciones de tejados claros. Todos ellos representan en realidad un porcentaje muy bajo de los puntos totales, y tan solo el embalse de Béznar es apreciable en B.4.a. Con el umbral de 0,15 (figura B.4.b) desaparecen los embalses y los invernaderos, y se reducen, sin llegar a desaparecer, los bordes de nubes y las zonas de rompiente. En lo que a los píxeles con nieve se refiere, se han perdido unos pocos justo en el borde del límite de la nieve, que son los de porcentaje de cobertura más baja, y aquellos de bosque con menos nieve. Sobre 0,28 (B.4.c) ya sólo quedan píxeles con nieve. Se han perdido más partes de bosque, pero no todas, lo que permite suponer que las restantes tienen una capa de nieve más desarrollada. También se han eliminado los puntos más bajos de la nieve, los de menor equivalente de agua.

Entre los píxeles cuya clasificación resulta más dudosa por estar en la zona de transición del SI y del $NDSI$ se encuentran algunos, como los asociados a masas de agua, que resultan fácilmente diferenciables de la nieve, aún de aquella en sombra, en la banda 1 del Landsat $TM1$. En la figura B.4.d se muestra la máscara del día 25 de noviembre de 2002 para $TM1 > 0,1$. Como se ve en la figura B.5, que recoge las funciones de densidad y distribución de los valores de $TM1$ para la imagen del día 23 de enero de 2004, esta banda también presenta un cambio de pendiente muy marcado en ese valor. Por encima de ese valor se incluye toda la gama de píxeles con nieve con su distinta iluminación, junto con las nubes y otros elementos blancos en el visible, quedando las masas de agua y otros elementos dudosos por la presencia de agua en forma de humedad

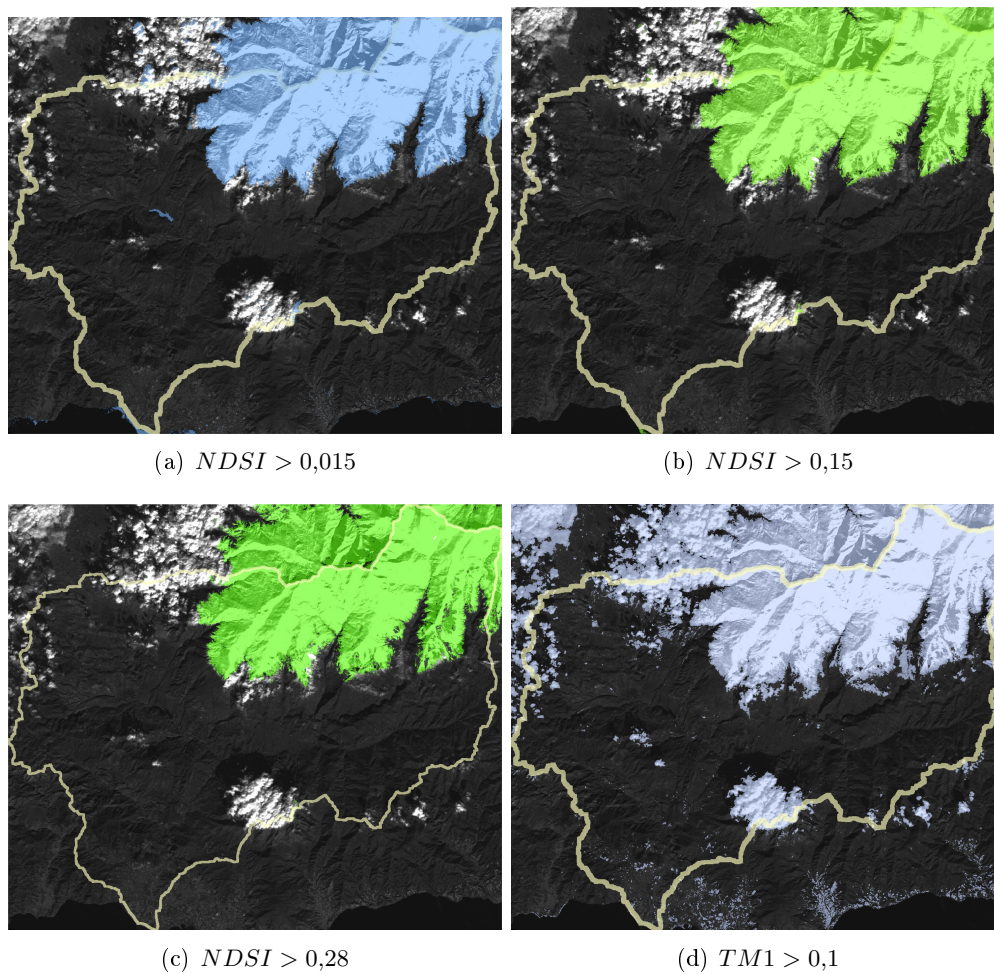


Figura B.4: Máscaras para distintos umbrales de $NDSI$ y $TM1$ (25/11/2002).

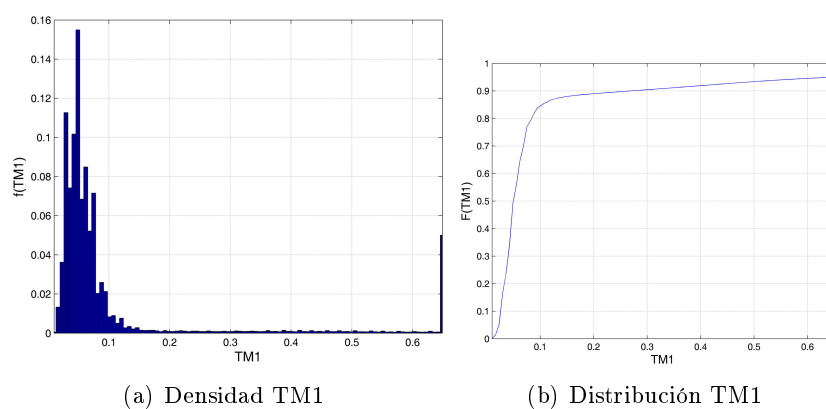


Figura B.5: Funciones de densidad y distribución de probabilidad de los valores de la banda 1 del Landsat $TM1$ en la imagen del 23/01/2004.

superficial por debajo. La saturación de la banda se manifiesta como una acumulación en el máximo de la función de densidad (B.5.a).

B.3. Criterios

El objetivo del análisis realizado en el punto anterior es establecer un criterio automático que permita diferenciar en las imágenes de Landsat los píxeles de nieve del resto con la máxima efectividad para la zona de estudio. Es decir, disponer de un algoritmo automático que permita calcular una máscara con la extensión real de la capa de nieve en cada imagen disponible. Un criterio se define en principio por la elección de distintos umbrales para uno o varios índices en combinación.

No todas las imágenes correspondientes a distintas fechas se comportan igual en la separación de elementos superficiales respecto a los valores constantes presentados. La altura del sol en el horizonte, cambios de temperatura o incluso del color superficial, la humedad del suelo o la vegetación, así como su grado de crecimiento, el estado de la atmósfera y hasta posibles errores en las correcciones, son algunas de las causas de que los elementos superficiales no presenten valores de los índices estacionarios en el tiempo. Por ello, las pruebas de eficacia de los criterios se deben aplicar sobre distintas imágenes. En estas pruebas se han utilizado dos que representan los dos casos extremos encontrado: la imagen del 23 de enero de 2004 (imagen *A*) como ejemplo de zona de transición de los índices más amplia y, por tanto, con más dificultad para la separación de elementos, y la imagen del 25 de noviembre de 2002 (imagen *B*) como ejemplo de zona de transición muy bien marcada y con separación de elementos muy limpia. Los criterios probados han sido 7, en los que se ha variado tanto los umbrales como los índices a utilizar:

1. $NDSI > 0,20$
2. $NDSI > 0,28$
3. $NDSI > 0,28$ y $TM1 > 0,10$
4. $NDSI > 0,20$, $TM1 > 0,10$ y $SI > 0$
5. $NDSI > 0,20$ y $TM1 > 0,08$
6. $NDSI > 0,20$ y $TM1 > 0,06$
7. $NDSI > 0,15$ y $TM1 > 0,06$

La aplicación de cada uno de estos criterios a las imágenes *A* y *B* ofrece una serie de máscaras de nieve en planta distintas entre sí. Mediante la composición de cada una de las máscaras con el *MDE* se puede obtener la representación del número de píxeles marcados como nieve agrupados por bandas de altura. En este hipsograma con representación de la nieve, se puede apreciar la variación en z de la superficie ocupada por esta nieve. Aunque para distintas fechas y criterios, las figuras B.6 muestran como en la parte más alta de la cuenca toda la superficie está cubierta de nieve (en azul claro) y como el porcentaje de ocupación va disminuyendo progresivamente en una franja de varios cientos de metros hasta desaparecer por completo. Es fácil establecer una cota de nieve mínima a partir de estos hipsogramas a pesar del ruido que pueden suponer los píxeles mal clasificados como nieve, que en cualquier caso son minoritarios.

En las tablas B.1 y B.2 se aprecia el comportamiento de cada criterio en la detección de la nieve. Para ello se indican una serie de variables de la máscara de nieve resultante que son: la cota de nieve mínima deducida del conjunto de los hipsogramas (por lo que

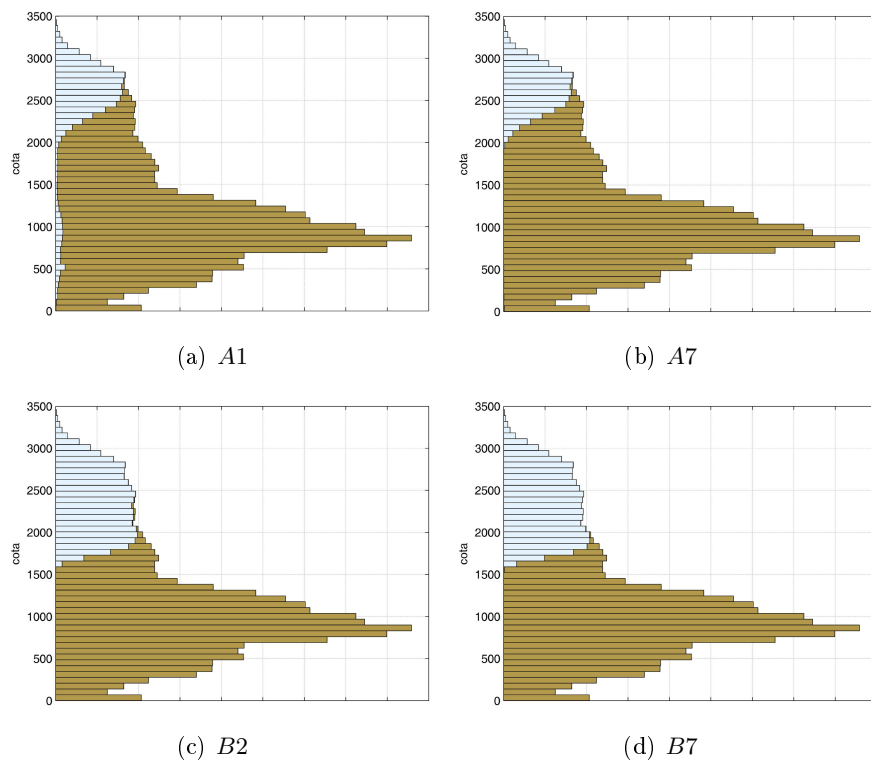


Figura B.6: Hipsogramas con representación de la superficie cubierta de nieve en la cuenca del Guadalfeo estimada en dos fechas (*A* 23/01/2004 y *B* 25-11-2002) para los distintos criterios (1 a 7).

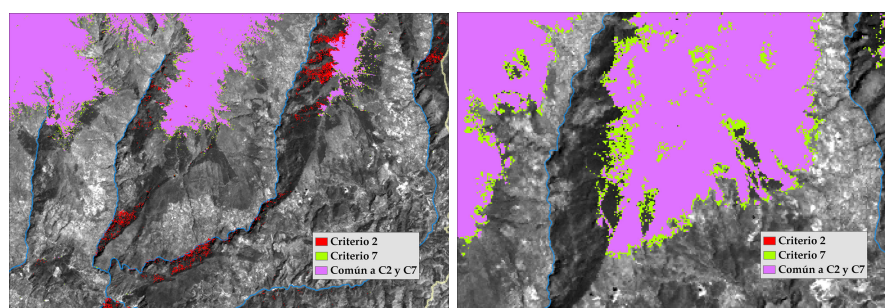
es constante para cada imagen), el número de píxeles totales catalogados como nieve en toda la cuenca $NpxTot$, el número de esos píxeles que están por encima de la cota de nieve mínima $NpxSobreNiv$ y el número de píxeles que están por debajo de esa cota $NpxBajoNiv$. Con este planteamiento, cualquier píxel por debajo de la cota de nieve clasificado como tal se considera erróneo, por lo que el número $NpxBajoNiv$ es un indicativo directo del error en la clasificación de píxeles sin nieve como de nieve. El otro posible error es el opuesto, el que clasifica los puntos con nieve como punto libre de la misma. El mejor criterio será aquel que con el menor valor de $NpxBajoNiv$, tenga el mayor valor de $NpxSobreNiv$, porque esto indicará que no se crean muchos puntos de nieve ficticia a la vez que se rechaza el menor número posible de celdas de nieve con bajo equivalente de agua, bajo porcentaje de ocupación, bajo árboles o en sombra.

<i>Caso</i>	<i>CotaNieve</i>	<i>NpxTot</i>	<i>NpxSobreNiv</i>	<i>NpxBajoNiv</i>
A1	1937	201471	176706	24765
A2	1937	184188	171201	12987
A3	1937	166329	166286	43
A4	1937	170094	169943	151
A5	1937	172369	172170	199
A6	1937	174530	174141	389
A7	1937	177864	177102	762

Tabla B.1: Análisis de los píxeles de la máscara de nieve obtenida con la imagen Landsat del 23/01/2004 (*A*) según con distintos criterios.

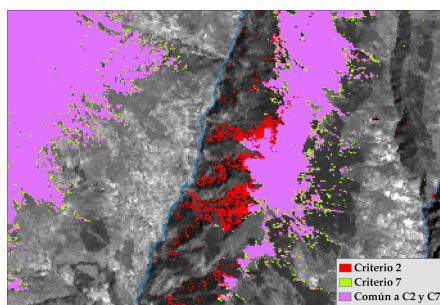
<i>Caso</i>	<i>CotaNieve</i>	<i>NpxTot</i>	<i>NpxSobreNiv</i>	<i>NpxBajoNiv</i>
B1	1522	351545	351542	3
B2	1522	341116	341115	1
B3	1522	341107	341106	1
B4	1522	351479	351476	3
B5	1522	351540	351537	3
B6	1522	351545	351542	3
B7	1522	356752	356732	20

Tabla B.2: Análisis de los píxeles de la máscara de nieve obtenida con la imagen Landsat del 22/11/2002 (*B*) según con distintos criterios.



(a) A2 vs A7

(b) B2 vs B7



(c) A2 vs A7. Detalle Trevélez

Figura B.7: Mapas comparativos de las máscaras de nieve obtenidas con distintos criterios para las dos fechas analizadas (*A* 23/01/2004 y *B* 25-11-2002).

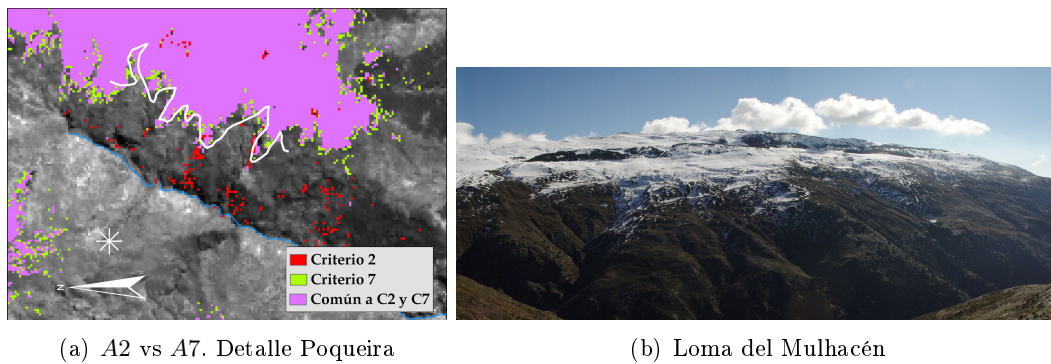


Figura B.8: Comparación entre las máscaras de nieve obtenidas con los criterios 2 y 7 el 23/01/2004 y la nieve observada el 16/01/2004. Foto: Antonio Moñino.

Los resultados evidencian, en primer lugar, una gran diferencia en el comportamiento de las dos imágenes. En la imagen *B* es muy fácil distinguir la nieve en cualquier criterio, con un error en *NpxBajoNiv* siempre muy bajo, prácticamente se puede decir que nulo. El hipsograma (figuras B.6.c y B.6.c) aparece muy limpio. Para esta imagen, los criterios 1, 4, 5 y 6 son idénticos, lo que quiere decir que la condición $NDSI > 0,2$ domina sobre las demás. Al aumentar el umbral de *NDSI* a 0,28 (criterios 2 y 3) se pierde un 3% de los píxeles de nieve. Y no sólo de la zona donde la cobertura de nieve es parcial, sino también alguno por encima de los 2000 m (figura B.6.c). al disminuir el umbral hasta 0,15 (criterio 7, figura B.6.d) aumenta *NpxBajoNiv* pero de manera casi inapreciable (20 píxeles apenas suponen un 0,006% de *NpxTot*). A su vez los puntos catalogados como nieve *NpxSobreNiv* aumentan un 1,5% con respecto al caso de $NDSI > 0,2$. En resumen, para esta imagen todos los criterios ofrecen resultados muy semejantes, y con un criterio sencillo con condición únicamente en *NDSI* sería suficiente para obtener una máscara aceptable. En el intervalo de *NDSI* 0,15 – 0,28 se incluyen píxeles de nieve en bosque, píxeles de bajo porcentaje de cobertura cerca de la cota inferior de la nieve y algún píxel alto con bajo equivalente de agua, como se puede apreciar en la figura B.7.b. Asimismo se observa que todos los puntos obtenidos con el criterio 2 están igualmente incluidos con el criterio 7.

Por su parte, los resultados que se alcanzan con la imagen *A* muestran una respuesta bien distinta. En primer lugar cabe destacar la mayor influencia de los criterios en los resultados (tabla B.1), principalmente debida a que el efecto de *TM1* es más importante en esta ocasión. El número *NpxBajoNiv* es muy importante en los criterios 1 y 2, los que se basan sólo en condiciones en *NDSI*, y llegan a suponer un 14% del total de píxeles clasificados como nieve *NpxTot*. Ese importante porcentaje es incluso apreciable en el hipsograma B.6.a, donde aparece una zona de falsa nieve por debajo de los 1200 m. Sin embargo, si aplicamos cualquier criterio con umbral en *TM1*, *NpxBajoNiv* se reduce drásticamente. El criterio 3 reduce al 0,03% el porcentaje de *NpxBajoNiv* respecto a *NpxTot*. Los criterios 4, 5, 6 y 7 hacen aumentar progresivamente *NpxBajoNiv*, pero también favorecen y a un mayor ritmo la detección de puntos de nieve reales en condiciones menos claras en *NpxSobreNiv*. Con respecto a los resultados del criterio 3, en el criterio 7 *NpxBajoNiv* pasa a representar el 0,4%, mientras que *NpxSobreNiv* se incrementa en un 6,5%. El criterio 7 (figura B.6.b) es capaz de detectar incluso más *NpxBajoNiv* que el criterio 1 a la vez que reduce el número de píxeles mal clasificados; la inclusión de la condición en *TM1* permite así ser más estrictos en el umbral de *NDSI* y evitar perder píxeles con poca nieve.

En las figuras B.7.a y B.7.c se compara la clasificación lograda con el criterio 2 (sin condición en *TM1*) frente a la del criterio 7. Se aprecia cómo el criterio 2 incluye numerosos puntos (en rojo) que aparentemente no son nieve (figuras B.7.c y B.8). Para comprobar la naturaleza de estos puntos se pueden aprovechar las imágenes del valle del Poqueira tomadas durante una campaña de campo el día 16 de enero de 2004, 7 días antes de la fecha de la imagen del satélite. En la figura B.8.a se ha añadido una estimación grosera de la cota de nieve, marcada con una línea blanca, deducida a partir de la imagen B.8.b. El lugar de toma de la foto se marca con un asterisco blanco. Los puntos rojos quedan claramente por debajo de la cota mínima de nieve. Esto puntos no representan un porcentaje mayoritario de *NpxBajoNiv*, pero sí son significativos porque parecen repetirse sistemáticamente en las laderas este de los valles del Poqueira y del Trevélez. El efecto de estar en sombra puede tener influencia en esta mala clasificación. Pero si se tiene en cuenta que en esta fecha está teniendo lugar una primera gran fusión a causa del buen tiempo, y considerando la elevada pendiente de las laderas

este en ambos valles, la localización de los puntos permite suponer que corresponden a suelos muy húmedos por efecto de la escorrentía superficial o subsuperficial de la fusión. Los suelos muy húmedos, en este caso posiblemente encharcados incluso, a semejanza de las masas de agua, obtienen valores altos de *NDSI*, y más si están en sombra. Pero con un criterio combinado de *NDSI* y *TM1*, como se ha visto, es en general suficiente para no cometer errores en este tipo de situaciones.

A pesar del buen comportamiento de estos criterios compuestos (criterios 3 a 7) con respecto a *NpxBajoNiv*, es sencillo mejorar la calidad de la máscara añadiendo una corrección *a posteriori* basada en la cota mínima de nieve. Convenientemente deducida a partir de los hipsogramas, este valor de la cota puede convertirse en un factor más del criterio de obtención de la máscara de nieve, y su aplicación resultaría simplemente en invalidar todos los píxeles marcados como nieve que se encuentren por debajo de ella, es decir, *NpxBajoNiv*. Pero sin que ello suponga olvidar el requisito inicial de que un valor bajo de *NpxBajoNiv* es fundamental porque también está indicando una mejor representación de la nieve por encima de la cota mínima que lo delimita. Ejemplificando estas palabras, se puede decir que el caso *A1* no es equiparable al caso *A7* (tabla B.1) a pesar de que si se eliminan los píxeles representados por *NpxBajoNiv*, el valor resultante de *NpxSobreNiv* es similar en ambos casos, porque la distribución de esos píxeles será mucho más fiable en el caso *A7* por su bajo *NpxBajoNiv* inicial.

B.4. Resultados

La conclusión del análisis efectuado en los puntos anteriores es que cualquier criterio entre el 3 y el 7 con corrección por la cota mínima de nieve es en principio adecuado para la obtención de una máscara con los puntos cubiertos de nieve a partir de una imagen de Landsat. Entre los criterios intermedios se produce una gradación creciente de los píxeles catalogados como nieve en función, principalmente, del equivalente de agua total que contengan. Los criterios más cercanos a 7 van detectando puntos con menor contenido total de nieve cada vez, tanto por porcentaje de ocupación como por espesor medio total de la capa. Para la comparación de estas máscaras medidas con los resultados del modelo tan importante va a ser similar correctamente la nieve como no dar excesiva importancia a los puntos con equivalente de agua muy bajo.

Lo ideal sería realizar una comparación basada en el porcentaje de ocupación, variable que tanto la imagen Landsat como el modelo son capaces de ofrecer. Pero ni la deducción de la misma a partir de la imagen Landsat tiene un procedimiento fiable, ni la variable procedente del modelo es representativa, ya que se obtiene a partir de una curva de agotamiento empírica. Por ello no tiene sentido actualmente intentar un ajuste entre los datos medidos y los simulados más allá del que surge de analizar los píxeles con alguna presencia de nieve.

Sin embargo sí es posible suavizar la máscara booleana (con/sin nieve) que ofrece un sólo criterio si se utilizan simultáneamente los dos extremos, es decir, el 3 y el 7. El la máscara correspondiente al criterio 7 (contenida por el 3) define la zona de nieve mejor desarrollada, mientras que los píxeles detectados por el criterio 3 y no el 7 perfilarán en los bordes de la anterior máscara una zona de transición con los píxeles de muy bajo equivalente de agua. El resultado del modelo se considerará correcto si se encuentra entre ambas máscaras. Fuera de la máscara 3 no debería haber nieve, y dentro de la máscara 7 todo debería ser nieve. Los píxeles dentro de la zona de transición no se contabilizarán como erróneos tengan o no tengan nieve simulada.

Con este procedimiento se han analizado las siguientes imágenes Landsat, que se presentan agrupadas por años hidrológicos, para obtener estas máscaras:

- *Año 2002-2003.* 25 de noviembre de 2002, 28 de enero, 1 de marzo y 29 de junio de 2003,
- *Año 2003-2004.* 23 de enero, 12 de abril y 1 de julio de 2004.
- *Año 2004-2005.* 22 de noviembre de 2004, 1 de enero y 30 de marzo de 2005.

A continuación se muestran las máscaras de nieve calculadas para cada una de las imágenes de las fechas anteriores. Estas máscaras se componen de tres valores: 2 para los píxeles con nieve, 0 para los píxeles sin nieve, y 1 para los píxeles con bajo equivalente de agua o porcentaje de ocupación, que definen una *zona de transición*. Al lado de cada máscara se presenta el hipsograma resultante de componer cada una de ellas con el *MDE*. Este hipsograma refleja la distribución de alturas en la cuenca con intervalos de 50 m , y el porcentaje de ocupación (en azul claro) de la nieve en cada una de esas bandas de altura. Tanto en los hipsogramas como en las máscaras la zona de transición se resalta con un color distinto. En los hipsogramas se observa como a nieve no desaparece bruscamente en altura, sino que se va retirando gradualmente en un intervalo del orden de los cientos de metros. Un intervalo que es prácticamente nulo inmediatamente después de la precipitación de nieve (de manera parecida a la de la figura B.9) y que tiende a ser mayor cuanto más avanzada esté la fusión (figura B.10).

<i>Fecha</i>	<i>CotaNieve</i>
25/11/2002	1522
28/01/2003	1730
01/03/2003	1453
29/06/2003	2490
23/01/2004	1868
12/04/2004	1176
01/07/2004	2421
22/11/2004	1937
01/01/2005	1730
30/03/2005	1937

Tabla B.3: Cotas de nieve mínimas aplicadas para la corrección de las máscaras de nieve.

B.4.1. 2002–2003

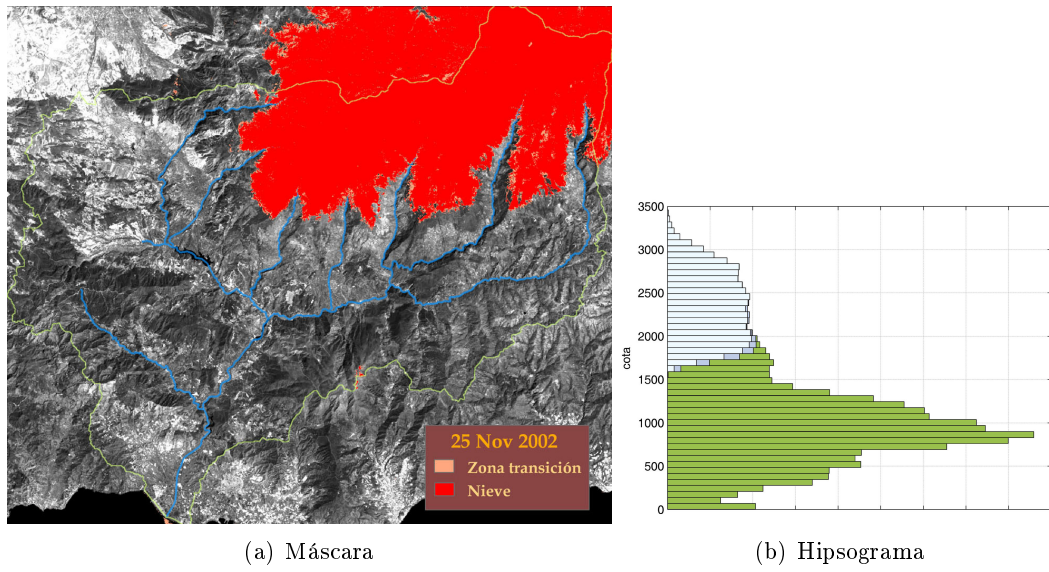


Figura B.9: Nieve en la imagen Landsat del 25/11/2002.

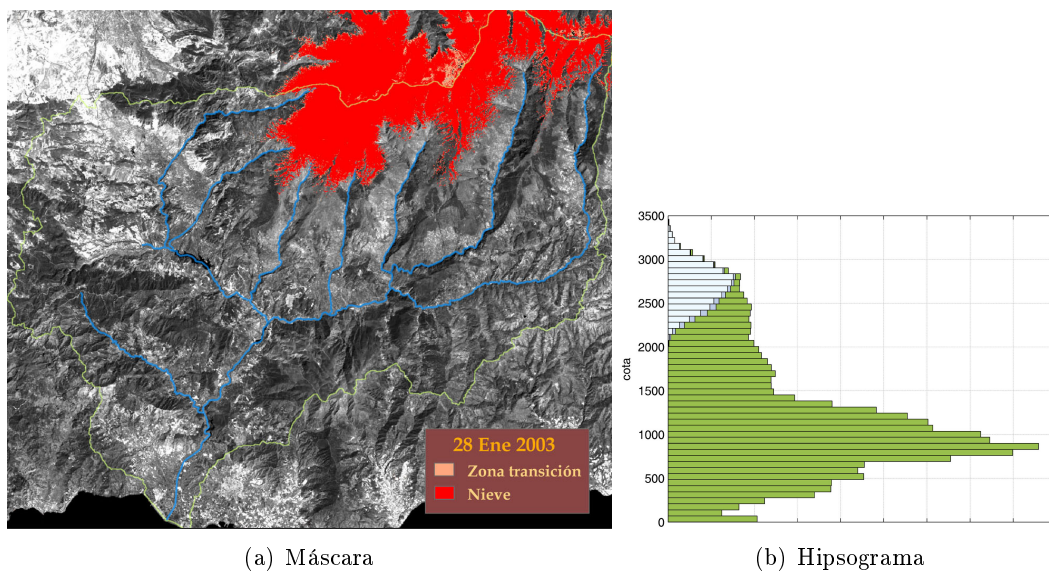


Figura B.10: Nieve en la imagen Landsat del 28/01/2003.

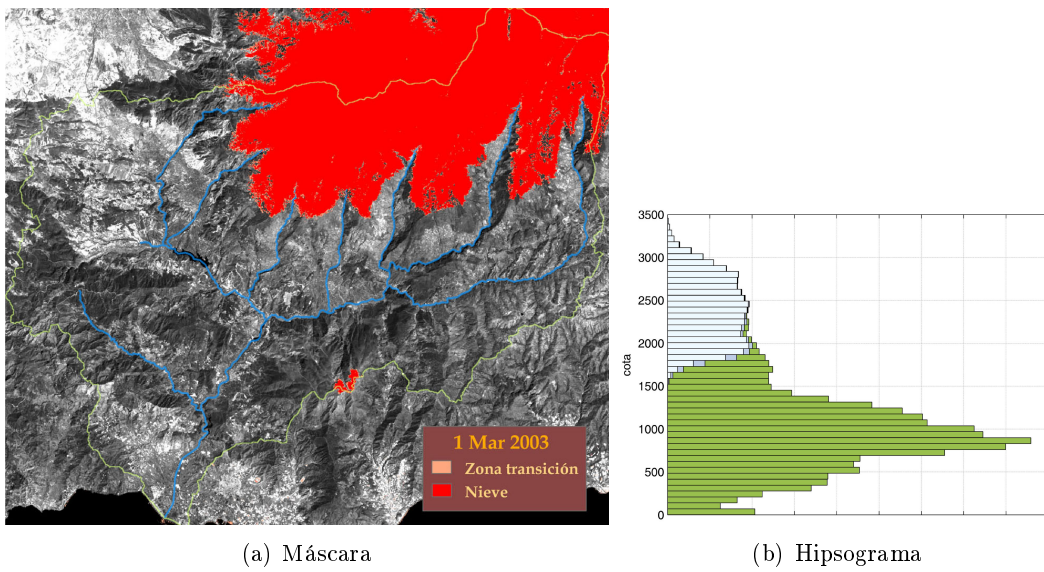


Figura B.11: Nieve en la imagen Landsat del 01/03/2003.

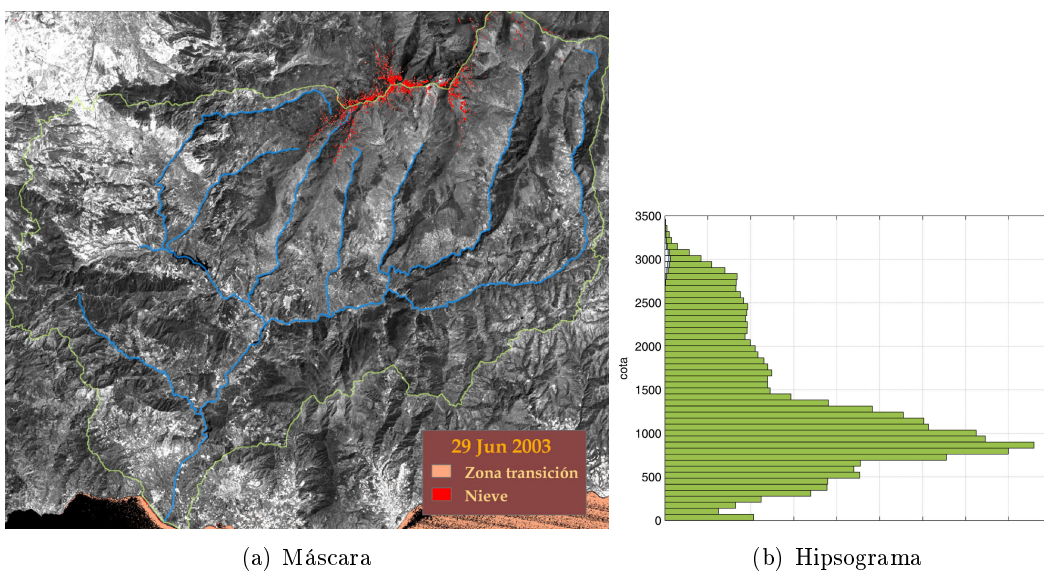


Figura B.12: Nieve en la imagen Landsat del 29/06/2003.

B.4.2. 2003–2004

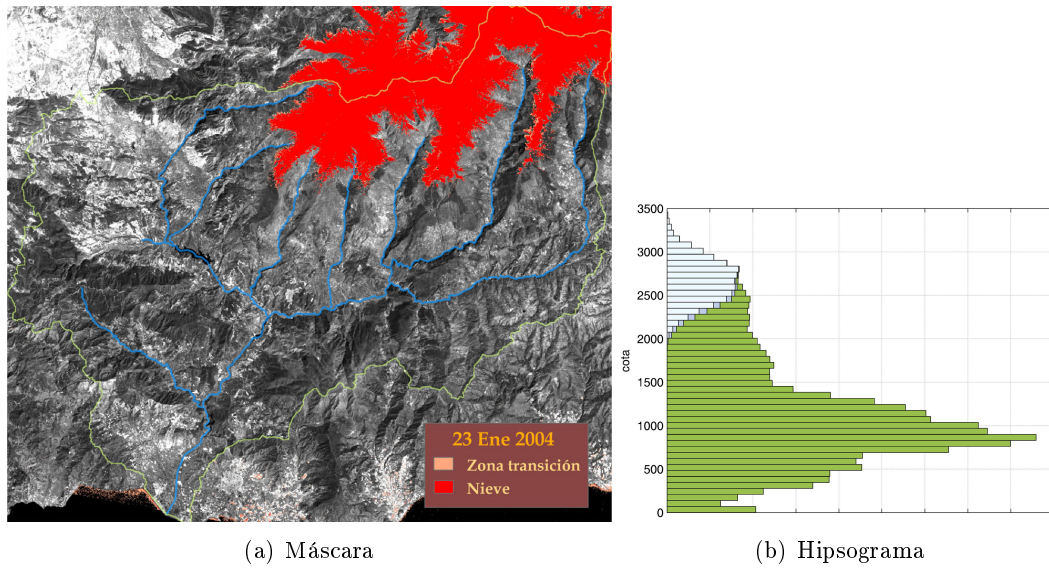


Figura B.13: Nieve en la imagen Landsat del 23/01/2004.

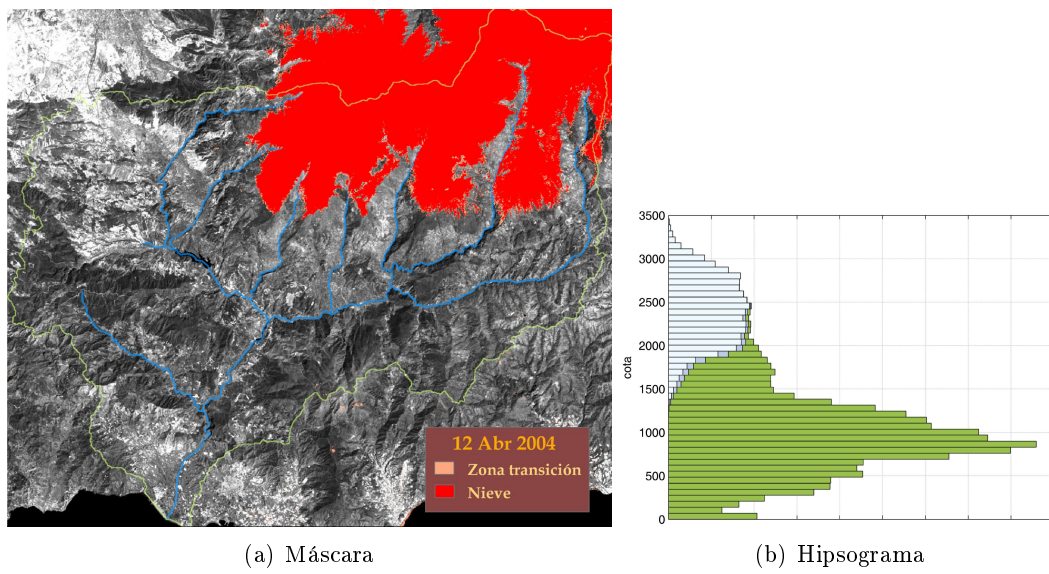


Figura B.14: Nieve en la imagen Landsat del 12/04/2004.

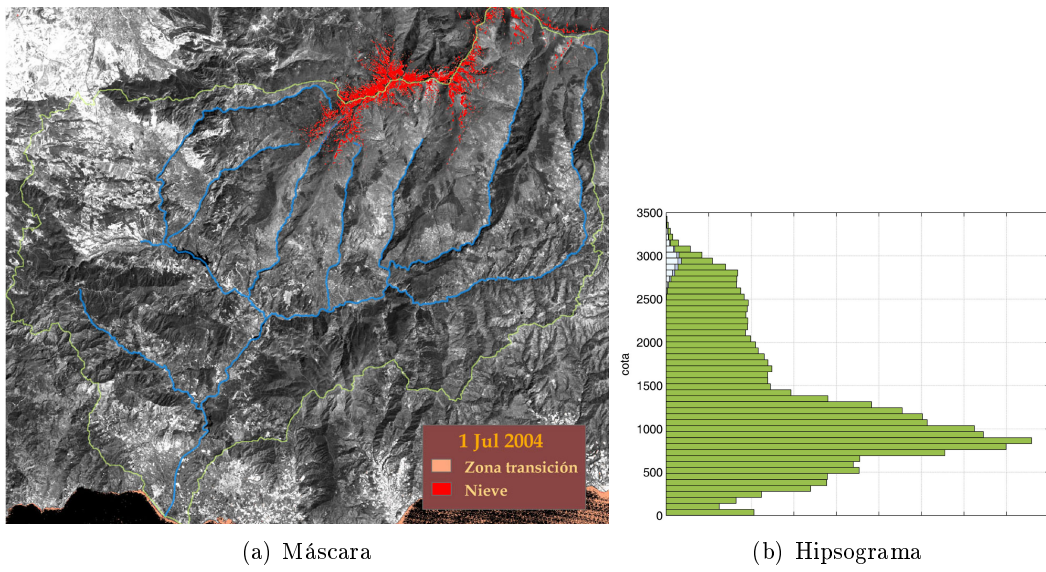


Figura B.15: Nieve en la imagen Landsat del 01/07/2004.

B.4.3. 2004–2005

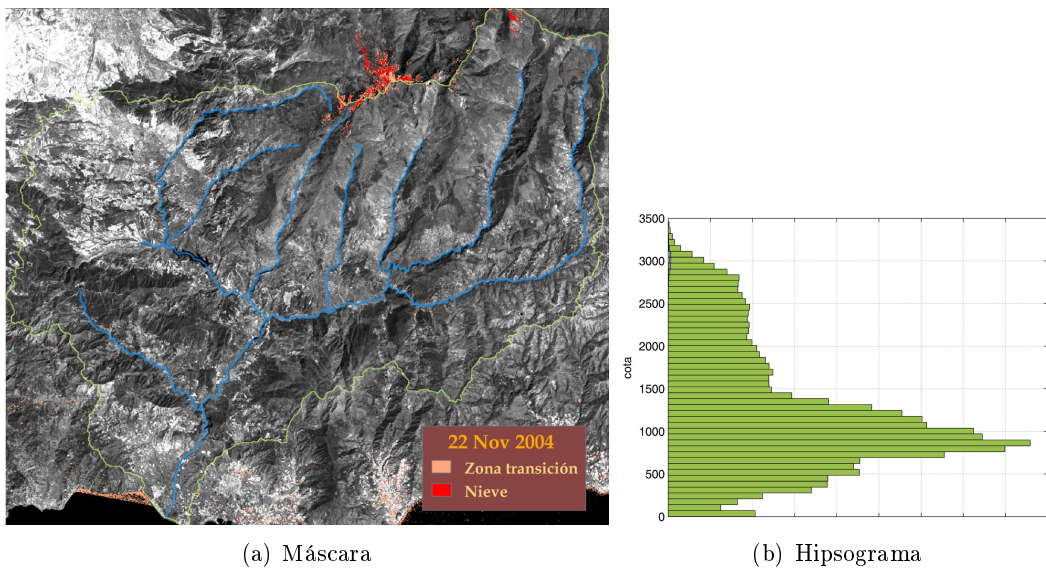


Figura B.16: Nieve en la imagen Landsat del 22/11/2004.

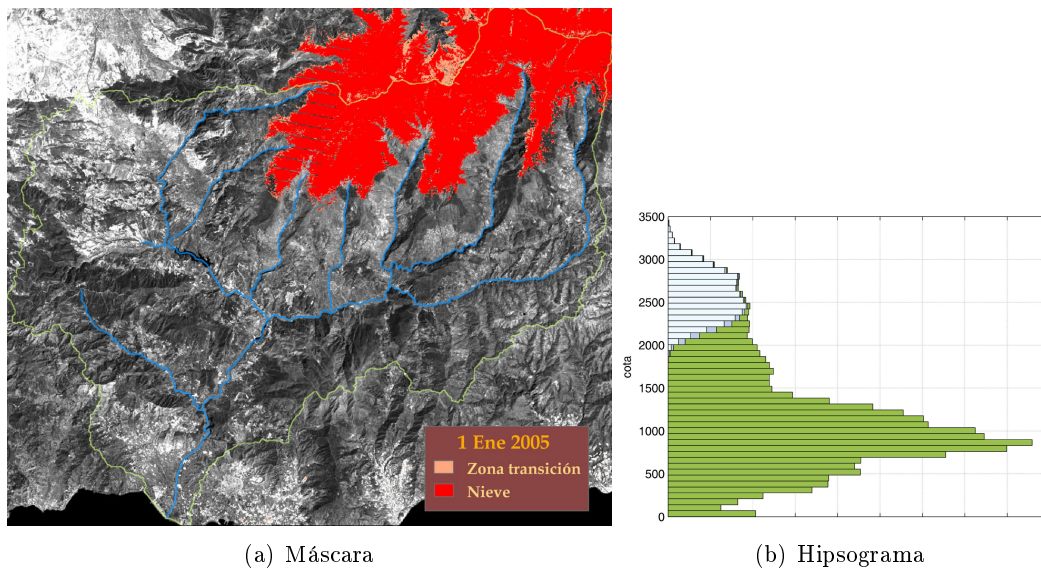


Figura B.17: Nieve en la imagen Landsat del 01/01/2005.

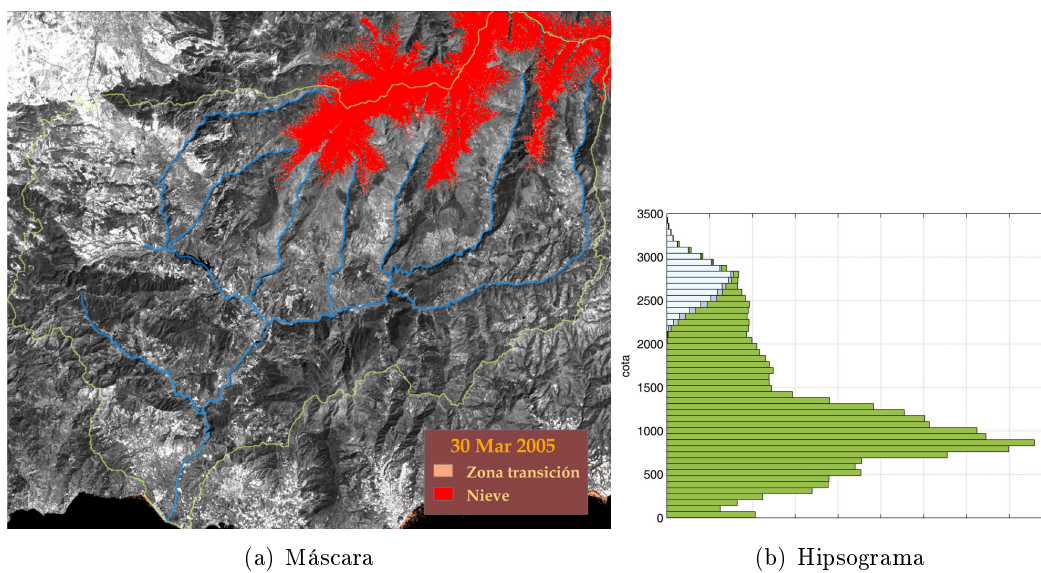


Figura B.18: Nieve en la imagen Landsat del 30/03/2005.

Anejo C

Desarrollo del trabajo experimental de campo

Metodología en la auscultación

Para la medición en campo de la densidad y el equivalente de agua de la nieve se utiliza un tubo tomamuestras (tubo de nieve) cilíndrico de 50 mm de diámetro interno y compuesto por varios módulos enroscables entre sí de 1 m de longitud cada uno. Con el peso de los testigos extraídos y su longitud (espesor del manto de nieve), y conocida el área interna del tubo, se pueden deducir directamente ambas variables características de la nieve. El número de tubos ensamblados se decide previamente a su hincado en función del espesor de nieve. El primer tubo dispone de una cabeza penetrante construida en acero, mientras que el resto del cuerpo de este tubo y las demás extensiones enroscables están completamente realizadas en aluminio. El pesaje del tubo o tubos se realiza con una balanza electrónica Kern MH5k5 que posee una precisión de $0,005\text{ kg}$. El peso total en vacío del tubo inicial con cabeza penetrante es de $2,685 \pm 0,005\text{ kg}$, mientras que el peso de cada extensión es de $2,375 \pm 0,005\text{ kg}$. En la figura C.1 se pueden observar los tubos construidos para estas campañas y una operación de pesaje en campo con la báscula electrónica. El espesor de la capa de nieve se determina por medio de una varilla graduada cada centímetro. La metodología a seguir en el pesaje de cada muestra ha sido escogida apoyándose en las recomendaciones de Gartska (1964), resultando los siguientes pasos:

- Medida del espesor de la capa de nieve.
- Determinado el número de extensiones necesarias para el tubo, pesaje en vacío de cada una de ellas.
- Hincado vertical del tubo hasta el contacto con la superficie del suelo.
- Cuando la consistencia y el espesor de la nieve lo permitan, inclinación del tubo y extracción lo más horizontal posible para evitar el derrame de nieve por su extremo inferior¹.

¹Se ha encontrado más cómoda y adecuada esta opción que la descrita en Gartska (1964), que propone prolongar el hincado unos centímetros en el suelo y extraer el tubo verticalmente. El carácter rocoso de la superficie en las zonas de alta montaña junto con la baja densidad de la nieve joven o la baja adherencia a las paredes del tubo metálico de la nieve madura causan muchas dificultades para la operación propuesta.

- Limpieza de la superficie exterior del tubo y pesaje de cada extensión con nieve.



Figura C.1: Conjunto de tubos tomamuestras de nieve. Operación de pesaje en campo.

Todos los valores son apuntados en una tabla elaborada de antemano dentro de un cuaderno de campo preparado para el trabajo en condiciones adversas. El conjunto de las operaciones enumeradas, incluyendo el despliegue, y montaje y recogida del tubo, pueden ser realizados por una persona en aproximadamente diez minutos. Para este trabajo, sin embargo, es altamente recomendable la presencia de al menos dos personas con experiencia en alta montaña, conscientes de los peligros que implica el trabajo en este ambiente. No hay que descuidar tampoco la preparación física necesaria para superar desniveles importantes unidos a un desplazamiento sobre una superficie de características variables, como es la de la nieve. El estado de esta puede obligar al uso de crampones o de raquetas según se trate de nieve sobreenfriada o madura, en fusión, por cuestiones ya no tanto de comodidad como de seguridad. También es posible el desplazamiento con esquís, que proporcionan un mayor radio de acción a costa de limitar la accesibilidad a algunos tipos de terrenos más abruptos.

Para la posterior determinación de la densidad de la muestra, no hay más que dividir la masa de la nieve por su volumen:

$$\rho_n = \frac{m_n}{V_n} = \frac{m_n}{h_n \cdot A_{tubo}} = \frac{m_n}{e_n \cdot \pi \cdot r_{tubo}^2} \quad (C.1)$$

donde ρ_n es la densidad de la nieve de la muestra, m_n es la masa medida de la nieve, esto es, la total de las extensiones con nieve menos la inicial correspondiente a las extensiones vacías, h_n el espesor de la nieve en la zona de muestreo, A_{tubo} el área de la sección transversal del tubo tomamuestras y r_{tubo} el radio del mismo, en este caso, como ya se ha comentado, $0,025 m$.

Asimismo, el equivalente de agua se calcula como la altura de agua ocupada por la columna de nieve en estado completamente líquido:

$$EA = \frac{m_l}{\rho_{l0}} = \frac{\frac{m_n}{A_{tubo}}}{\rho_{l0}} = \frac{m_n}{\rho_{l0} \cdot A_{tubo}} \quad (C.2)$$

o bien, por la expresión C.1:

$$EA = \frac{\rho_n \cdot h_n}{\rho_{l0}} \quad (C.3)$$

donde EA es el equivalente de agua, m_l es la masa de agua contenida en la nieve por unidad de superficie, ρ_{l0} es la densidad del agua, y las demás variables las descritas en la expresión C.1. La ecuación C.2 es la más adecuada para la determinación directa del equivalente de agua a partir de la medida *in situ* del peso de la nieve, siendo A_{tubo} una constante dentro de estas campañas.

Campaña 17/dic/2004

Espesor y equivalente de agua

En esta primera campaña se han tomado dos medidas del equivalente de agua sobre el mismo tejado del cobertizo sobre el que se asienta la estación EST-1. La cota de este punto es de 2470 m. La superficie horizontal del tejado es en principio idónea para efectuar estas mediciones, pues reduce las variaciones en el estado de la nieve debidas a condiciones locales de pequeña escala como son piedras o matas y arbustos. Los fenómenos turbulentos del viento se pueden ver afectados por dichos obstáculos y provocar cambios apreciables de espesor y densidad en la escala de los m o dm. A pesar ello, la variabilidad espacial incluso en estas condiciones ideales queda reflejada en la diferencia entre las dos medidas efectuadas. Estos son los resultados:

Muestra	Esp.[cm]	P.vacío[kg]	P.lleno[kg]	P.nieve[kg]	Dens.[kg/l]
1	43 ± 0,5	2,890 ± 0,015	2,990 ± 0,015	0,100 ± 0,030	0,12 ± 0,04
2	36 ± 0,5	2,880 ± 0,015	3,025 ± 0,015	0,145 ± 0,030	0,21 ± 0,04

Tabla C.1: Medidas de la densidad de la nieve (17/12/2004).

Las columnas de la tabla C.1 refieren, respectivamente, el número de muestra, el espesor de la capa de nieve en el punto de muestreo, el peso del tubo vacío, el peso del tubo lleno de nieve, el peso de la nieve y la densidad de la muestra. De ella se deduce que el equivalente de agua es $51 \pm 15 \text{ mm}$ y $74 \pm 15 \text{ mm}$ respectivamente para las muestras 1 y 2. La media de estas dos cantidades se encuentra por debajo del valor de la precipitación en forma de nieve medida por la EST-1, que fue de 118 mm. La baja densidad de las muestras, que es de 0,16 kg/l de media, habla de una baja fusión incluso en la superficie de la nieve en las dos semanas transcurridas desde el evento, como se justificará más adelante. Esto permite deducir que la escorrentía procedente de la fusión ha sido muy escasa a esta altura, debiendo buscar la explicación al bajo equivalente de agua en fenómenos de acumulación diferencial durante la precipitación y de transporte, ambos debidos al viento, al que la ladera con orientación este en la que se sitúa la estación EST-1 está más expuesta.

En la tabla C.1 se han incluido valores del error en la medida. Como se puede apreciar, ha aumentado el error de la báscula por las dificultades que el viento añadía



Figura C.2: Toma de muestras y espesor junto a EST-1.

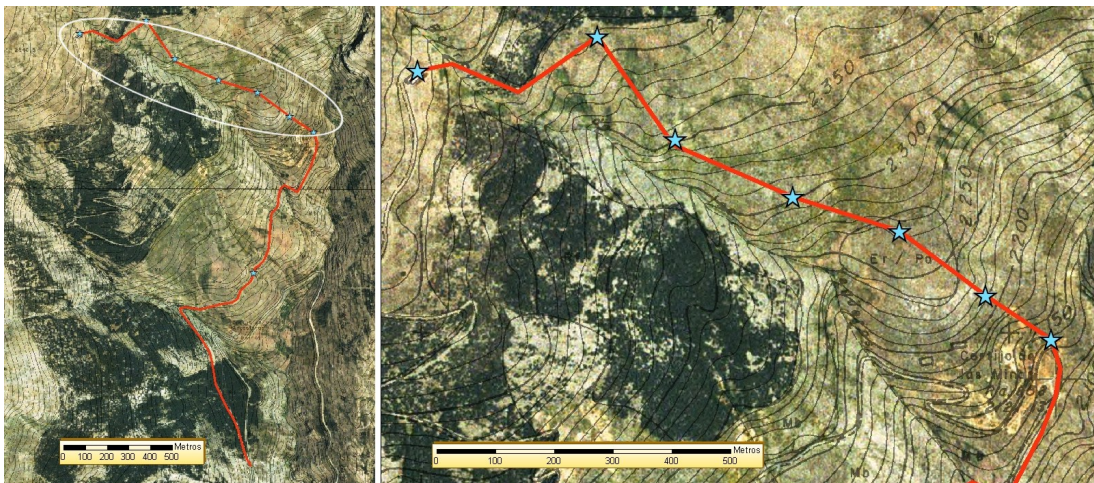


Figura C.3: Transecto y puntos de medida de espesor. Detalle barranco Yegüeros.

a la operación de pesaje. Hay que decir que es raro el caso de mediciones puntuales de fenómenos naturales en los que la propia dispersión estadística de los valores medidos no sea mayor que el error cometido en la medida. Por ello, en la medida de ciertos valores in situ no es, por lo general, significativo ni necesario este cálculo. Sin embargo, las medidas de peso de nieve implican cantidades pequeñas en relación a la precisión de los medios disponibles, lo cual supone errores de medida en el equivalente de agua y en la densidad de esta nieve a tener en cuenta.

Se han tomado medidas del espesor de la nieve regularmente en el camino de subida desde la cota 2000 m, de inicio de la presencia predominante de la nieve, hasta la cota

2480 m de la estación EST-1. La subida se ha realizado en su mayor parte por una ladera despejada de vegetación, con orientación sur-sureste y protegida del viento del norte. Sus características homogéneas y la similitud de la consistencia con la medida en el tejado junto a EST-1, permiten asociarle una densidad media de la nieve constante para todo el transecto de valor $0,16 \text{ kg/l}$. De acuerdo a esta hipótesis, se puede construir una gráfica con la relación cota-equivalente de agua característica de esta ladera, que es la mostrada en la figura C.4. Para las laderas adyacentes, el equivalente de agua y su variación con la altura cambia en función de la orientación y su mayor exposición al viento, así como la presencia de vegetación (pinares). Pero, en general, pueden tomarse como valores medios de esta cuenca, y para esta campaña en particular, los definidos para esta ladera. Ello se justifica por las condiciones climatológicas que han afectado a la capa de nieve durante el tiempo transcurrido desde su acumulación, para las que una ladera expuesta al sol pero protegida del viento muestra un comportamiento suficientemente representativo. La planta que muestra el transecto realizado y la localización de los puntos de toma de espesor puede observarse en la figura C.3.

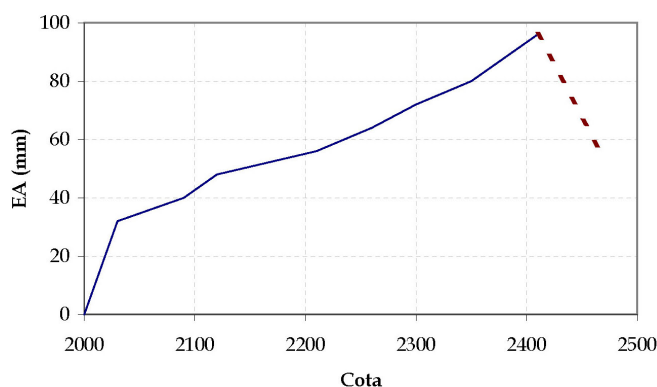


Figura C.4: Gráfica cota-equivalente de agua en transecto por Barranco Yegüeros. 17/12/2004.

Discusión de los resultados y otras observaciones

Los registros climatológicos obtenidos por las estaciones EST-1 y EST-2 permiten realizar el cálculo de los flujos energéticos principales con influencia en el balance de energía de la columna de nieve. De los datos recogidos en conjunto por estas dos estaciones, los que interesan más directamente en el cálculo de este balance son: radiación neta incidente, temperatura, humedad, precipitación y velocidad media del viento. La frecuencia de registro, que es de cinco minutos, permite hacer cálculos con bastante resolución temporal. A la vista de esos registros es posible hacer un primer análisis global de estos flujos en las inmediaciones de la estación EST-1, ya que las condiciones meteorológicas durante los días posteriores al evento se han mantenido bastante estables en sus valores. Han sido días muy fríos, con una temperatura media diaria de $-1,5^{\circ}\text{C}$ y una humedad media alrededor del 65%. El viento no ha sido muy intenso, con una velocidad media de $1,8 \text{ m/s}$ bastante constante. Y la radiación solar neta incidente baja, ya que al hecho de coincidir con las fechas de mínimos anuales, ha habido nubosidad esporádica, por lo que la radiación media en los días posteriores al evento no ha superado los $9 \text{ MJ/m}^2 \cdot \text{día}$.

A la cota 1480, las bajas temperaturas junto con la baja velocidad del viento han provocado que el intercambio de calor directo nieve-atmósfera, tanto sensible como latente, haya sido bajo. Bajo estas circunstancias predominan, por tanto, los flujos asociados a la radiación. Y dado que la radiación solar no ha sido suficientemente importante, el equilibrio radiante entre la nieve y la atmósfera (en forma de radiación de onda larga) ha tendido a conservar la temperatura de la nieve por debajo de la atmosférica. No ha debido de existir, en principio, pérdida de masa de la columna de nieve, tal y como reflejan las observaciones de campo en la ladera de muestreo junto a la izquierda del barranco de los Yegüeros. Tan sólo es esperable la debida al intercambio de calor con el suelo al ser la primera nevada de la temporada; pero al ser este un flujo de menor magnitud que los actuantes por la capa superficial de la columna, su influencia no es notable.

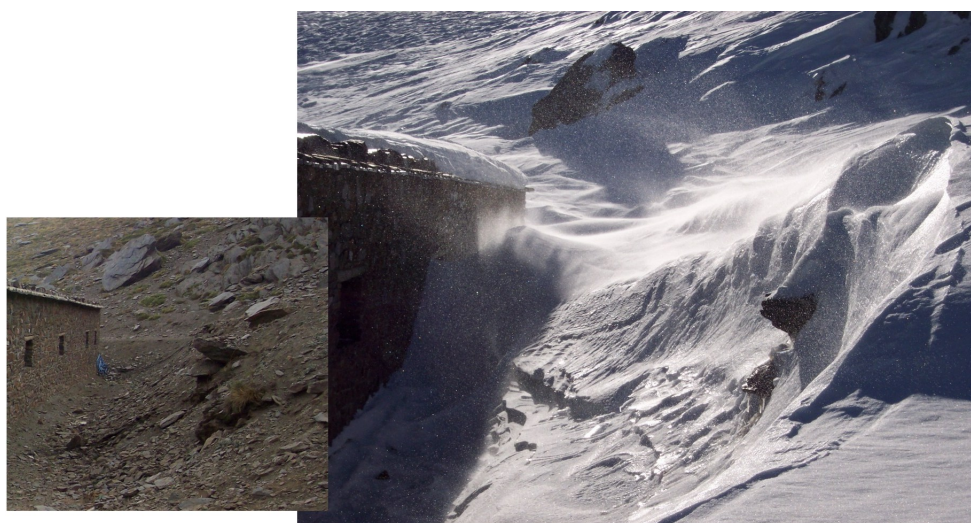


Figura C.5: Transporte y acumulación de la nieve por efecto del viento.

En cuanto a la densidad de la nieve, esta es función, en primer lugar, de la historia de los flujos energéticos y del ciclo diario de recongelación interna de la fusión originada en superficie. La baja intensidad de la radiación solar, junto con la baja temperatura atmosférica y de la nieve, no han permitido que este aumento de densidad sea muy acusado en esta zona. Partiendo de una densidad de $0,1 \text{ kg/l}$, que es la que se puede tomar como característica de la nieve recién caída (Gartska, 1964; Dingman, 2002), se ha alcanzado tan solo una densidad de $0,16 \text{ kg/l}$, que es baja para una nieve de 15 días de edad. Otro mecanismo causante del aumento de la densidad de la columna de nieve con el tiempo es la propia consolidación debida a las fuerzas de gravedad, pero no existe una idea clara de su importancia. Anderson (1976) estima que el orden de magnitud para este fenómeno en capas de nieve de someras puede variar entre $2 \sim 50 \text{ kg/m}^3 \cdot \text{día}$. Esto no es mucho decir, ya que con este rango de valores una nieve depositada con una densidad de $0,1 \text{ kg/l}$, en 15 días podría alcanzar una densidad entre $0,13 \text{ kg/l}$, y 1 kg/l . Al menos sirve para encontrar una justificación para la densidad encontrada en esta campaña basada tan sólo en la propia consolidación gravitatoria de la columna de nieve, situándose en el límite inferior de $2 \text{ kg/m}^3 \cdot \text{día}$ del intervalo propuesto por Anderson (1976).

El equivalente de agua se mantiene bastante constante a cotas similares, tanto en laderas expuestas al sol como en aquellas protegidas por los árboles. Sólo en aquellas



Figura C.6: Formas superficiales en la nieve por la acción del viento.

zonas de mayor interacción del viento con la superficie se puede apreciar una redistribución de la nieve por transporte superficial. Este fenómeno de transporte es visible, tanto en acción, como en efecto, en la figura C.5, donde aparece la pared posterior del cobertizo que sustenta la estación EST-1, de orientación noroeste, que es una zona de depósito de la nieve transportada.

No es posible deducir qué porcentaje de esta diferencia en la distribución de nieve a igual cota se debe a la fase de acumulación inicial de la nieve, y cuál se debe al transporte posterior. Hay zonas en las que se observan formas superficiales típicas causadas inequívocamente por la acción erosiva del viento sobre la nieve ya acumulada (figura C.6).

Campaña 14/ene/2005

Descripción

Partiendo del área recreativa de la Hoya del Portillo a 2150 *m* de altitud, donde la presencia de nieve obliga a dejar el todoterreno, se ha ascendido por la vertiente oeste de la Loma del Mulhacén en dirección al Refugio Poqueira (EST-2). El transecto de 6 *km* de longitud recorre parte de la vertiente este de la cuenca del Río Poqueira alcanzando una altura de 2500 *m*. La orientación es prácticamente constante durante todo el transecto. Parte del recorrido transcurre al abrigo de un pinar.

Mediciones

Se han efectuado medidas del espesor, densidad y equivalente de agua de la capa de nieve en aquellos puntos que se iban encontrando representativos del itinerario durante la ascensión. Las muestras suelen distribuirse de manera equidistante en altura, salvo en aquellos puntos donde, por un cambio de orientación o cobertura, las características de la nieve sufren cambios dignos de ser analizados. En la figura C.7 aparece el itinerario realizado, junto con un perfil longitudinal del mismo y la localización exacta de los puntos donde se han tomado muestras. En la tabla C.2 se resumen los resultados obtenidos.

Muestra	h[<i>cm</i>]	δ [<i>kg/l</i>]	EA[<i>mm</i>]	cota[<i>m</i>]
2.1	40	0,04	18	2310
2.2	45	0,25	113	2285
2.3	55	0,27	148	2350
2.4	30	0,31	92	2405
2.5	55	0,39	216	2450
2.6	35	0,36	125	2490

Tabla C.2: Características de la nieve (14/01/2005).

Las columnas de la tabla C.2 muestran, de izquierda a derecha, el número de muestra con el formato *nº campaña.nº muestra*, el espesor de la capa de nieve, la densidad, el equivalente de agua y la cota del punto de muestreo.

Otras características externas de la nieve en los puntos de muestreo a las que se ha prestado atención han sido la consistencia de la nieve y su dureza. La muestra 2.1 se sitúa en un claro de unos 6 *m* de diámetro entre pinos de aproximadamente 5 *m* de alto. La protección de la zona frente al viento es total. La nieve allí presenta la apariencia de polvo, sin consistencia alguna, y sobre ella una persona se hunde hasta la rodilla. Por tanto se comprende la densidad medida de 0,04 *kg/l*, aunque no deja de llamar la atención que a pesar de tratarse de un espesor de 40 *cm* el equivalente de agua medido fuera tan sólo de 18 *mm*, el menor con diferencia de todas las muestras tomadas. El resto de las muestras se sitúan ya fuera de la masa de árboles y con protección decreciente al viento a medida que esta va perdiendo densidad y presencia. Las dos últimas muestras ya se encuentran en un terreno totalmente libre de vegetación y bastante expuesto al viento a causa de la topografía. Esta variación queda reflejada en el aumento gradual

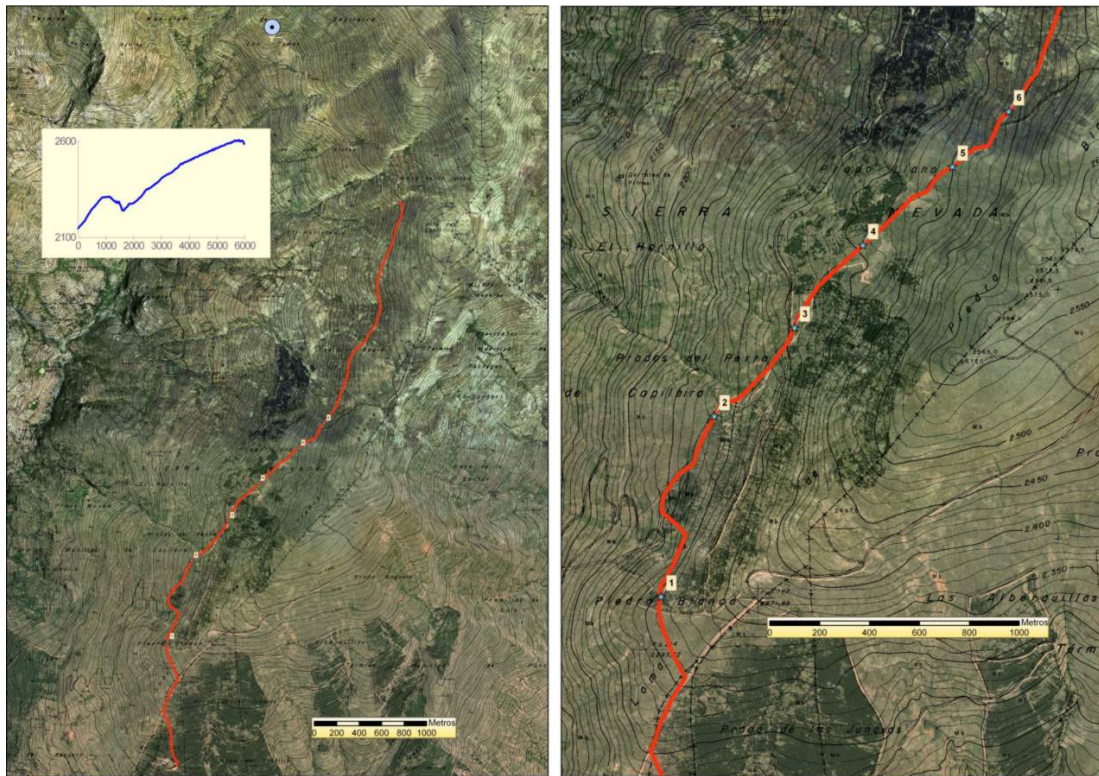


Figura C.7: Itinerario, perfil y localización de muestras (14/01/2005).

que sufren las densidades de las muestras a medida que pierden la protección de los árboles.

En las muestras 2.2 y 2.3, con densidad de 0,25 y 0,27 kg/l respectivamente, se constata que la capa de nieve ya aguanta el peso de una persona sin hundirse, dejando solamente una pequeña huella. También se aprecia una mayor resistencia a la penetración con el tubo. La muestra 2.4, con una densidad de 0,31 kg/l se toma ya sobre nieve dura, sin huella ante el peso de una persona y que ofrece mucha resistencia a la penetración cuando se trata de hincar el tubo por presión, simplemente haciendo fuerza estáticamente. Por último, las dos muestras finales, de densidad 0,39 y 0,36 kg/l respectivamente, muestran una nieve muy dura, en la que es necesario tomar impulso para clavar el tubo con un golpe seco para poder llegar al fondo de la columna de nieve. Además, esta nieve está muy fría, lo que queda patente en el hecho de que el hielo se queda adherido muy fuertemente a los objetos metálicos, como si estuviera soldado.

Como se puede apreciar, el rango de densidades encontradas dentro del mismo itinerario, corto y bastante homogéneo en principio, varían enormemente, entre 0,04 kg/l y 0,4 kg/l . El primer valor es aún menor que el adoptado para la nieve recién caída en condiciones normales de viento y temperatura, mientras que el segundo es un valor aceptado para nieve madura de varios meses de edad (Dingman, 2002). El tiempo de acumulación medio de esta nieve no llega al mes. Esta variación se relaciona con el efecto de la masa de árboles sobre el viento, con una mayor densidad en aquellas zonas de mayor exposición al viento.

Los resultados de espesor y equivalente de agua no son tan fáciles de interpretar. En principio parecen imposibles de relacionar con la cota ni con otro parámetro físico

a priori. En realidad esta variación es consecuencia también del viento, ya que sus variaciones locales debidas a la interacción con la microtopografía determinan diferencias en la columna de nieve en la escala espacial de los metros. Ya sea tanto por diferencias en la acumulación durante la precipitación como por transporte posterior se crean zonas de acumulación y zonas de erosión, con efecto sobre la densidad, aspecto superficial, . . . El viento se muestra como el gran modulador de las características de la nieve encontradas en esta campaña. En el siguiente apartado se trata con más detalle este último aspecto, centrándose especialmente en la afección sobre la forma superficial de la nieve.

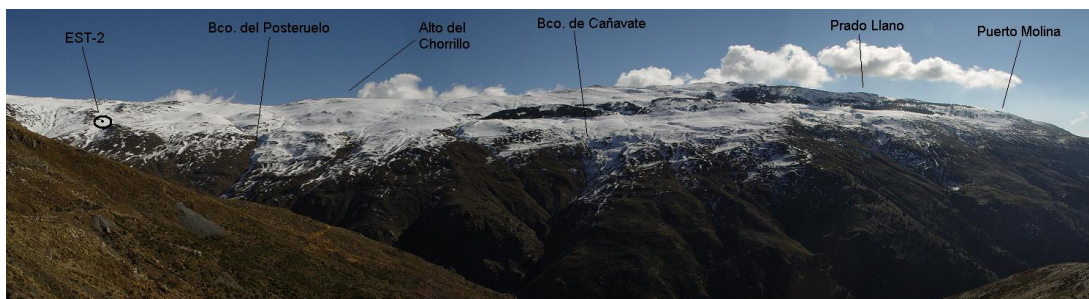


Figura C.8: Vista panorámica del área auscultada. Foto: A. Moñino

Influencia del viento

Los puntos de muestreo se distribuyen entre los 2300 y los 2500 *m* de altura, todos situados en una misma ladera (la reflejada en la figura C.8) con orientación predominantemente oeste. Desde el punto de vista del balance de energía planteado en cada uno de estos puntos, y exceptuando la muestra 2.1 que estaba afectada por la sombra de pinos cercanos, se debe considerar que los valores horarios de temperatura, humedad relativa y radiación solar neta incidente son básicamente los mismos en todos ellos. Por tanto, el único agente inductor que queda capaz de explicar esta variación es el viento. El campo de vientos se ve modulado por las condiciones locales de la topografía a escala de ladera y por la influencia de las manchas de árboles (pinos) cercanos. Cuando se habla de variación topográfica a escala de ladera se refiere a los pequeños cambios de orientación que no superan por término medio los 45° que ocurren dentro de una misma ladera por efecto de los barrancos que la van cruzando.

La dirección del viento que ha predominado en los días posteriores a la última nevada es del noreste. La figura C.9.a muestra un gráfico circular con la suma de las velocidades medias cada cinco minutos para cada una de las direcciones en la estación EST-2 desde el día 7 de enero hasta el 14 de enero, en el que queda patente el predominio de estos vientos con una dirección muy estable. En la figura C.9.b se comparan los registros de dirección y velocidad del viento. Se aprecia un patrón diario en los registros que se repite con bastante precisión, tanto en dirección como en velocidad. Durante el día, entre las 9 ~ 12 de la mañana hasta las 6 ~ 8 de la tarde, se presentan vientos erráticos de poca intensidad. Al anochecer y hasta después del amanecer del día siguiente, el viento empieza a soplar del noreste con un muy pequeño margen de variación en dirección, y con una velocidad media de 4 *m/s*, aunque con momentos donde se alcanzan velocidades de 6 ~ 7 *m/s*.

Esta persistencia y homogeneidad en las condiciones eólicas ha quedado reflejada en las formas superficiales de la nieve, a modo de ondas o dunas descalzadas, que

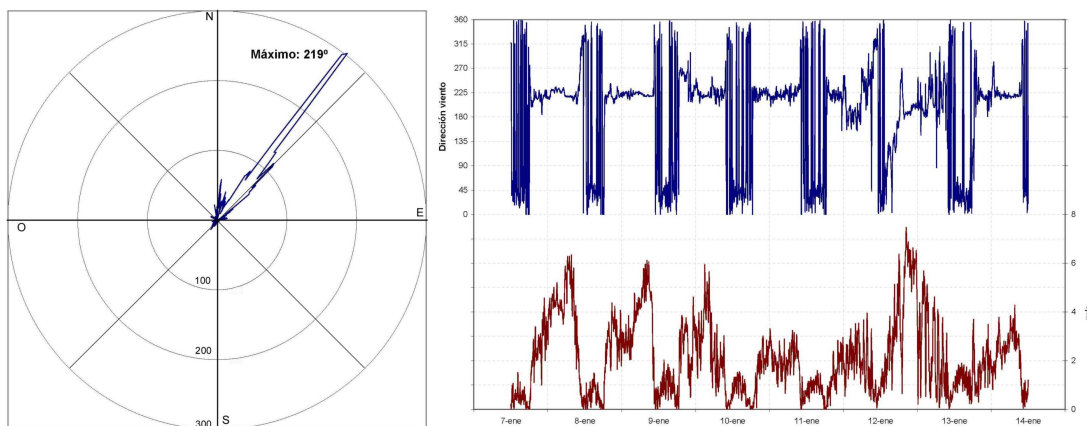


Figura C.9: Dirección y velocidad frente a dirección del viento en EST-2 (07/01/2005 – 14/01/2005).

aparecen en las zonas que han soportado una mayor exposición al viento. Su forma y tamaño son variables, pero del orden de escala de los decímetros en planta, y de los centímetros en altura. Una de las formas más peculiares son una especie de lajas levantadas por un extremo, formadas por nieve de densidad elevada y grano, por lo general, grueso o muy grueso. Se extienden por toda la capa superficial de la nieve a manera de escamas, hundiéndose al ser pisadas, lo cual supone un incómodo obstáculo para el desplazamiento a pie. Existen referencias, sobre todo entre esquiadores, a estas formas que pueden recordar a olas congeladas y a las que se hace mención con el término inglés *sastrugi*² en referencia a una sola de estas ondas (AMS, 2005). El tamaño en la escala horizontal característico de estas formaciones varía desde los centímetros o decímetros de las encontradas en esta ocasión, hasta los metros (campos de dunas sobre hielo antártico), pero en la escala vertical nunca superan los centímetros. En la figura C.10 puede verse una imagen estereoscópica de visión paralela del detalle de una de estas formaciones sobre una piedra de unos 30 cm de diámetro.

La existencia de estas formas en superficie no se encuentran contempladas ni mencionadas en los trabajos más destacados que analizan el balance de energía (Jordan, 1991; Tarboton y Luce, 1996; Dingman, 2002) ni, evidentemente, en los modelos desarrollados a partir de ellos. Sin embargo, alteran de manera muy importante las características morfológicas de la superficie de la nieve influyendo sin duda en el balance de energía de la columna de nieve. La mayor parte de los flujos energéticos se producen superficialmente, y el desarrollo de estas formas del tipo *sastrugi* provocan un aumento de la superficie específica de la nieve en contacto con la atmósfera, modifican el albedo, así como el coeficiente de rugosidad y el perfil de velocidades del viento, influyendo, finalmente, en la mayoría de los flujos superficiales de energía.

Evaporación

En la figura C.11 se aprecian dos formas distintas de crecimiento cristalino sobre la nieve encontrados en esta campaña, en dos zonas muy protegidas del viento. Las lajas

²Sastrugi: ondas irregulares y afiladas que aparecen sobre la superficie de la nieve por efecto de la erosión y deposición eólica. Las ondas son paralelas a la dirección de los vientos predominantes. La palabra proviene del ruso Zastrugi, en plural, por lo que a veces se puede encontrar la palabra *sastruga*

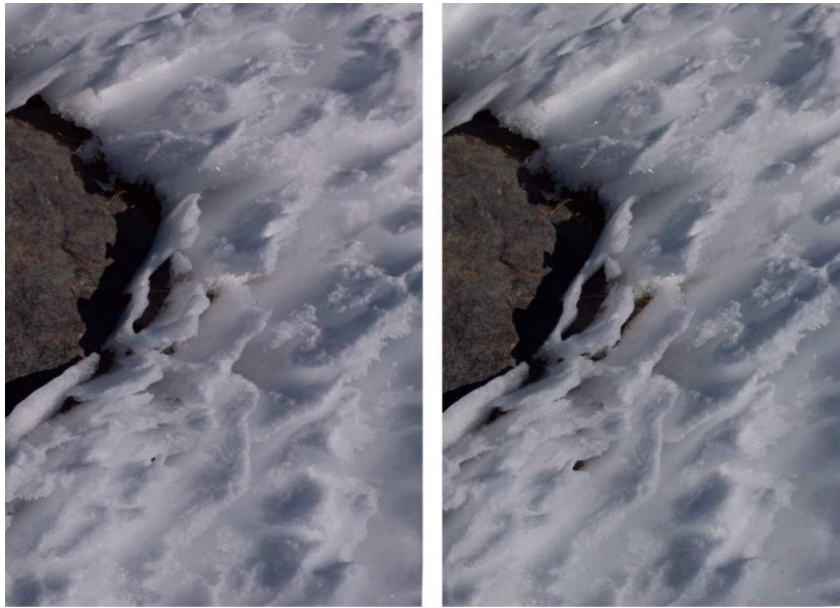


Figura C.10: Detalle de las formas superficiales de la nieve. Foto estereoscópica paralela.

lenticulares de la figura izquierda muestran una sorprendente similitud con la variedad del yeso conocida como rosa del desierto, que se forma en ambientes evaporíticos por la precipitación de distintas soluciones. El mecanismo de formación de estos cristales de hielo es distinto, no cabe duda, más relacionado con la condensación, a pesar de que no sea este el fenómeno que ha dominado bajo las condiciones meteorológicas de los últimos días sino, precisamente, la evaporación.



Figura C.11: Crecimiento cristalino de la nieve.

La baja humedad que ha predominado en la zona favorece la evaporación diurna (de líquido a gas) y la sublimación nocturna (de sólido a gas) de la nieve. La manifestación de este fenómeno en forma de evaporación o sublimación depende de la temperatura superficial de la nieve que permite o no la presencia de agua en superficie. En general, pasadas las primeras horas del día, la radiación solar calienta esta superficie lo suficiente como para permitir el estado líquido y la evaporación, pero una vez oculto el sol la sublimación es predominante.

Tomando como ejemplo los datos cada 5 minutos de humedad relativa Hr , velocidad

del viento v_{at} y temperatura de la atmósfera T_{at} medidos por la EST-2 el día 12 de enero, se ha realizado un cálculo simplificado sobre la pérdida de masa total asociada a la evaporación. Se han utilizado las siguientes expresiones de [Dingman \(2002\)](#):

$$U_E = 5,22 \cdot v_{at} \cdot (e_{sn} - e_{at}) \quad (C.4)$$

$$U_E = 5,93 \cdot v_{at} \cdot (e_{sn} - e_{at}) \quad (C.5)$$

dando la expresión C.4 el valor del calor perdido por evaporación y la expresión C.5 el del calor perdido por sublimación por la nieve en $MJ/día \cdot m^2$ para condiciones atmosféricas neutras, de estabilidad adiabática. La velocidad del viento en superficie v_{at} tiene unidades de m/s y la diferencia en la presión de vapor entre la nieve y la atmósfera (e_{sn} y e_{at}) de kPa . Esta presión de vapor se puede obtener para cada uno de los medios a partir de la expresión 2.3.

Se ha supuesto que durante las 10 horas de sol del día 12 de enero el cambio de fase es de líquido a gas con una temperatura de la superficie líquida de nieve de $0^\circ C$, y que durante el resto del día se produce sublimación, manteniendo la superficie de la nieve una temperatura inferior. Con estas hipótesis, se obtiene una pérdida de calor por evaporación total durante el día de $5,3 MJ/m^2$, de los cuales $1,1 MJ/m^2$ son evaporación propiamente dicha y $4,2 MJ/m^2$ son sublimación. La sublimación nocturna es mayor debido al patrón de vientos comentado en la figura C.9, de mayor intensidad durante la noche, pero también, aunque en menor medida, por la menor estabilidad atmosférica al descender la diferencia de temperatura entre la atmósfera y la nieve. Estos valores se han calculado a partir de las expresiones C.4 y C.5 corregidas por los factores de estabilidad definidos en [Cline \(1997\)](#) en función del número de Richardson. Las condiciones atmosféricas resultantes son en este caso de estabilidad, sobre todo durante las horas de sol, lo cual reduce este intercambio de calor latente total asociado a la transferencia turbulenta de cantidad de movimiento en un 22 % con respecto a los valores teóricos bajo estabilidad adiabática. Dividiendo cada uno de estos valores por su correspondiente calor latente asociado, se calcula la masa total de agua evaporada con las condiciones de viento expuestas y predominantes durante los últimos días, que resulta de $2,1 kg/m^2 \cdot día$, o de $2,1 mm/día$, como es más habitualmente expresada la evaporación. La humedad relativa es baja, y es ella la responsable de este valor alto de evaporación.

Conclusiones

El itinerario de la auscultación llevada a cabo el día 14 de enero de 2005 se extiende a lo largo de $6 km$ de la ladera este del valle del Poqueira, desde la Hoya del Portillo (Puerto Molina) hasta la Hoya de la Iglesia (cercañas del Refugio Poqueira). A pesar de la poca variación aparente en las condiciones físicas y climatológicas a lo largo del itinerario, se pudo comprobar una clara diferencia entre la densidad y el equivalente de agua de las distintas muestras por efecto de las variaciones locales del viento. Este es también el causante de la aparición de formas ondulatorias conocidas como *sastrugi* que modifican de manera fundamental la superficie de la nieve, condicionando totalmente el balance de energía. La condición necesaria para la aparición de estas formas parece haber sido la existencia de unas condiciones atmosféricas estacionarias que han hecho soplar el viento con una intensidad moderada y con una dirección extremadamente constante durante al menos 7 días seguidos. Esta modificación de la superficie tiene gran influencia en

los intercambios de energía, aunque en ninguno de los modelos actuales más conocidos se encuentra contemplado. Un estudio más profundo sobre la frecuencia de aparición del fenómeno y su influencia en cada uno de los flujos energéticos se muestra como un trabajo para el futuro de gran interés.

Campaña 21/ene/2005

Descripción

Se vuelve a auscultar la zona de acceso a la estación EST-1, la estudiada en el punto C. Partiendo desde los 2200 m, la ausencia de nieve y las dificultades encontradas en la primera ascensión han aconsejado realizar un transecto distinto al de la campaña descrita en C, pero manteniendo un punto de coincidencia con aquella justo en la estación EST-1. Se han podido alcanzar los 2650 m llegando a la divisoria del valle del río Chico de Cádiar con el valle del río Trevélez.



Figura C.12: Disminución del manto de nieve entre diciembre de 2004 y enero de 2005 a 2400 m de altura.

La diferencia en la cantidad de nieve fundida entre ambas campañas queda patente en la foto comparativa de la figura C.12, tomada desde la estación EST-1 en dirección sureste.

Mediciones

Se han efectuado medidas del espesor, densidad y equivalente de agua de la capa de nieve en aquellos puntos que se iban encontrando representativos del itinerario durante la ascensión. Dado que no se ha encontrado durante esta campaña una capa de nieve continua durante la ascensión, sino una sucesión de puntos de acumulación de nieve con otros totalmente libres de ella, los puntos de muestreo se han escogido en función de su representatividad para distintas concurrencias de orientación y cobertura. En la figura C.13 aparece el itinerario realizado, junto con un perfil longitudinal del mismo y la localización exacta de los puntos de muestreo. En la tabla C.3 se resumen los resultados obtenidos.

Las columnas de la tabla C.3 muestran, de izquierda a derecha, el número de muestra con el formato *nº campaña.nº muestra*, el espesor de la capa de nieve, la densidad, el equivalente de agua y la cota del punto de muestreo.

Muestra	$h[cm]$	$\delta[kg/l]$	EA[mm]	cota[m]
3.1	27	0,32	87	2385
3.2	69	0,31	216	2430
3.3	62	0,32	199	2525
3.4	32	0,52	166	2450
3.5	33	0,29	97	2385

Tabla C.3: Características de la nieve (21/01/2005).

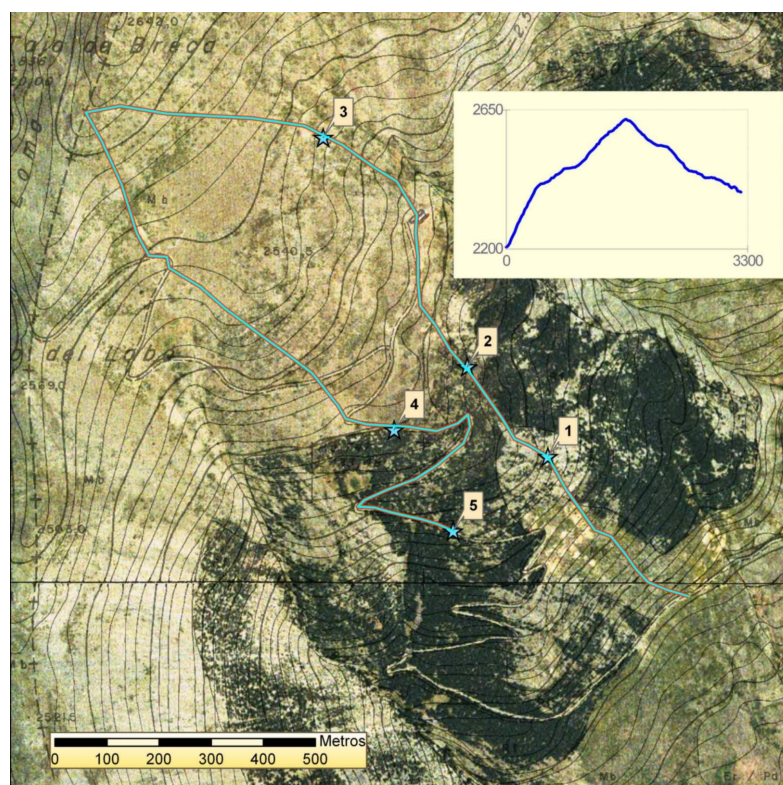


Figura C.13: Itinerario, perfil y localización de muestras (21/01/2005).

Densidad

Pasado casi un mes desde la última precipitación, el grado de fusión de la nieve encontrado es elevado. Hasta este momento del invierno tan sólo han ocurrido dos eventos que hayan dejado precipitación, que ha sido siempre en forma de nieve a esta altura. El más importante de ellos, el del 30 de noviembre, dejó 120 mm de precipitación total en la estación EST-1. Posteriormente sólo se han recogido 20 mm más repartidos durante los cuatro días posteriores al 22 de diciembre. Se puede decir que la nieve que se ausculta en este momento es aquella acumulada en los primeros días de diciembre, que tras pasar por sus fases de calentamiento y maduración, se encuentra en su fase de escurrimiento, con una edad de 50 días.

Durante este tiempo los procesos que provocan la compactación de la columna de

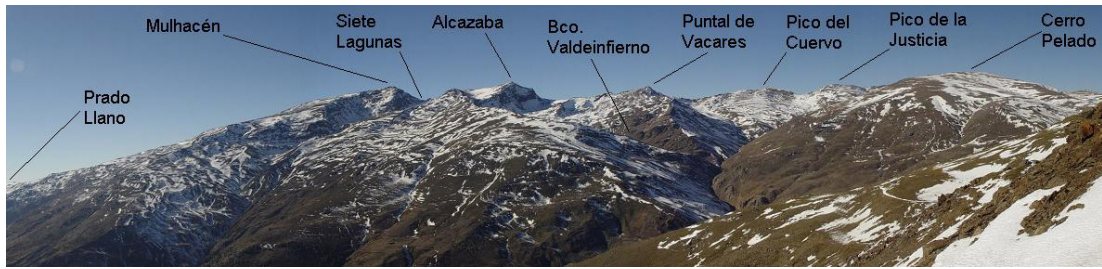


Figura C.14: Cabecera del río Trevélez desde la divisoria sur. Foto: A. Moñino.

nieve han tenido tiempo suficiente como para producir densidades de la nieve en torno a los $\sim 0,3 \text{ kg/l}$. A pesar de que la densidad de las muestras (si exceptuamos la 3.4, tomada bajo circunstancias especiales que posteriormente se describirán) no difiere mucho de otras de la anterior campaña en el valle del río Poqueira, sí lo hacen las características externas de resistencia a la penetración y consistencia. Así, las muestras 3.1, 3.2, 3.3 y 3.5 se toman sobre una nieve caracterizada como de consistencia media/blanda, que ofrece poca resistencia al hincado del tubo, donde un hombre deja una huella visible, pero sin llegar a hundirse más de 5 cm . Esto coincide con la muestra 2.3, pero contrasta con 2.4 (apartado C) que, con una densidad similar a la de las anteriores, en su momento se cataloga como nieve dura, sin huella, y con mucha resistencia a la penetración. La diferencia entre ambas muestras de igual densidad es la fase en la que se encuentra la nieve. Esta última, aún en un momento poco avanzado de su fase de calentamiento, es mucho más consistente y dura que las primeras, ya en su fase de madurez. Además, dado que su muestreo se realizó durante las horas centrales de un día soleado y de temperatura agradable, el contenido de agua líquida de estas aumenta su densidad y disminuye su resistencia. Es lo que típicamente se conoce como nieve madura.



Figura C.15: Acumulación de nieve de alta densidad.

A este estado de madurez de la nieve ha colaborado el aumento de temperatura ocurrido en el mes de enero en comparación con el anterior mes de diciembre. Según los datos climatológicos recogidos por la estación EST-1, a 1470 m de altitud, la temperatura media en diciembre fue de $-1,8^\circ\text{C}$, mientras que en los 20 primeros días de enero esta temperatura media ha sido de $2,1^\circ\text{C}$. La temperatura máxima diaria durante

estos últimos 20 días ha sido de 12°C , y la mínima, nocturna, que en las dos primeras semanas de enero estaba en torno a -4°C , ha aumentado hasta sólo -1°C . Esto implica que el enfriamiento nocturno, causante de la recongelación del agua líquida retenida en la columna de nieve al final del día, no ha alcanzado tanta intensidad como en los días precedentes. En la figura C.16 de detalle de la superficie de la nieve pasado el mediodía solar, se pueden apreciar las gotas de agua líquida de fusión, y la textura de grano grueso típica de una nieve sometida a varios ciclos de fusión-recongelación, y en un estado de madurez propio de la fase de escurrimiento.



Figura C.16: Agua y grano grueso típico de una superficie de la nieve en fusión.

La última muestra cuya densidad queda por comentar es la 3.4, cuyo resultado es muy singular. La densidad obtenida es $0,52\text{ kg/l}$, muy alta. Su consistencia y dureza son elevadísimas, y marcan un límite superior para el hincado del tubo de nieve sin la ayuda de ningún instrumento percutor. El fondo de la columna presenta aún mayor densidad, apareciendo prácticamente como hielo compacto, en el cual no se ha podido clavar el tubo. Estas características están indicando la presencia de agua líquida recongelada, que es la única explicación para densidades tan elevadas en una capa de nieve de pequeño espesor y joven, como es esta. Al discurrir la escorrentía superficial (superficial al suelo, por el fondo de la columna de nieve) procedente de la fusión de zonas más elevadas por otras zonas con un defecto de energía, sobreenfriadas gracias a su situación de mayor protección frente a la radiación solar y/o el viento, se puede llegar a recongelar formando estructuras de hielo de alta densidad, mucho mayor que la alcanzada por la nieve a través de sus propios mecanismos de compactación. Esto mismo ocurre en las zonas más bajas donde aún se mantienen algunas manchas de nieve en forma de hielo, en pequeños claros de bosques.

En definitiva, en estas zonas de alta densidad deben concurrir dos factores principales: presencia de agua en estado líquido, ya sea procedente de la fusión de la propia columna o de paso, y flujos incidentes de energía bajos. El contrapunto a estas zonas de alta densidad son aquellas de igual balance energético deficitario pero sin presencia de agua. Protegidas tanto de la radiación solar como del viento y a una altura suficiente como para no sufrir temperaturas demasiado elevadas con persistencia, son zonas donde la fusión de la columna ha sido mínima. Y el buen drenaje superficial del suelo, la falta de contacto entre la superficie del suelo y el fondo de la nieve o su situación alejada de los flujos superficiales procedentes de otras zonas en fusión pueden evitar, entre otros

factores, la interacción de la columna de nieve con agua en estado líquido. Zonas de este tipo, cubiertas con una nieve de menor densidad, se encontraron entre los puntos de muestreo 3.1 y 3.2, una ladera de orientación este cubierta de pinos de baja altura y separados (figura C.17 izquierda), y en el camino final en torno a la muestra 3.5, en ladera sureste pero muy protegido por pinos de mayor altura (figura C.17 derecha). En este último caso llama la atención cómo a pocos metros de distancia, los propios pinos que sirven de protección al camino son fuente de energía en forma de radiación de onda larga para la nieve bajo ellos, que prácticamente ha desaparecido. El cielo abierto favorece el enfriamiento radiativo de la columna de nieve durante las noches claras y frías.



Figura C.17: Zonas de acumulación de nieve de menor densidad, entre árboles.

Debido a la fusión, el equivalente agua en el tejado del cobertizo donde se sitúa la estación EST-1 era muy bajo. Apenas un espesor de 10 *cm*, que no permite tomar muestras con el tubo para calcular su densidad. Pero en función de la consistencia y dureza de esta columna de nieve se le puede asignar una densidad similar a la de las muestras de los alrededores (0,3 *kg/l*, en 3.2 y 3.3), con lo que el equivalente de agua sobre el tejado se puede estimar en 30 *mm*. La comparación con las muestras 1.1 y 1.2 del apartado C indica que desde el 17 de diciembre, aproximadamente 30 *mm* más los 20 *mm* del segundo evento de diciembre (50 *mm* en total) se han fundido en este punto de control.

Distribución espacial

Otra característica de un manto de nieve en fusión es su distribución espacial muy heterogénea, donde zonas totalmente libres de nieve se alternan con otras de acumulación de metros de espesor. Los equivalentes de agua medidos muestran que esas zonas han recibido un aporte de nieve mayor que la precipitación media y que aún lo conservan. Estas zonas de acumulación son principalmente vaguadas o cauces de arroyos en laderas no orientadas directamente al sur o zonas altas donde la vegetación ha jugado un papel protector frente a la radiación y el viento. La figura C.18, tomada a 2500 *m* de altura, muestra como en una ladera orientada al este y muy expuesta al viento, este último ha provocado la acumulación de la nieve en la pequeña vaguada creada por un arroyo, dejando al descubierto la superficie del suelo a ambos lados. En el centro de la foto se puede observar un jalón de más de un metro clavado hasta la empuñadura en el centro de esa vaguada. Además, la densidad de la nieve en ese punto central es mayor

que en los extremos próximos a las partes despejadas, donde está actuando con más intensidad la fusión del viento, como queda reflejado en las formas superficiales típicas en forma de escamas (ver apartado C) que también se pueden apreciar en la foto. En la foto C.19 se puede observar un detalle de estas llamativas escamas.



Figura C.18: Distribución espacialmente heterogénea de la nieve.



Figura C.19: Superficie de la nieve modificada por el viento.

El principal factor de influencia en la presencia de nieve, que es la temperatura, tiende a originar una distribución de la nieve homogénea por alturas. A partir de este primer boceto de la distribución en planta de la nieve, aparecen modificaciones en función del resto de factores con incidencia en el balance energético. En aquellas zonas donde en este balance energético el efecto del viento tiene mayor peso, la nieve aparece suavizando los accidentes geográficos, lo que ocurre a distintas escalas espaciales. El transporte durante los días posteriores a la acumulación, cuando la baja densidad de la nieve aún lo permite, favorece este fenómeno. Donde, sin embargo, el dominio energético corresponde a la radiación solar, la orientación de la ladera es la que determina la presencia o no de nieve. Los tres factores descritos, temperatura, viento y radiación, van dibujando una distribución espacial que resulta altamente heterogénea, de tal forma que ni siquiera en las cumbres a 3500 m (foto panorámica C.14 del valle de Trevélez) la

nieve ha podido mantener su continuidad espacial en este primer gran ciclo de fusión del invierno 2004 – 2005.

Efecto de la vegetación

En los apartados anteriores se ha ido viendo la importancia que la cobertura vegetal de pinos de esta zona tiene sobre el manto de nieve. Su modificación de los flujos de intercambio energético de la superficie de nieve con la atmósfera es muy grande en virtud de su influencia sobre los tres factores climáticos principales en ese balance energético: temperatura, radiación y viento. Por ello la presencia de esta cubierta vegetal boscosa determina los parámetros característicos de la nieve bajo ella, densidad, equivalente de agua, formas superficiales,...

Pero también hay que destacar el efecto de otro tipo de vegetación muy frecuente en esta zona como son los piornales (figura C.20). Esta vegetación baja de plantas propia de ambientes fríos de alta montaña es la única que se encuentra por encima de los límites de los bosques de pinos, que se sitúa en torno a los 2400 m. A mayor altura, las bajas temperaturas y la nieve no permite la presencia de otras formas vegetales arbóreas. Los piornos son plantas bajas (en esta zona no superan los 30 cm de altura) muy ramificadas y sin hojas, que desarrollan formas muy densas, resistentes y pegadas al suelo. En aquellas zonas favorables para su desarrollo unas matas se solapan con otras formando una alfombra continua en el que las distintas plantas son indistinguibles entre sí. El efecto que esta vegetación tiene sobre la nieve es el de aislarla del suelo, ya que esta se acumula encima de las plantas que son capaces de soportar su peso sin hundirse. Queda por tanto entre el suelo y el fondo de la nieve un espacio libre donde una capa de aire, un aislante térmico excelente, protege a estas plantas del frío invernal y la congelación. Esta es la adaptación evolutiva que permite al piorno desarrollarse en un ambiente inhabitable para otras especies. Para la columna de nieve la presencia de estas plantas supone un aislamiento perfecto del suelo, por lo que el flujo conductivo de calor desde el suelo hacia la columna de nieve por su fondo, pequeño de por sí, puede ya ser despreciado totalmente. También proporciona un buen drenaje para el agua de fusión, por lo que será más difícil la aparición de capas de hielo recongelado en el fondo de la columna de nieve. Cuando el espesor de la capa de nieve ya es pequeño y los piornos salen a la superficie, su color oscuro les hace absorber radiación solar y calentarse, por lo que enseguida despejan completamente de nieve la superficie de la planta.

Conclusiones

En esta campaña se ha tomado contacto con una nieve en una fase de escurrimiento avanzado con baja presencia incluso en las cumbres. La densidad media de la columna en aquellas zonas donde se encuentra presente es de 0,3 kg/l, aún baja como para catalogar una nieve de madura, lo cual está indicando que la fusión se está produciendo más por causa de los flujos energéticos inducidos por la radiación y el viento que por los de la temperatura, que suele manifestarse de forma más generalizada y homogénea. De la precipitación acumulada hasta el momento en el punto de control de la EST-1 en este invierno en forma de nieve, que llega a ~ 150 mm, sólo quedan 30 mm. Esta estimación resulta muy difícil de extrapolar al resto de la cuenca dada la distribución espacial tan heterogénea del manto de nieve, donde las zonas totalmente descubiertas se alternan, con pocos metros de distancia entre sí, con las zonas de acumulación. Estas, protegidas de los agentes atmosféricos antes mencionados, se conservan sin casi fusión alguna. En



Figura C.20: Vegetación de piornos en los Tajos de Breca.

cualquier caso, parece evidente que la disminución del equivalente de agua total en más de la mitad de lo acumulado hasta el momento afecta a toda la cuenca, incluso a las zonas más altas. En aquellas laderas más expuestas a la radiación solar o al viento se abren grandes claros en el manto de nieve. Y esto ocurre sin la presencia de temperaturas excesivamente altas, sino por el mantenimiento de un periodo largo entre eventos, que en el momento de esta campaña alcanza los 25 días.

Esta situación viene a recalcar el hecho de que el ciclo anual de la nieve en esta cuenca pasa por varias fases de fusión coincidiendo con los periodos entre eventos más prolongados. La nieve aparece con facilidad en invierno por las bajas temperaturas, pero no es capaz de mantenerse con continuidad en situaciones de buen tiempo invernal. Esto es importante porque en otras cuencas de mayor latitud lo habitual es encontrarse con tan sólo un ciclo anual, dominado por una acumulación y mantenimiento otoño-invernal y un gran deshielo primaveral. Es por ello que en los modelos de fusión de nieve existentes ciertas hipótesis no siempre sean adecuadas para cuencas con varios episodios de fusión invernales como es esta cuenca del río Guadalfeo.

Campaña 11/feb/2005

Descripción

La imposibilidad de alcanzar en todoterreno la zona auscultada en la campaña del día 14 de enero (apartado C) debido a las últimas nevadas obliga a diseñar un transecto distinto por el valle del río Poqueira. Se recorre en esta ocasión la ladera opuesta, la correspondiente a la margen derecha del río Poqueira, partiendo desde una altura de 1500 m y alcanzando los 2150 m. El transecto escogido en esta ocasión se puede dividir en dos zonas totalmente diferenciadas. La primera, entre las muestras 4.1 y 4.5 asciende por una divisoria de orientación sur, paralelamente al trazado rectilíneo de la tubería de la Central Hidroeléctrica de la Cebadilla (figura C.21). La intención de este primer tramo es el de captar la variación de las características de la nieve con la altura, ya que se asciende con gran pendiente 500 m de desnivel sin cambios en la orientación, ni en la vegetación y muy bajos en la exposición total de toda la zona a la radiación solar. La vegetación está compuesta desde la muestra 4.2 por piornales poco densos, que en la campaña de hoy quedaban totalmente ocultos bajo la nieve. La segunda zona es la comprendida entre las muestras 4.5 y 4.9. Tomando el camino que discurre junto a la acequia del Veleta, una de las dos que alimentan la cámara de carga de la Central, se avanza a cota constante cruzando dos pequeños barrancos. El objetivo de este segundo transecto es apreciar la variación de las características de la nieve a igual cota pero con cambio en la orientación, S-SE-E. Se trata pues de captar el efecto de la escala de ladera, del orden de los cientos de metros, y su influencia sobre los agentes principales encargados de mantener o desestabilizar el equilibrio energético de la nieve, que son la radiación solar y el viento.

Mediciones

En la figura C.22 aparece el itinerario realizado, junto con un perfil longitudinal del mismo y la localización exacta de los puntos donde se han tomado muestras. En la tabla C.4 se resumen los resultados que se desprenden de las medidas efectuadas.

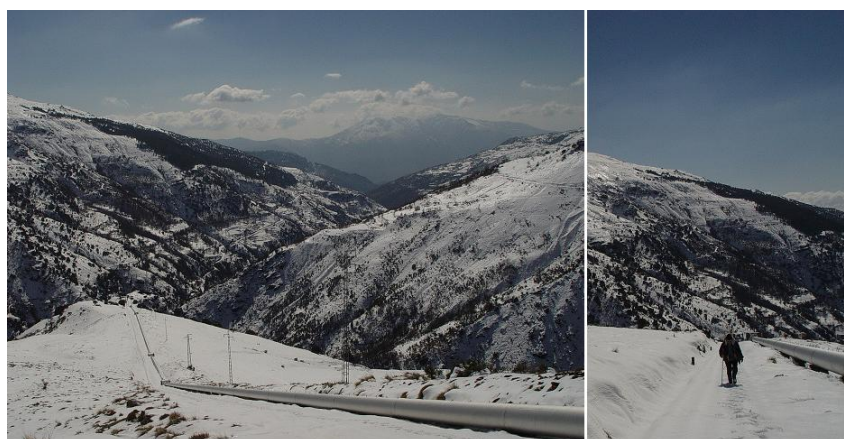


Figura C.21: Camino de ascenso a lo largo de la divisoria. Foto: A. Moñino.

Las columnas de la tabla C.4 muestran, de izquierda a derecha, el número de muestra con el formato n° campaña.n^o muestra, el espesor de la capa de nieve, la densidad en,

Muestra	h[cm]	δ [kg/l]	EA[mm]	cota[m]
4.1	19,5	0,27	53	1550
4.2	20	0,24	48	1790
4.3	20	0,19	38	1915
4.4	15	0,22	33	2020
4.5	17	0,24	41	2110
4.6	16	0,24	38	2110
4.7	17	0,24	41	2110
4.8	27	0,23	61	2110
4.9	20	0,24	48	2112

Tabla C.4: Características de la nieve (11/02/2005).

el equivalente de agua y la cota del punto de muestreo.

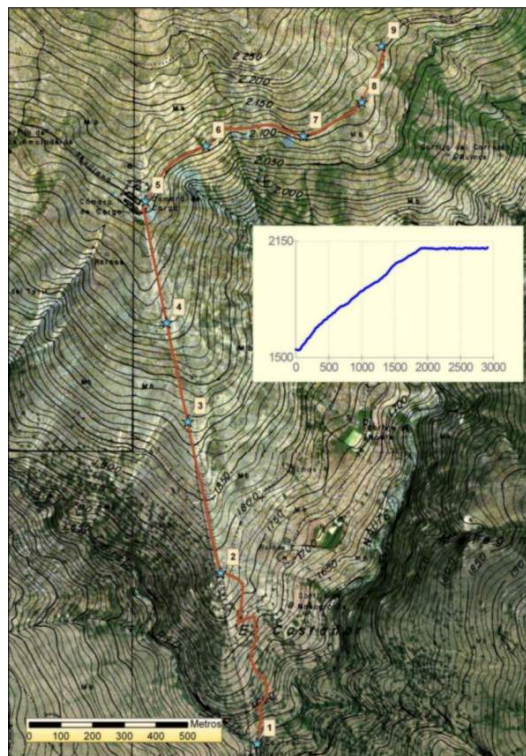


Figura C.22: Itinerario, perfil y localización de muestras (11/02/2005).

La nieve encontrada en esta campaña es de consistencia blanda o muy blanda en todos los muestreos efectuados, indiferentemente de su altitud y orientación. La densidad muestra también un valor prácticamente constante, de $0,24 \text{ kg/l}$, ya sea en las muestras tomadas a cotas de 1550 m (4.1) o de 2100 m (4.5 en adelante), como en las muestras sobre terreno expuesto orientado al sur (4.1 a 4.5 y 4.7) o más protegido y orientado al este (4.9). Tampoco se observa una tendencia al cambio en el equivalente de agua en ninguna de las muestras con el cambio de orientación y altura, apareciendo una cantidad total de nieve acumulada similar en todas ellas. La capa de nieve muestra

una distribución bastante homogénea en espesor y densidad a todo lo largo del trayecto recorrido. Las pequeñas variaciones entre muestras se deben principalmente a la acumulación irregular debida a efectos de pequeña escala, del orden de metros, inducida por los accidentes del terreno (figura C.24).

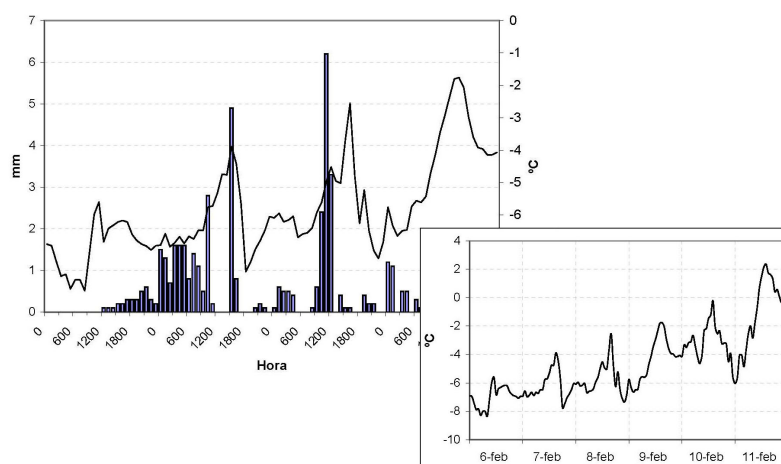


Figura C.23: Precipitación y temperatura horarias durante el evento del 06/02/2005 y temperatura hasta el día de la campaña.

Se trata de una nieve joven, de 3 ~ 4 días de edad, cuyo origen está en el evento que comenzó el 6 de febrero y duró hasta el día 9, dejando en la cercana EST-2 una precipitación total de 45 mm. En la figura C.23 aparece la distribución horaria de la precipitación durante los 4 días del evento. A su vez, la figura C.26 muestra una foto de los alrededores de la EST-2, situada a 2510 m de altitud junto al Refugio Poqueira, el cual se puede reconocer en el centro de la foto. Este valor de precipitación registrado coincide con el almacenado en forma de nieve según el equivalente de agua medio medido. En los días previos al evento ya no quedaba rastro de nieve a cotas por debajo de 2400 m. Es por ello que todas las muestras en conjunto representan a una capa de nieve nueva que en los dos transectos escogidos es homogénea en su distribución espacial, y poco afectada por la fusión gracias a las bajas temperaturas y a la baja influencia del viento.



Figura C.24: Formas superficiales debidas a la acumulación diferencial de pequeña escala. Foto: A.Moñino.

Temperatura y radiación

En la figura C.23 se observa la evolución de la temperatura durante el evento y en los días posteriores al mismo. Durante el evento, el aire frío del norte hizo descender las temperaturas de manera brusca, que como se puede observar no son capaces de superar los 0°C hasta el día 11, marcando mínimas durante el evento de 7°C bajo cero.

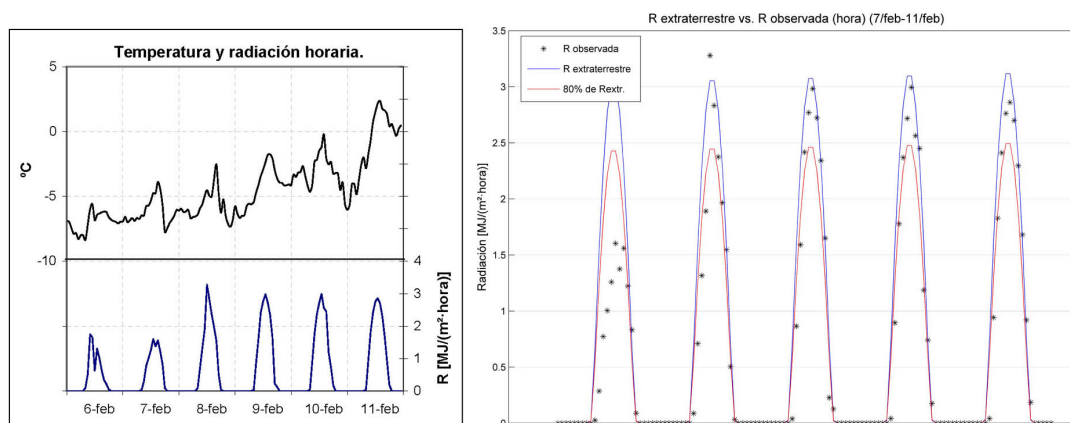


Figura C.25: Radiación y temperatura tras el evento 020605 y comparación con la radiación extraterrestre.

La radiación solar medida ha sido muy elevada incluso durante los últimos días del evento. Los días 8 y 9 aún se registraban precipitaciones puntuales de mucha intensidad, ocurriendo en el primero de ellos la máxima precipitación horaria que fue de más de 6 mm . Paradójicamente, en estos días se recibieron simultáneamente valores de radiación muy altos, como se observa en la figura C.25. La parte de la derecha muestra los datos de radiación solar medidos (estrellas) comparados con la radiación extraterrestre y una curva auxiliar que marca el 80% de la misma. La radiación extraterrestre indica el máximo valor de radiación que podría alcanzar la superficie de la Tierra en un punto dado si no hubiera atmósfera sobre él. El interés de realizar la curva del 80% de esta radiación máxima teórica es que esa es la radiación aproximada que el efecto reductor de la atmósfera permite alcanzar la superficie terrestre en un día claro. Se aprecia cómo durante estos días la irradiancia llega a superar ese valor del 80%, llegando a alcanzarse un valor del índice de claridad³ IC de $0,84 \sim 0,87$. Valores que, aunque altos, no sorprenden dada la elevada cota de la estación EST-2, 2500 m , y menos aún si se imagina una atmósfera limpia después de las precipitaciones y con nubes esporádicas. En la tabla C.5 se recogen los valores de la irradiancia total diaria medida R_{obs} , radiación extraterrestre R_{ext} , y el valor de IC que ello supone.

Densidad

Para la corta edad de la nieve, de sólo 3 días, el valor de densidad media encontrado es llamativamente alto, cercano a los $0,31\text{ kg/l}$ de la nieve madura con más de 50 días de edad estudiada en el apartado 29. Por otra parte, es claramente superior a los $0,16\text{ kg/l}$ de la nieve de 15 días de edad de la primera auscultación realizada en

³En este trabajo se define el Índice de Claridad como el cociente entre la radiación solar medida y la radiación extraterrestre, máximo teórico en ausencia de atmósfera.

<i>Día</i>	$R_{obs}[MJ/m^2 \cdot día]$	$R_{ext}[MJ/m^2 \cdot día]$	<i>IC</i>
08/02/2005	16,5	20,8	0,79
09/02/2005	17,7	21,0	0,84
10/02/2005	17,9	21,2	0,84
11/02/2005	18,6	21,4	0,87

Tabla C.5: Análisis de la radiación solar tras el evento del 06/02/2005.

diciembre de 2004 (apartado C). Hay que recordar que en esta última situación la nieve se encontraba poco transformada gracias a las bajas temperaturas y la baja radiación solar que predominaron en los días siguientes al evento que la depositó, por lo que el valor de densidad medido era excepcionalmente bajo. Además, esta densidad medida de $0,24 \text{ kg/l}$ no es en ninguna de las muestras analizadas constante en toda la profundidad de la columna de nieve. Eran claramente diferenciables zonas endurecidas y de mayor densidad en la superficie; capas de 3 o 4 *cm* de nieve dura, como hielo, que en algunos casos permitían sostener el peso de una persona, mientras que por debajo la nieve gozaba de una consistencia y densidad más bajas, seguramente más próximas a los $0,16 \text{ kg/l}$ de una nieve reciente e inalterada. En algunas zonas se podían observar incluso varias capas de pocos *mm* de espesor endurecidas por debajo de la superficie, alternándose con otras capas de menor densidad.

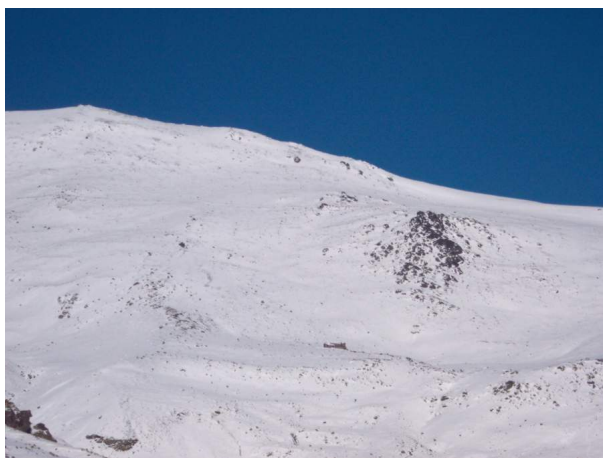


Figura C.26: Alrededores del Refugio Poqueira, EST-2.

Esta alternancia de capas está reflejando las peculiaridades climatológicas a las que se ha visto sometida la columna de nieve en los días del evento y en los posteriores; temperaturas muy bajas unidas a una fuerte insolación diurna. Cada una de las finas capas de hielo que se apreciaban por debajo de la superficie corresponderían a lo que sería una antigua superficie en algún momento del evento, endurecida y luego cubierta por una capa de nieve nueva. En la figura C.23 se pueden ver estos periodos de ausencia de precipitación dentro del evento en los que se produce el endurecimiento de la que en ese momento fuera la capa superficial.

El aporte energético de la radiación solar en la superficie de la nieve es capaz de llevar a la fusión la capa exterior aunque el déficit energético global de la columna sea



Figura C.27: Superficie uniforme del manto de nieve. Foto: A. Moñino.

grande. Por ello pasado el mediodía solar se pueden observar gotas en la superficie de la nieve y zonas brillantes, como encharcadas (figura C.27), a pesar de que la temperatura diurna apenas ha superado los 2°C y que la capa de nieve dista mucho de estar cerca de su punto de madurez. A medida que ese agua líquida comienza a superar la capacidad de almacenamiento de la nieve, que además en superficie disminuye a medida que se forman estructuras de hielo de grano grueso, inicia la percolación hacia el interior de la capa de nieve. Pero no llega muy lejos en su viaje, pues vuelve a recongelarse unos mm o cm más abajo liberando calor latente y redistribuyendo la energía superficial hacia el interior. El frío nocturno consolida las nuevas estructuras creadas y sigue enfriando la nieve, que al verse sometida a este ciclo diario va ganando rápidamente densidad. Esta se concentra en una capa superficial porque los flujos de enfriamiento dominan en el balance de energía global de toda la columna. Cuando la temperatura media diaria aumente, una vez pasado este periodo especialmente gélido, y sean los flujos de calentamiento los que predominen, este ciclo diario será el encargado de redistribuir la energía a toda la columna, favoreciendo el que llegue a su punto de madurez con una considerable homogeneidad en vertical. Esta homogeneidad se alcanzará siempre y cuando la historia de los ciclos diarios no haya creado capas de hielo de alta densidad, como se ha observado en anteriores campañas, donde acumulaciones de agua líquida provenientes de la fusión diurna que quedan encharcadas son recongeladas durante la noche formando hielo puro sobre, en o bajo la columna de nieve. Estas formaciones más densas es difícil que pierdan esa densidad en favor del resto de la columna originando discontinuidades permanentes de densidad en el perfil.

Por lo visto hasta ahora, la relación entre la edad de la nieve y la densidad no es inmediata. Ya se comentó en el apartado C la estimación que Anderson (1976) hacía sobre el orden de magnitud de la consolidación debida a las fuerzas de gravedad. Por lo que se desprende de la comparación entre las densidades medidas hasta ahora en capas de nieve de distintas edades, ese fenómeno es de segundo orden frente al aumento de densidad provocado por los ciclos diarios de fusión o por el propio proceso de maduración de la nieve, al menos en esta vertiente sur de Sierra Nevada. Para las condiciones climatológicas habituales en esta zona para cualquier fecha, el balance de energía parece ser siempre positivo para cualquier altura. Una vez finalizado un evento, que es fácil que haya dejado nieve por encima de los $2000 \sim 2500 \text{ m}$, y recuperados los valores “normales” de temperatura, viento y radiación, la nieve está sometida a una fusión continua, no encontrándose a ninguna altura energéticamente estable ni aún en invierno. Por ello, en esta cuenca, el efecto de la consolidación gravitatoria puede ser despreciado frente a

los fenómenos de fusión que provocan un aumento de densidad a una escala temporal mucho menor.

Acción del viento

El viento ha alcanzado valores medios horarios de hasta 10 m/s durante los días posteriores al evento, siendo su valor medio desde el 7 hasta el 11 de febrero, ambos inclusive, de $4,5\text{ m/s}$. Si se cotejan estos valores con los reflejados en la campaña del 14 de enero (apartado C) se puede deducir que son comparables a aquellos en intensidad. Sin embargo, esta vez no se ha producido un efecto tan claro en la superficie de la nieve como del que se informó en aquella campaña, donde se registraron patrones superficiales en forma de escamas muy típicos (*sastrugi*) que no se han observado en esta nueva campaña.



Figura C.28: Detalle de la estructura macroscópica del grano de hielo en la capa superficial de la nieve.

El efecto físico del viento en lo que ha erosión y transporte se refiere sobre la superficie no ha podido ser mayor por la propia consistencia de la nieve. Esta ha alcanzado valores de densidad altos en muy poco tiempo sobre todo gracias a desarrollar una capa superficial más dura de un espesor mayor del habitual. Bajo estas circunstancias, a pesar de soplar con intensidad, el viento no puede realizar las tareas de erosión y transporte que desembocan en la formación de escamas analizada en anteriores campañas. Es por tanto una condición añadida para el desarrollo de las formas superficiales que la densidad, o lo que es lo mismo, la cohesión de las partículas de la nieve, sea la correspondiente a una nieve poco afectada por los ciclos diarios de fusión. Con el tiempo, la nieve va ganando densidad y cohesión, nunca perdiéndola, por la agregación de los granos de hielo que van formando estructuras microscópicas cada vez de mayor tamaño, como las que se podían observar ya en esta campaña a pesar de la juventud de la nieve (figura C.28).

Conclusiones

En esta campaña se ha analizado una nieve joven, de 3 ~ 4 días de edad, a una cota de 1500 ~ 2100 *m*, algo más baja que las alcanzadas en anteriores campañas. El evento del 6 de febrero ha estado acompañado de bajas temperaturas que han propiciado la aparición de nieve a cotas bajas, donde no quedaban restos de nieve anteriores. Los transectos escogidos permiten captar la influencia de la altura y la orientación sobre las características de la capa de nieve. Así, los resultados muestran que no hay variación significativa en planta en la zona escogida. Esto es así porque la nieve aún no ha iniciado su proceso de maduración ni ha originado agua de fusión, tal y como refleja el equivalente de agua medio medido, coincidente con los 50 *mm* de precipitación registrados en la EST-2 del Refugio Poqueira. Ni la orientación ni la altura son fuente de variabilidad aún de las características de esta capa de nieve joven.

Es llamativo el valor de densidad medido, muy homogéneo en todas las muestras y en torno a 0,24 *kg/l*, alto para una nieve de 4 días de edad. Del análisis de los registros meteorológicos se desprende que aunque las temperaturas se han mantenido muy bajas, sin superar en ningún momento los 0°C hasta el mediodía del día 11, la radiación solar ha sido muy intensa. Esto ha favorecido la existencia de fusión superficial recongelada. El ciclo diario dominado por la intensa radiación solar diurna y las bajas temperaturas nocturnas ha formado una capa superficial densificada, de mayor dureza, que en algunas zonas llega a ser de 3 ~ 4 *cm* de espesor. En el interior, la nieve continúa inalterada, presentando por ello un perfil vertical muy heterogéneo en densidad.

No tiene sentido a la vista del comportamiento de la nieve en esta vertiente sur de Sierra Nevada considerar otros mecanismos que causen aumento de densidad aparte del de los propios ciclos de fusión en superficie y recongelación interna, como es el de la consolidación gravitatoria. Este es el proceso dominante tanto en la distribución interna del calor superficial como en el aumento de densidad de la columna de nieve, favoreciendo la homogeneidad más característica de una columna de nieve madura.

Esta propia capa superficial endurecida evita los procesos de erosión y transporte por el viento que tan importantes se mostraron en otras campañas, a pesar de que la intensidad del viento ha sido de igual magnitud que entonces ocasionó las formas superficiales o *sastrugi* ya descritas.

Campaña 18/feb/2005

Evolución de la nieve en el valle del río Poqueira

En la anterior campaña se describió la auscultación de la zona circundante a la central y la cámara de carga de la Cebadilla, en el valle del río Poqueira. En esta ocasión el objetivo es la auscultación próxima en el tiempo de otra zona distinta, la de los Tajos de Breca, en el valle del río Chico de Cádiar, para captar así la variación espacial más que la temporal del manto de nieve. Aun así se ha podido comprobar visualmente desde el mirador situado en el *km* 40 de la carretera *C* – 323, en la divisoria del Monte Pampaneira, que la zona auscultada la semana anterior se encontraba en el momento de esta campaña totalmente despejada de nieve hasta la cota 2400, como refleja la figura C.29.



Figura C.29: Evolución de la capa de nieve en el valle del Poqueira entre el 11/02/2005 y el 18/02/2005.

La nieve que cubría esa zona el día 11 de febrero procedía en su totalidad del evento iniciado el día 6 de febrero. En esa campaña del 11 de febrero se comprobó que hasta ese momento no se había producido fusión alguna, manteniéndose el equivalente de agua medio en los 50 *mm* registrados en el pluviómetro de la EST-2. Una semana después, sin embargo, el 18 de febrero, se comprueba que la nieve se ha fundido por completo, quedando el límite de la nieve unos 300 *m* por encima de la cámara de carga.

Auscultación de la nieve en el valle del río Chico de Cádiar

Mediciones y observaciones

Ya en el valle del río Chico de Cádiar, se han efectuado medidas del espesor, densidad y equivalente de agua de la capa de nieve en aquellos puntos que se iban encontrando representativos del itinerario durante la ascensión. La mayor o menor abundancia de nieve condiciona el recorrido exacto realizado cada día, por lo que no siempre coincide con el de anteriores campañas en la zona. En este caso, el trayecto entre el cruce del camino tras la muestra 5.3 y la estación EST-1 (muestra 5.8) sí coincide con el realizado durante el primer tramo de la campaña del 21 de enero (apartado 29). Las muestras suelen distribuirse de manera equidistante en altura, salvo en aquellos puntos donde, por un cambio de orientación o cobertura, las características de la nieve sufren cambios

dignos de ser analizados. En la figura C.30 aparece el itinerario realizado, junto con un perfil longitudinal del mismo y la localización exacta de los puntos donde se han tomado muestras. En la tabla C.6 se resumen las mediciones efectuadas.

Muestra	$h[cm]$	$\rho[kg/l]$	EA[mm]	cota[m]
5.1	27	0,28	76	2050
5.2	23	0,30	69	2130
5.3	22	0,27	59	2185
5.4	27	0,26	71	2320
5.5	25	0,25	64	2405
5.6	40	0,24	94	2412
5.7	95	0,05	43	2420
5.8	34	0,16	53	2470

Tabla C.6: Características de la nieve (18/02/2005).

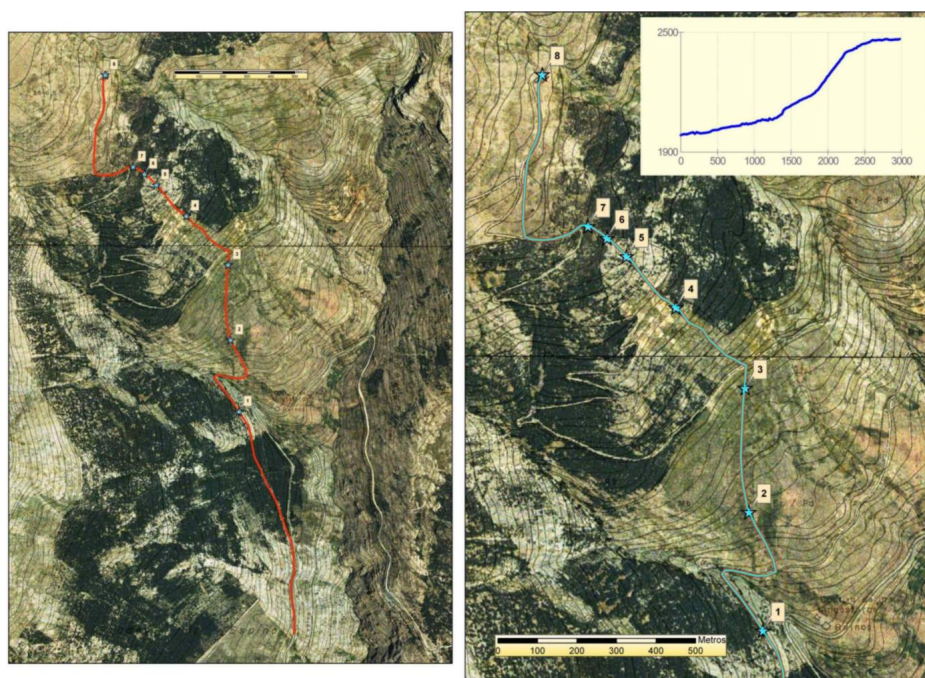


Figura C.30: Itinerario, perfil y localización de muestras (18/02/2005).

Las columnas de la tabla C.6 muestran, de izquierda a derecha, el número de muestra con el formato n° campaña. n° muestra, el espesor de la capa de nieve, la densidad, el equivalente de agua y la cota del punto de muestreo.

Es apreciable la gran diferencia entre las laderas tanto en presencia como en espesor de nieve en virtud de su orientación. Como se ha comentado en el punto anterior, la nieve aparece en el valle del Poqueira, en los alrededores de la central de la Cebadilla, a partir de los 2400 m de altura. Durante el viaje de acceso a la zona del trayecto, a lo largo del valle del Río Chico de Cádiar, se han encontrado restos de nieve a una cota más baja, sobre los 1900 m, siendo imposible acceder con el coche más allá de la zona del camino



Figura C.31: Efectos del frío intenso nocturno junto al Barranco de las Angosturas, a 2070 *m* de altura.



Figura C.32: Formas de la nieve en el borde de fusión y espesor en el punto de muestreo 5.7.



Figura C.33: Hielo superficial en la capa de nieve y fusión diaria.

situada a 2000 *m*. No se trata de una capa constante, homogénea, encontrándose por ejemplo zonas completamente despejadas de nieve a más de 2100 *m*. La acumulación se produce predominantemente en la vertiente del valle orientada al este, y dentro de esta en las laderas con orientación *E – NE*. Las zonas de vegetación, pinos en esta vertiente



Figura C.34: Formas superficiales del viento y escorrentía bajo la nieve.

este de la Loma de la Piedra, también actúan como conservadoras de la capa de nieve.

Las muestras 5.2 a 5.5 se sitúan a distintas alturas crecientes de una ladera sin vegetación de orientación *SE*. Existe en toda ella una gran variación del equivalente de agua, donde las zonas despejadas (con equivalente de agua nulo) se intercalan entre las muestras tomadas, para las cuales el equivalente de agua medio es de 65 mm . La consistencia de la nieve es media en todas las muestras salvo en la 5.5 que es media-blanda, con formas superficiales poco o nada desarrolladas, y en todo caso de pequeña escala, del orden del *cm*. Esta última muestra mencionada se diferencia del resto en las características de su localización, algo más abrigada por unos árboles cercanos y con una orientación más claramente *E*, factores ambos que le proporcionan mayor protección frente a los ciclos de fusión diarios. La menor intensidad de los mismos se refleja en una densidad más baja.

La muestra 5.6 ya se encuentra plenamente al abrigo de los árboles y en plena ladera *E – NE*, por lo que es lógico comprobar que su densidad disminuye a la vez que su equivalente aumenta como corresponde a una zona poco afectada por la fusión. Posee una pequeña capa de hielo en superficie de 2 cm aproximadamente, siendo el resto bajo ella nieve en polvo, muy blanda.

La siguiente muestra 5.7 (figura C.32) se localiza en una zona muy abrigada entre los árboles, muy protegida tanto del viento como de la insolación. Su densidad es mínima y carece de consistencia. No soporta el peso de una persona que se hunde en su totalidad, los 90 cm de la columna. El avance por esta zona es muy dificultoso. El valor obtenido de densidad es tan bajo que, aunque posible por las características apreciables de la nieve, debe ser aceptado con reservas, ya que la estructura de la nieve colapsó dentro del tubo por el simple hecho de hincarlo y no se pudo comprobar de ninguna forma si se estaba pesando la totalidad de la columna.

Entre las muestras 5.7 y 5.8 se vuelve a atravesar una zona despejada, expuesta al viento, de orientación *E – SE*. Aquí se puede encontrar una capa superficial de hielo compacto sobre la nieve que varía entre los *mm* (figura C.33) y unos pocos *cm*, con nieve blanda debajo, muchas veces tipo polvo. Se podían apreciar zonas superficiales en las que la capa de hielo había desaparecido por la fusión diaria dejando al descubierto la nieve en polvo inferior. El viento había aprovechado estas debilidades en la superficie para transportar la nieve subyacente, dejando su huella como se aprecia en la parte izquierda de la figura C.34. Por comparación con las formas encontradas en anteriores campañas (apartados 29 y 29) este es un ejemplo de una forma de origen eólico incipiente, individual y heterogénea, a causa de estar desarrollada a partir de una capa de nieve

previamente cubierta por una capa de hielo protectora. Las formas analizadas hasta ahora eran mucho más homogéneas sobre áreas completas, muy posiblemente debidas a la acción del viento sobre superficies de nieve reciente, sin consolidar, y sin congelación superficial. Esta congelación estuvo propiciada en esta ocasión por la combinación de altas temperaturas diurnas y congelaciones nocturnas, que provocaron la fusión de la superficie pero no permitieron su infiltración más allá de los primeros centímetros de la capa de nieve, donde se re congelaron formando estructuras más densas y duras.

Precipitación y fusión

En la figura C.35 se observa la distribución de lluvia horaria y la temperatura media horaria durante el evento iniciado el día 6 de febrero de 2005, tal y como se recogió en la EST-1 de los Tajos de Breca. La diferencia en la distribución temporal y la precipitación total con respecto a las observaciones de la EST-2 de Poqueira (apartado 29) no es muy grande, ocurriendo la máxima intensidad durante el día 8, pero extendiéndose el evento durante un día más hasta el 10 de febrero en esta zona de Cádiar. Los 45 *mm* registrados durante todo el evento en Poqueira se convierten aquí en 60 *mm*.

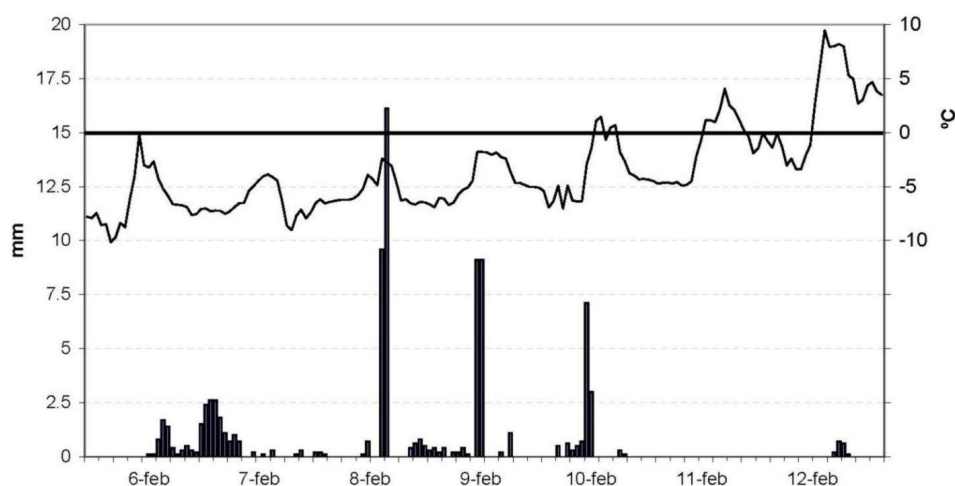


Figura C.35: Precipitación y temperatura durante el evento 020605 en EST-1.

En la anterior auscultación de la zona (apartado 29), previa a este evento, se había registrado una presencia prácticamente nula de la nieve en todas las zonas ahora auscultadas, a excepción del tramo protegido entre árboles correspondiente a las muestras 5.6 y 5.7. Es decir, que la práctica totalidad del equivalente de agua medido en esta campaña procede del evento del 6 de febrero. El equivalente de agua medido en las muestras supera en algunos casos el valor de la precipitación, 60 *mm*. Recordando que otras zonas intermedias tenían equivalentes nulos o muy bajos como para ser medidos, de estos datos parece desprenderse que las zonas de esas muestras han sido puntos de acumulación de nieve. Y dado que no hay formas superficiales que denoten un transporte por parte del viento, esa acumulación ha debido ocurrir directamente durante la precipitación por las condiciones locales del viento. El máximo incremento en esa acumulación respecto a la media precipitada es del orden del 60% si se considera que en estas zonas la fusión no ha debido superar los 10 ~ 20 *mm*.

El equivalente de agua medido en el tejado donde se ubica la estación EST-1 es

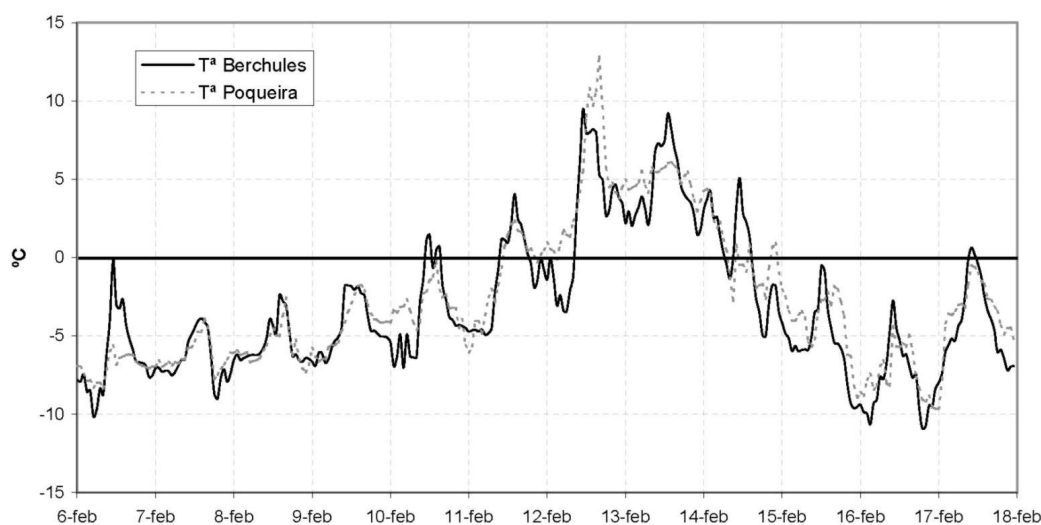


Figura C.36: Comparación de la temperatura medida en EST-1 (Bérchules) y EST-2 (Poqueira) (06/02/2005 – 17/02/2005).

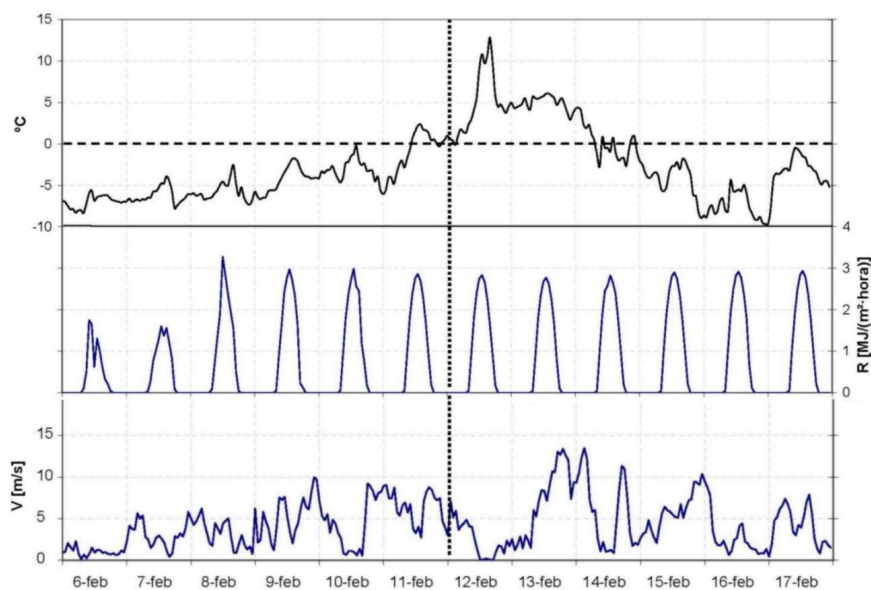


Figura C.37: Datos de temperatura, radiación y velocidad de viento registrados en EST-2 (06/02/2005 – 17/02/2005).

de 53 mm. En la campaña del 21 de enero (apartado 29) se calculaba un equivalente de 30 mm en ese mismo punto de una nieve madura y en rápida fusión. Dado que la muestra tomada ahora allí era de nieve blanda en polvo hasta la superficie, se deduce que antes del evento toda la nieve sobre el tejado se había fundido, y que de los 60 mm precipitados sólo 7 se han fundido hasta el día de hoy a la cota 2470 del cobertizo.

Esta fusión es muy baja en comparación con la calculada y observada en el valle del Poqueira, que en el punto 30 se encontró directamente relacionada con la aparición de un viento moderado de 10 ~ 15 m/s durante unos días de temperaturas sobre los

5°C. Como se refleja en la figura C.36 los valores de temperatura comparados entre la estación EST-2 a 2500 m en el Refugio Poqueira y la estación EST-1 a 2470 m en los Tajos de Breca son prácticamente idénticos. Para las dos estaciones, que aunque se encuentran separadas sólo unos 10 km en planta se sitúan en zonas muy distintas con el valle de Trevélez en el medio de ambas, la variación espacial de la temperatura se muestra directamente relacionada con la altura. Esta igualdad de temperaturas y diferencia en la fusión, reafirma la hipótesis de la importancia capital del viento en el evento de fusión detectado en Poqueira. Viento que no se presentó con la intensidad suficiente durante los días 13 y 14 de febrero en la ladera auscultada en esta campaña, habida cuenta de la baja fusión detectada. Sólo en aquellas zonas donde la circulación local ha favorecido los vientos superficiales entrando en contacto con la capa de nieve, aún por encima de los 2000 m, esta ha desaparecido por completo.

Un último aspecto a comentar tiene relación con la figura C.34 derecha, en la que se puede apreciar el cambio en el color superficial de la nieve por efecto de la escorrentía que se produce o ha producido por debajo. En las zonas en las que el suelo esté congelado o saturado, o en los cauces naturales como es el caso, el agua puede moverse superficialmente al suelo y por debajo de la capa de nieve. Siendo zonas de acumulación de agua líquida procedente de la fusión y en movimiento, su tendencia es a fundir y arrastrar el medio helado por el que deban circular, creando oquedades o túneles bajo la nieve. Sólo con muy bajas temperaturas diurnas la energía interna del medio helado puede ser capaz de recongelar este agua de fusión, formando estructuras de alta densidad, prácticamente hielo (de densidad máxima 0,917 kg/l). Pero esto no va a ser lo habitual, por lo que a efectos de una región cubierta por una capa de nieve va a ser posible la existencia de escorrentía superficial (superficial al suelo) libre aún bajo esta capa, sin interacción con la misma y nunca como un flujo lateral a través del medio poroso *nieve*. Numerosos autores han estudiado el flujo basal en zona saturada como explicación para el movimiento del agua a través del suelo en laderas, lo que se viene a denominar flujo lateral, y en Dingman (2002) se sugiere, siguiendo a Dunne y Leopold (1978), la aplicación de estas fórmulas a la capa de nieve como medio poroso que es. Pero si ya en un suelo el mecanismo del flujo preferencial es importante, mucho más lo es en la nieve donde la estructura de la propia matriz porosa es destruida con facilidad ante el aporte de una no excesiva cantidad de energía, menor que la aportada por una masa de agua líquida en movimiento. El agua fluirá libre bajo la superficie, si es preciso, por las zonas donde se desarrollen habitualmente los cauces superficiales creados por la interacción entre la topografía y el nivel freático, y no a través de la nieve como medio poroso.

Conclusiones

En primer lugar, por las observaciones realizadas en el valle del Poqueira se puede afirmar que se está ante un pequeño evento de viento ocurrido entre los días 13 y 14 de febrero, con influencia directa y significativa sobre la fusión de la nieve y, por tanto, sobre el caudal del río Poqueira.

Los nuevos datos de nieve recogidos en el trayecto hasta la estación EST-1 indican que en la zona de los Tajos de Breca, en la cabecera del río Chico de Cádiar, por el contrario, la nieve se ha mantenido gracias a la baja intensidad del viento. Sólo en aquellas zonas donde la circulación general y la topografía han favorecido el contacto de corrientes de viento con la superficie, la nieve sobre esta (aún por encima de los 2000 m) ha desaparecido. Estos resultados están indicando la importancia fundamental de la

circulación superficial local del viento a la hora de calcular la fusión con precisión. Esta circulación es compleja pero se está trabajando en su modelado ([Bowling *et al.*, 2004](#); [Essery, 2001](#)). El conocimiento real del viento en superficie y la correcta apreciación del intercambio de calor sensible y evaporación asociados a los fenómenos turbulentos es fundamental para un modelo distribuido de fusión de nieve.

Las muestras analizadas caracterizan una nieve que aún no ha alcanzado su estado de madurez, con densidad decreciente con la altura en correspondencia directa con el grado de fusión sufrido durante el periodo de incremento de la temperatura y aparición del viento. Los valores de esta densidad decrecen desde los $0,3 \text{ kg/l}$ a 2000 m hasta los $0,16 \text{ kg/l}$ a 2470 m siempre en función de la circulación superficial del viento de cada lugar concreto.

Campaña 25/feb/2005

Descripción

En esta campaña se visita la ladera este del valle del río Poqueira. El transecto realizado coincide con el de la campaña del 14 de enero, recogida en el apartado C. En ambas ocasiones se constata la presencia de nieve a lo largo de todo el transecto recorrido entre los 2000 y 2400 *m* cuando en el Refugio Poqueira, a 2500 *m* de altitud, esta había desaparecido por completo. Esto es debido a las condiciones especiales de la ladera auscultada hoy: menor insolación y temperatura, menor intensidad del viento debido a la circulación superficial y mayor presencia de cobertura vegetal arbustiva, concretamente de pinos.

Auscultación

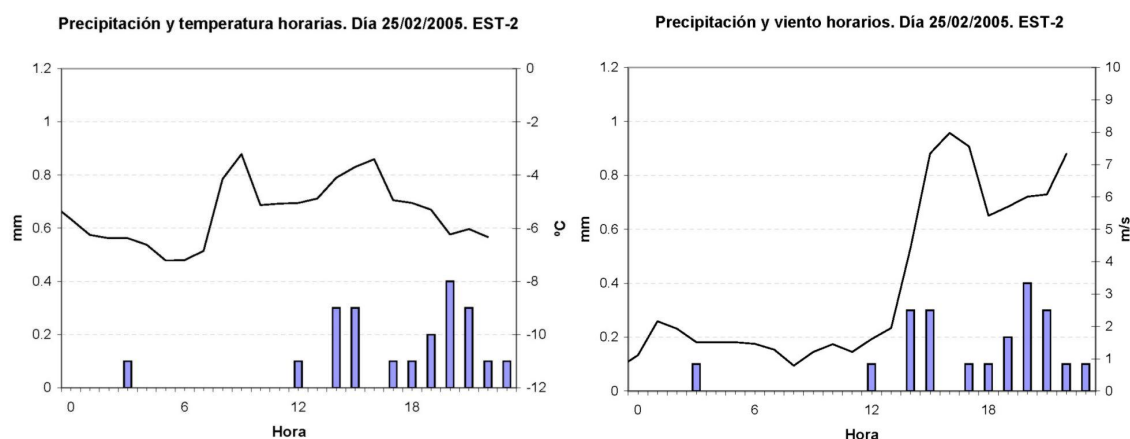


Figura C.38: Precipitación, temperatura y viento en la estación EST-2 (25/02/2005).

La travesía se inicia a una altura de 2050 *m* y concluye a los 2400 *m*, antes de lo previsto, ya que las malas condiciones meteorológicas con nieve y, sobre todo, niebla cerrada, aconsejan el retorno. En la figura C.38 se ofrecen los parámetros climatológicos recogidos por la estación EST-2 a 2510 *m* de altura durante el día de la campaña. La precipitación, ligera pero continua, que acompañó a la campaña desde el mediodía fue siempre en forma de nieve. Las temperaturas registradas (convenientemente corregidas por la diferencia de altitud) indican que en ningún momento de la travesía debieron de superarse los 0°C. La precipitación total medida fue de 2 *mm*. Desde el último evento del 6 de febrero, esta es la única precipitación registrada junto con 5 *mm* del día 21, por lo que la nieve que hoy se encuentra en la zona es en su mayor parte resto del evento del 6 de febrero, con unos 20 días de antigüedad.

En la figura C.39 se dibuja el trayecto recorrido en planta, junto con un perfil del mismo y la localización de las mediciones efectuadas. Los valores característicos de las mismas se recogen en la tabla C.7, en cuyas columnas aparecen en orden el código de la muestra, el espesor de la capa de nieve, la densidad, el equivalente de agua volumétrico y la cota a la que ha sido tomada la medida.

Estas muestras son directamente comparables con las cuatro primeras (2.1 a 2.4)

Muestra	$h[cm]$	$\rho[kg/l]$	EA[mm]	cota[m]
6.1	16	0,29	46	2285
6.2	31	0,21	66	2340
6.3	23	0,17	38	2330
6.4	38	0,29	109	2338
6.5	30	0,27	81	2370
6.6	25	0,31	76	2427

Tabla C.7: Características de la nieve (25/02/2005).

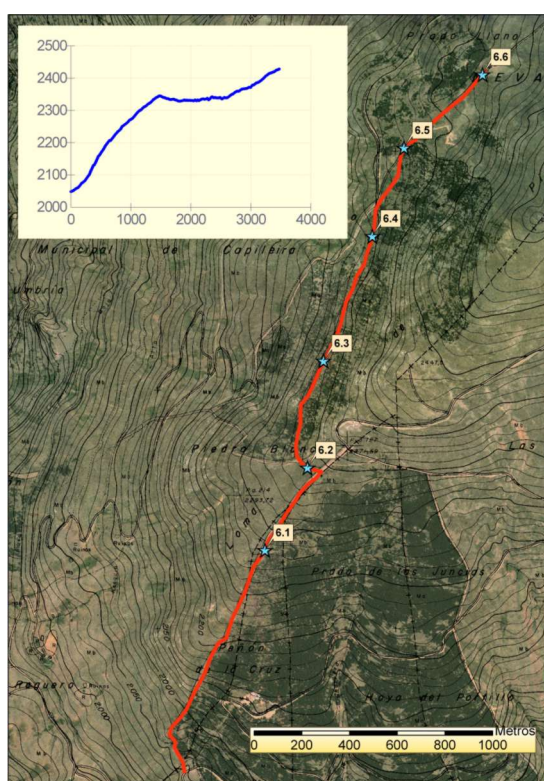


Figura C.39: Itinerario, perfil y localización de muestras (25/02/2005).

de la campaña del 14 de enero (C) ya que el trayecto de ambos conjuntos de muestras se localiza en la misma zona, en las proximidades del Puerto Molina. La densidad de las muestras de la tabla C.7, tomadas casi 40 días después de las primeras, es muy similar, y se puede resumir en unos valores característicos de $\sim 0,2 \text{ kg/l}$ en la nieve muy protegida por los árboles, y de $\sim 0,3 \text{ kg/l}$ en la nieve entre árboles muy dispersos (distancia entre árboles de 3 m de alto mayor de 20 m) o claros. El equivalente de agua comparado, sin embargo, ha disminuido de manera no homogénea en función de las distintas características físicas del terreno (orientación, vegetación, . . .) A la cantidad de agua fundida hay que añadir la precipitación extra ocurrida entre ambas fechas, principalmente 50 mm correspondientes al evento del 6 de febrero.

Todas las muestras, a excepción de la 6.1 y la 6.6 muestran una configuración similar

en cuanto a dureza, cohesividad, contenido de agua y distribución vertical de la densidad se refiere. Así, todas presentan una capa superficial endurecida, de mayor densidad, cuyo espesor varía entre 4 y 8 *cm*, que impide el hundimiento del pie al pisar sobre ella. Bajo esta capa se conserva una nieve de menor densidad, blanda, muchas veces con apariencia de nieve en polvo. Sus características indican que esta capa inferior ha estado protegida de los ciclos diarios de energía y que a través de ella no ha circulado agua de fusión. La nieve se encuentra sobreenfriada, lo que se aprecia en la manera que las muestras se adhieren a la pared del tubo metálico, a la que parecen soldarse. De las otras dos muestras restantes, la 6.1 corresponde a una capa de nieve de poco espesor, totalmente endurecida, en la que la huella es superficial, y con una densidad constante en su perfil e igual a 0,3 *kg/l*. La muestra 6.6 por el contrario, es blanda, a pesar de lo cual su densidad es la misma que la de la anterior muestra, 0,3 *kg/l*. Esto pone de relieve algo que ya se ha venido observando a lo largo de estas campañas: la a veces engañosa falta de relación entre la dureza y la densidad. La densidad responde a una serie de procesos complejos tanto por los numerosos parámetros intervinientes como por su desarrollo en el tiempo. Esto último viene a llamar la atención la importancia que la “historia energética” de una columna de nieve tiene en el valor de su densidad actual. La aparente independencia entre ambos parámetros hace dudar de la validez de la sugerencia para derivar la densidad a partir de observaciones visuales de la consistencia de la nieve hecha por Rikther (1954) y recogida en Dingman (2002).

El equivalente de agua medio que se deriva de las mediciones efectuadas es de 70 *mm* para la franja comprendida entre los 2300 y 2500 *m* en esta zona de la Loma de Piedra Blanca en su vertiente hacia el valle del Poqueira. Es importante recalcar que este valor no es extensible al resto de la cuenca del Poqueira. La distinta orientación, presencia del viento y la falta de vegetación de otras laderas hacen que, por poner un ejemplo de otra zona bien conocida, en el Refugio Poqueira, que se encuentra a una altura ligeramente superior a la auscultada hoy, la capa de nieve ya no existiera en este mismo día. Fue fundida pocos días después de su depósito por el viento. Tampoco durante el mes de enero quedaba resto de nieve en el Refugio cuando en esta ladera se medían equivalentes de agua superiores a los 100 *mm*. Si algo caracteriza a la distribución espacial de la capa de nieve, especialmente en esta Sierra Nevada dotada de un gran potencial de fusión invernal a causa de unas condiciones climatológicas especiales, es la heterogeneidad.

Características de la precipitación de nieve

Las características de la precipitación de la nieve, en cuanto a forma, tamaño y densidad del copo (Schaefer *et al.*, 1954) y la densidad de almacenamiento en superficie son parámetros dependientes de las variables atmosféricas. Las más destacadas son la temperatura del aire, el grado de supersaturación de la nube (Mellor, 1964) y la velocidad del viento (Dingman, 2002) a distintas alturas (tanto en el lugar de formación del copo como en el de almacenamiento en superficie). La variedad de parámetros y complejidad de los procesos hacen muy difícil estimar *a priori* las características del copo y, lo que tiene aún más interés para este estudio, la densidad de la nieve recién acumulada en superficie.

En esta campaña se ha podido comprobar cómo a la dificultad de esta estimación hay que añadir la posible variación de esas características del copo en la escala de los minutos y las horas. Al inicio de la precipitación, aproximadamente a mediodía, los copos eran densos, esféricos, semejantes a bolitas compactas de 1 ~ 2 *mm* de diámetro, como se ha tratado de recoger en la fotografía izquierda de la figura C.40. Su densidad



Figura C.40: Copos de nieve en dos momentos de la campaña.

sobre la superficie era aparentemente alta, aunque lamentablemente la escasa cantidad acumulada no permitía realizar mediciones más definitivas. La blancura de estas esferitas contrastaba con la mayor oscuridad de la nieve de mayor edad (aproximadamente 20 días), ya sometida a varios ciclos de fusión, que quedaba al descubierto al remover la capa superficial previsiblemente acumulada durante el día anterior. Horas más tarde, los copos de nieve caían con unas características completamente distintas, respondiendo a un aumento de la humedad relativa, a una bajada de la temperatura y a un aumento del viento (figura C.38). Los copos pasaron a ser más pequeños y mucho menos densos. Se pegaban a la ropa de tela como si fuera polvo fino, sin fundirse y dejando una especie de mancha blanca al intentar sacudirla. Su densidad sobre el suelo era claramente inferior a la observada horas antes. Tampoco se pudo realizar medición precisa de la densidad de esta nueva nieve, pero al final de la campaña se acumulaba una nueva capa sobre la anterior, fácilmente diferenciable, de unos 3 cm de espesor, muy poco o nada cohesionada todavía. Esta nieve debería corresponder, según los datos de EST-2, a aproximadamente 2 mm de precipitación, con lo que se estaría asignando una densidad de $0,05 \sim 0,1 \text{ kg/l}$, valor que se encuentra en la zona inferior de los límites razonables propuestos por Gartska (1964), que son $0,07 \sim 0,15 \text{ kg/l}$.



Figura C.41: Formas superficiales de la nieve.

Formas superficiales

Es de destacar la presencia nuevamente de formas superficiales en la nieve en la misma zona en la que se detectaron 40 días antes, a pesar incluso de la fusión ocurrida. Se han encontrado exactamente en la divisoria por la que se alcanza el Puerto Molina, coincidente con un ancho cortafuego (figura C.41). Es un terreno despejado de árboles, orientado al $S - SO$, y por tanto bastante expuesto a la insolación y al viento. Estas formas, que en anteriores informes han sido asociadas al término *sastrugi*, pueden también corresponder con el fenómeno similar, si no igual, que otros autores denominan micro-penitentes (Betterton, 2000). La causa de estas formas, sobre todo en casos de nieve limpia, como es este, no está nada clara, existiendo opiniones y teorías muy diversas. Hay quien responsabiliza a la radiación solar de todo el fenómeno, pero la verdad es que también se detectan en zonas de sombra donde sólo el viento ha podido causarlos. Otros autores apuntan a la evaporación (relacionada directamente con el viento) como fenómeno imprescindible para el desarrollo de estas formas. Siendo la evaporación de la nieve más importante en cumbres muy altas o en climas áridos o semi-áridos, como es el caso de Sierra Nevada, se explicaría la aparición recurrente de estas formas tal y como se ha descrito en las campañas de auscultación de la nieve realizadas este año. Durante las mismas no se han encontrado pruebas definitivas sobre el origen de estas formas superficiales, pero ciertos detalles siempre han hecho sospechar del viento como causante principal de las mismas. La distinta orientación de las crestas en función de la orientación propia de la ladera es uno de ellos. Se han observado ondas orientadas tanto al norte como al sur en distintas zonas atravesadas dentro de la misma campaña, cuando la lógica dice que si el inductor principal fuera el sol todas las ondas de distintas laderas estarían orientadas de igual forma.

Campaña 18/mar/2005

Datos climáticos en EST-1

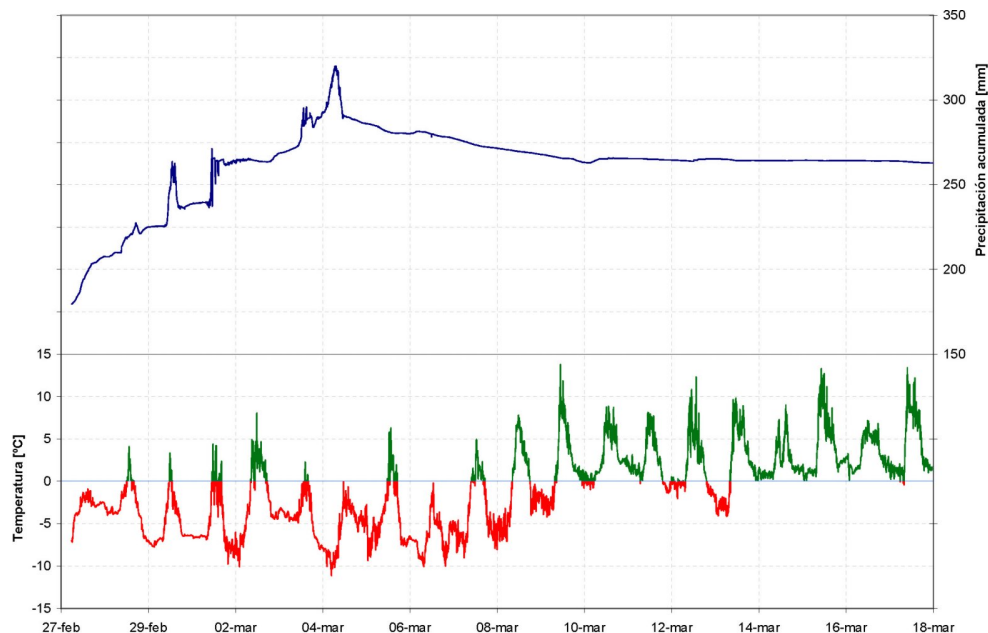


Figura C.42: Datos de Temperatura y Precipitación acumulada en EST-1 (27/02/2005–18/03/2005).

Dos días después de la anterior campaña de auscultación en el valle del Río Poqueira (apartado 30) dio comienzo el evento del 27 de febrero, que ha sido hasta este momento el mayor del presente año hidrológico. La cota de nieve bajó de los 800 m, lo que se tradujo en copiosas nevadas en pueblos como Padul o Cádiar. La gente del lugar afirma que hacía varias décadas que la nieve no se presentaba en cotas tan bajas. A pesar de la repercusión de la nevada, la precipitación total no fue excesiva, y así lo recogieron las estaciones EST-1 y EST-2 en las que se registró una acumulación de 100 ~ 125 mm de nieve durante los 6 días de duración del evento.

Tan sólo unos pocos días después de la finalización del evento, concretamente el 8 de marzo, se produjo un aumento destacable de las temperaturas que se ha mantenido hasta el día de esta campaña. La primavera parece haber irrumpido de forma brusca, de tal manera que en los últimos días, según se puede apreciar en el gráfico C.42, ni las temperaturas nocturnas bajan de los 0°C a una cota de 2500 m. En ese mismo gráfico se ofrece el valor de la precipitación acumulada junto con el registro de temperaturas en la estación EST-1. Se han marcado en color rojo las temperaturas negativas y en verde las positivas, para destacar el contraste que a partir del punto de inflexión del 8 de marzo afecta a estos datos. Los registros son similares en la estación EST-2.

Auscultación de la nieve

Se vuelve a realizar una auscultación de nieve en el Valle del Río Chico de Cádiar, concretamente en los alrededores de la estación EST-1. En esta ocasión, la distribución de nieve, similar a la de la campaña del 18 de febrero (apartado 30) ha permitido realizar



Figura C.43: Barranco de las Angosturas. Diferencia en acumulación de nieve entre vertientes sureste(izquierda) y suroeste(derecha). Foto: A. Moñino.

el mismo itinerario que en aquella ocasión, cuya parte final coincidía con la inicial de la campaña del 21 de enero (apartado 29).

Las columnas de la tabla C.8 muestran, de izquierda a derecha, el número de muestra con el formato n° campaña. n° muestra, el espesor de la capa de nieve, la densidad, el equivalente de agua y la cota del punto de muestreo.

Muestra	$h[cm]$	$\rho[kg/l]$	EA[mm]	cota[m]
7.1	30	0,38	115	2010
7.2	59	0,35	209	2070
7.3	30	0,40	120	2170
7.4	37	0,42	155	2410
7.5	98	0,32	318	2421
7.6	25	0,39	97	2470

Tabla C.8: Características de la nieve (18/03/2005).

En la figura C.44 aparece el itinerario realizado, junto con un perfil longitudinal del mismo y la localización exacta de los puntos donde se han tomado muestras.

Características de la nieve primaveral

Como ya se ha comentado, la nieve auscultada en este día era totalmente diferente a cualquier otra auscultada con anterioridad. Su total falta de consistencia, su inexistente dureza y su elevado contenido de agua en estado líquido caracterizan una típica nieve primaveral. Esta nieve no sólo está madura y en fusión, sino que se muestra inmersa en un proceso de colapso de una estructura cristalina aún no demasiado compacta en virtud de su edad no muy avanzada como no se pudo observar en las dos anteriores fusiones principales del invierno ya descritas. Estas estuvieron dominadas por el viento,

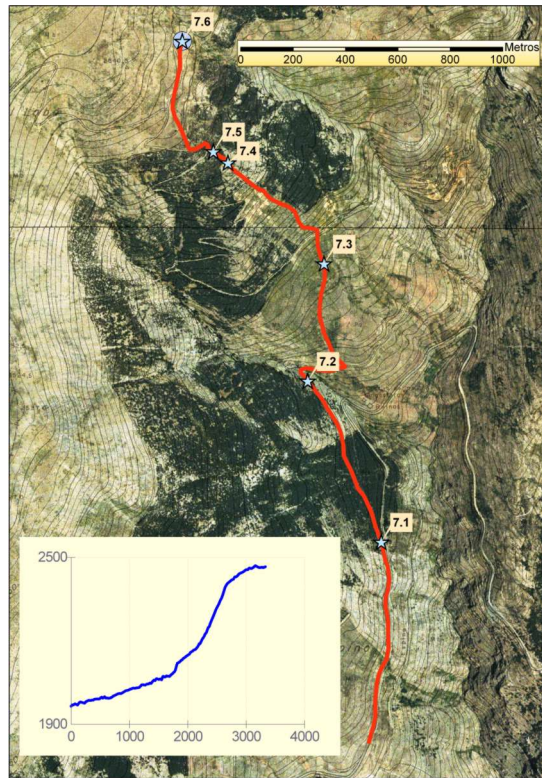


Figura C.44: Itinerario, perfil y localización de muestras (18/03/2005).

como se describe en el apartado 30, produciéndose en un estado con temperaturas tan sólo unos pocos grados por encima de cero; fueron rápidas, bruscas, con un desarrollo de uno o dos días, y durante su ocurrencia la densidad de la nieve mostró un valor medio de $0,3 \text{ kg/l}$. La fusión actual, por el contrario, está gobernada por la temperatura. Esto implica una fusión más lenta, del orden de $10 \sim 15$ días de duración total, con unos ciclos de fusión diurna y enfriamiento nocturno (desplazados hacia la parte positiva de los aportes de energía) que van compactando la nieve hasta conseguir densidades en torno a los $0,4 \text{ kg/l}$.

A pesar de esta densidad elevada, la resistencia al corte, tal y como se pudo comprobar en todas las muestras efectuadas, es prácticamente nula. El contenido de agua es elevado, sobre todo a partir del mediodía solar, de manera que al apretar una bola de nieve dispuesta entre los cuencos de las manos el agua escurre con facilidad como de una esponja; coloquialmente hablando, la nieve moja. Esto provoca que durante la toma de muestras con el tubo de nieve, la extracción vertical del tubo recién hincado sea imposible, ya que la nieve en su interior se encuentra tan lubricada que resbala con respecto a las paredes y cae con suma facilidad. La técnica de toma de muestras descrita por Gartska (1964) es absolutamente impracticable, tal y como se explica en el punto C, teniendo que tumbar el tubo antes de su extracción para conseguir sacarlo lo más horizontal posible.

La baja cohesividad implica que una pisada humana se hunda en la mayoría de las ocasiones hasta el fondo de la columna de nieve. En estas condiciones la travesía es muy engorrosa si no se cuenta con la ayuda de unas raquetas de nieve. El colapso de la estructura cristalina quedaba patente durante la campaña en un curioso fenómeno.

Ascendiendo por una zona uniformemente cubierta de nieve, con una pendiente no excesivamente elevada de $10 \sim 15\%$, justo en la zona que corresponde con la muestra 7.3, nuestros propios pasos iban produciendo derrumbes internos macroscópicos de la estructura de nieve, aunque sin repercusiones suficientemente visibles sobre la superficie. Esta especie de aludes internos sólo eran apreciables por un ruido seco de apenas uno o dos segundos de duración que daban la impresión de provenir de algo moviéndose rápidamente dentro del manto de nieve. El ruido nos permite suponer que estos reajuste afectaban tan sólo a varios metros de nieve en planta, dando la impresión de que el fenómeno se propagaba linealmente y siempre ladera abajo.

Durante el camino de regreso ya a media tarde, correspondiendo con el punto de máximo contenido líquido y energético de la nieve dentro de su ciclo diario de fusión, la consistencia de esta era visiblemente menor, dificultando aún más la marcha.

Homogeneidad y madurez

Esta nieve madura ya sea por el efecto dominante del viento o de la temperatura muestra una distribución vertical de sus propiedades de densidad, cohesión y dureza muy homogénea. Sólo la capa superficial, por ser el punto de entrada y salida de los flujos de energía, presenta un mayor contenido en agua, que pronto percola hacia el interior por efecto gravitatorio impulsando precisamente la homogeneización vertical. Esta situación contrasta con el estado descrito en periodos de sobreenfriamiento (apartado 30), de nieve no madura, donde es fácil encontrar una o varias capas endurecidas y de mayor densidad intercaladas o superpuestas a nieve en polvo sin cohesión alguna. Esta propiedad de la nieve en fusión resulta de gran trascendencia, pues permite realizar la hipótesis de homogeneidad en la columna de nieve a la hora de plantear el volumen de control dentro del balance de energía sin que ello implique una desviación de la realidad demasiado grande.

Formas superficiales

Las formas superficiales debidas el viento detectadas en anteriores campañas casi han desaparecido por completo. Estas formas (*sastrugi*) tienden a desaparecer en procesos de fusión asociados a un aumento de las temperaturas. Es otro efecto del fenómeno de homogeneización que acompaña a la madurez de una nieve durante la fusión primaveral.

En aquellas zonas donde la fusión está más avanzada, como en la zona del Refugio Poqueira, se inicia la formación de otro tipo esencialmente distinto de estructuras superficiales denominadas *suncups*. Son estas una especie de cuencos o cráteres que van poco a poco profundizándose debidos, como su nombre indica, a la influencia de la radiación y la temperatura, es decir, propias de la fusión primaveral (Betterton, 2000). La explicación para estas formas es que la fusión no ocurre homogéneamente en toda la superficie de la nieve sino que parece concentrarse en esas formas circulares de varios decímetros de diámetro que van rellenando la superficie de la nieve con estos cráteres formando un continuo. El centro de los mismos atrae el agua de fusión de su cuenco o área de influencia y por ello se encuentra más blando y contiene una mayor cantidad de agua líquida que los bordes elevados entre cráteres.

Escorrentía de fusión

El agua de fusión de la nieve, como ya se ha comentado en anteriores informes, percola por el fondo de la columna y va escurriendo, goteando sobre la superficie del suelo. La infiltración se produce hasta que la saturación del suelo produce afloramientos de este agua subsuperficial en las zonas de contacto del nivel freático con la superficie. Si el proceso de fusión es generalizado y extensivo a una zona de mayor tamaño, todo el suelo se encuentra en esta situación de saturación y el agua superficial puede escurrir (figura C.45) buscando los cauces naturales hasta convertirse en flujo en cauce. Cuando el proceso de fusión es particular a una zona, o nos encontramos en la cota que marca el límite de la presencia de nieve, el suelo ya no saturado es capaz de reabsorber el agua superficial que no haya llegado al cauce y se encuentre aún en forma de flujo superficial en ladera o en microcauces transitorios. En esta ladera sur de Sierra Nevada, la baja latitud y el clima causan una fuerte demanda evaporativa, que en combinación con unos suelos degradados y poco protegidos hacen que estos se comporten como una auténtica "esponja". Durante esta primera campaña verdaderamente primaveral se ha podido comprobar como un suelo aparecía completamente seco y polvoriento, ávido de agua, cuando apenas 200 m por encima de él o en una ladera adyacente (figura C.43) la nieve en fusión aún formaba un manto con continuidad y el agua de fusión empapaba el suelo bajo ella, lo cual se hacía visible en ciertos puntos de concentración de este agua despejados de nieve por el efecto de aquella.



Figura C.45: Escorrentía superficial del agua de fusión en cauces temporales.

Conclusiones

En esta campaña se ha podido describir una nieve primaveral, característica de los eventos que se han denominado de *fusión por temperatura*, en oposición a aquellos descritos y estudiados en campañas anteriores que se denotan como de *fusión por viento*. Una temperatura primaveral, que en estas alturas significa medias de aproximadamente $5^{\circ}C$ con oscilaciones diarias de $\pm 5^{\circ}C$ provoca un evento de fusión por temperatura cuyo desarrollo temporal será en este caso del orden de una o dos semanas. Esta es la principal diferencia con los eventos de fusión por temperatura observados, mucho más bruscos, que se desarrollan en pocos días, casi en horas. Otras diferencias entre ambos tipos de fusión hay que buscarlas en las características de cohesión, dureza y contenido de agua de la nieve en fusión. En los eventos de temperatura la estructura cristalina soporte de

la columna sufre una degradación más intensa por la mayor persistencia temporal del proceso de fusión, de tal manera que pierden casi toda su cohesión y dureza. El tránsito sobre esta nieve que se puede denominar primaveral es muy complicado porque una pisada humana se hunde casi hasta el fondo de la columna sin dificultad.

Las formas superficiales también cambian durante el proceso de fusión por temperatura, y las estructuras erosivas denominadas *sastrugi* y que eran efecto del viento se destruyen y en su lugar aparecen otras formas típicas de fusión conocidas como *suncups*.

El agua de fusión de la nieve es capaz de convertirse en escorrentía superficial y pasar al flujo en cauce en aquellos lugares donde la fusión es un proceso generalizado. Sin embargo, dada la avidez de agua que muestra el suelo en la mayor parte de la cuenca del río Guadalfeo y que le dota de comportamiento de "esponja" durante eventos de lluvia, allá donde la fusión de la nieve es un hecho más localizado, la escorrentía inicial en las inmediaciones de la nieve donde el suelo está saturado es fácilmente reabsorbida metros más abajo donde el suelo ya sin nieve aparece muy seco en superficie. De esta forma el caudal procedente de la fusión vuelve con facilidad al subsuelo donde recarga las aguas freáticas y se convierte en una descarga más lenta a los cauces, el origen de los caudales estivales en los ríos.

Campaña 25/may/2005

Auscultación de la nieve

El 25 de mayo se procede a realizar la última auscultación de nieve del presente año hidrológico en la cabecera del Río Poqueira. La nieve que aún permanece en la cuenca lo hace de forma dispersa (figura C.48) en neveros de extensión reducida. Los encontrados durante la presenta campaña poseían un tamaño en planta del orden de los m o Dm , y un espesor máximo de $1 m$. Se ubican en alturas superiores a los $2900 m$ donde la subida de temperatura, que es la causa principal de esta fusión por temperatura (apartado 30), está atenuada gracias al gradiente adiabático. A pesar de ello el estado de madurez en todos ellos es avanzado, encontrándose en su etapa final de fusión.

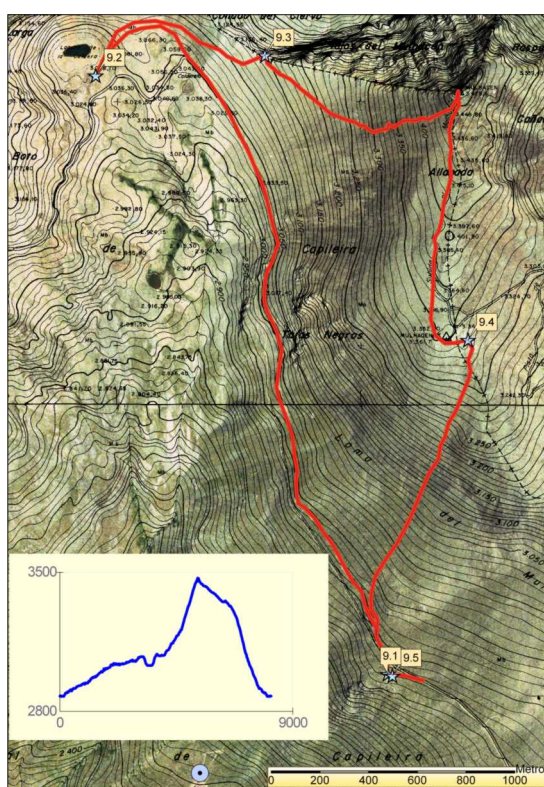


Figura C.46: Itinerario, perfil y localización de muestras (25/05/2005).

Se han tomado muestras de espesor y densidad mediante tubo de nieve en 5 puntos. Los resultados de la auscultación se recogen en la tabla C.9. Sus columnas muestran, de izquierda a derecha, el número de muestra con el formato n° campaña. n° muestra, el espesor de la capa de nieve, la densidad, el equivalente de agua y la cota del punto de muestreo.

En la figura C.46 aparece el itinerario realizado, junto con un perfil longitudinal del mismo y la localización exacta de los puntos donde se han tomado las muestras.

La nieve aparecía en todas las muestras tomadas muy madura, con una dureza muy baja y alto contenido en agua líquida. El tubo podía ser hincado hasta el fondo con facilidad y sin percusión. Tan sólo en la primera muestra fue necesario el uso de un mártir enroscado a la parte final del tubo sobre el que percutir con una maza, sin que la

Muestra	$h[cm]$	$\rho[kg/l]$	EA[mm]	cota[m]
9.1	68	0,52	356	2915
9.2	77	0,48	369	3030
9.3	73	0,56	407	3145
9.4	82	0,52	423	3330
9.5	65	0,55	356	2915

Tabla C.9: Características de la nieve (25/05/2005).



Figura C.47: Consistencia de la muestra 9.3.

nieve ofreciera casi resistencia a ello. La cohesividad de esta capa de nieve, sin embargo, no era demasiado baja, dejando un pie humano una huella de aproximadamente 1 cm en superficie. A pesar de que la nieve madura tiende a perder la cohesividad, la elevada densidad alcanzada por la nieve en estos neveros, de $0,52\text{ kg/l}$ de media, la dota de una compacidad capaz de mantener el peso de una persona sin hundirse. El contraste es evidente con otra nieve auscultada en la campaña del 18 de marzo (apartado 30); a pesar de encontrarse esta en un estado de similar madurez a la hoy descrita, la menor densidad que había conseguido alcanzar la nieve en marzo, en torno a $0,4\text{ kg/l}$, provocaba que la capa de nieve fuera incapaz de soportar el peso de una persona, que al andar podía hundirse hasta el mismo fondo de esta capa.

Los equivalentes de agua medidos en los neveros ofrecen valores muy altos, bastante superiores a la precipitación total de nieve invernal aún a pesar de la fusión ya sufrida. Esto indica que los neveros son sobre todo los restos de aquellas zonas de acumulación de nieve que por su mayor espesor resisten mejor o al menos durante más tiempo a la fusión. Esta acumulación preferencial se ha podido producir durante la precipitación inicial o por el transporte posterior por el viento hacia zonas bajas de remanso, huecos,



Figura C.48: Laguna de la Caldera y Pico del Veleta. Foto: A. Moñino.

zonas encajadas protegidas por rocas, . . . La densidad en estos puntos de mayor espesor de nieve (que seguramente ha sido de varios metros en su momento de mayor desarrollo tras el evento del 27 de febrero) sí que ha podido verse favorecida por compactación gravitatoria, efecto que no se apreciaba significativo en la nieve con espesores más someros auscultada hasta el momento.

En la superficie de todos los neveros se comprueba la existencia de *suncups*, formas superficiales debidas a la fusión por temperatura y radiación. Esta superficie aparece bastante sucia en aquellos neveros en cuyos alrededores existen finos arrastrables por el viento. Las partículas quedan adheridas a la nieve y ya no se desprenden. Allí se comprueba el característico hecho de que las partículas tiendan a acumularse en las partes elevadas y a dispersarse en las más profundas, que se explica por el propio mecanismo de hundimiento vertical de los *suncups* (cráteres cada vez más profundos) y el movimiento de las partículas durante la fusión siempre perpendicularmente a la superficie y no verticalmente.



Figura C.49: Suelo saturado y escorrentía por fusión en un nevero.

El escurrimiento del agua de fusión por la parte baja de los neveros es constante (C.49). Este escurrimiento ocurre en un primer momento de forma superficial por cauces

improvisados a causa de la saturación del suelo, muy permeable en toda la zona alta inspeccionada. Esta propia permeabilidad causa a su vez la infiltración de este escurrimiento temporal pocos metros ladera abajo de los neveros, pasando así el agua de fusión al flujo subsuperficial y subterráneo. Este agua es la que alimentará los cauces durante la época estival.

Auscultación 18/nov/2005

Previamente a la primera campaña específica de nieve, concretamente durante la instalación de los nuevos sensores de la estación EST-1, se tomaron las primeras muestras de nieve junto a la propia estación. Las características de las mismas se recogen en la tabla C.10.

Muestra	e[cm]	ρ [kg/l]	EA[mm]	cota[m]
1.1	37	0,25	94	2470
1.2	25	0,25	64	2470
1.3	37	0,28	102	2470

Tabla C.10: Características de la nieve en EST-1 (18/11/2006).



Figura C.50: Ubicación de la muestra 1.1 junto a EST-1 (18/11/2005).

Se trata de los restos de la primera precipitación en forma de nieve, que ocurrió durante el evento del 12 de noviembre de 2005. En las zonas más expuestas, como el tejado horizontal del cobertizo donde se sitúa EST-1, no queda resto de nieve, pero al abrigo del propio cobertizo, un lugar propicio para la acumulación de gran cantidad de nieve, empieza a formarse un nevero que muy posiblemente durará toda la temporada y con una altura igual a la del tejado de la fotografía C.50.

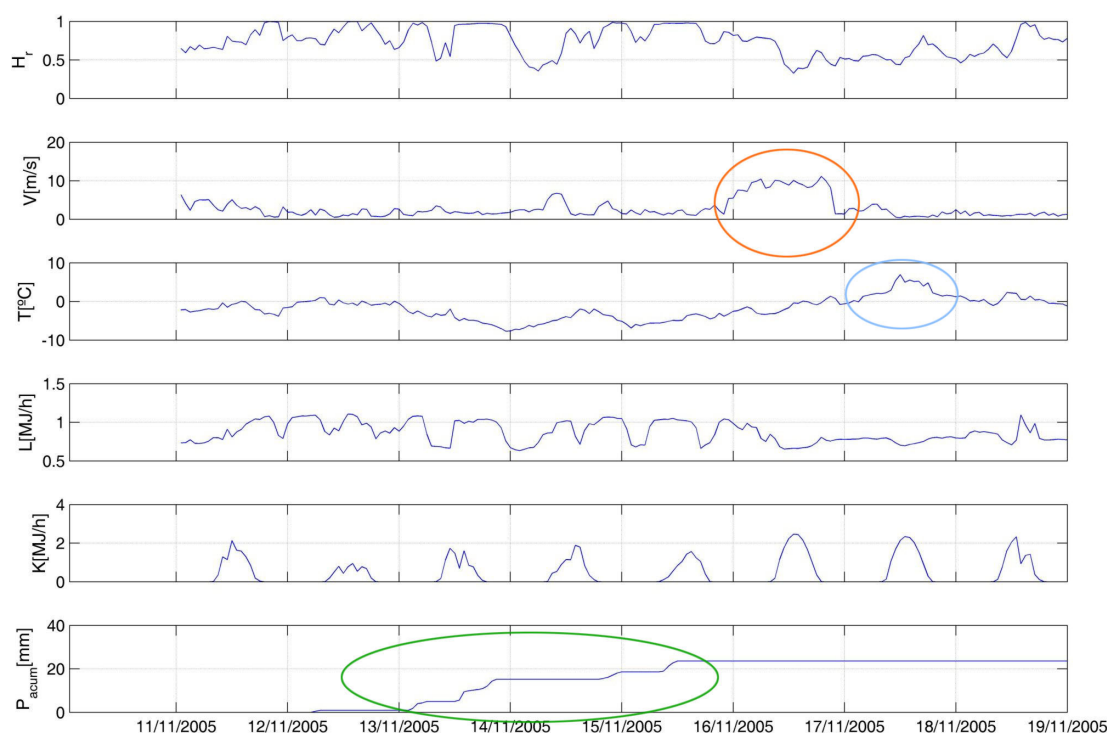


Figura C.51: Variables meteorológicas registradas en EST-2 (11/11/2005 - 18/11/2005).

Las tres muestras, separadas unos pocos metros entre sí, poseen una consistencia blanda, de muy fácil penetración con el tubo tomamuestras y densidad muy similar comprendida entre $0,25 \sim 0,28 \text{ kg/l}$, características propias de una nieve joven de apenas $3 \sim 5$ días de edad. Se aprecia sin embargo una ligera diferencia de consistencia y textura en la muestra 1.2 con respecto a las otras dos, encontrándose aquella ligeramente más blanda y con mayor proporción de nieve en polvo (que hacía imposible conseguir extraer el testigo de una sola pieza, como sí se podía hacer con las otras dos muestras), aspectos que no parecen tener repercusión importante sobre la densidad media final. La distribución del equivalente de agua en planta es muy variable, donde junto a zonas sin nieve existen puntos con más de 100 mm , valor muy superior a la precipitación de nieve registrada durante el evento 20061112, que es de $\sim 25 \text{ mm}$. Esto demuestra que esta concentración de nieve que se extiende sobre una superficie aproximada de $10 \times 20 \text{ m}^2$ se debe completamente a fenómenos locales de transporte por el viento y que la presencia de obstáculos del orden de metros en la escala vertical produce variación en el equivalente de agua del orden de la densidad por el tamaño del obstáculo (en virtud de la expresión C.3). El transporte por el viento tiene lugar durante la propia precipitación de nieve o en los momentos inmediatamente posteriores a la misma en tanto la capa de nieve no desarrolla una cohesión y un tamaño de grano superiores al menos en su capa superficial. El tiempo durante el cual la nieve es susceptible de ser transportada viene determinado por tanto por los flujos energéticos entrantes, que son los que provocan estos cambios en la estructura cristalina (se puede decir que de hecho la forman a partir de el simple apilamiento inicial de cristales) y consolidan la capa de nieve.

En este caso los datos meteorológicos de la vecina estación EST-2 del Refugio Poqueira (figura C.51) indican que durante el evento (contorno verde destacando la pre-

cipitación) la velocidad del viento fue baja, pero que al día siguiente se alcanzaron y mantuvieron durante horas velocidades de 10 m/s (contorno naranja). Estas velocidades actuando sobre una nieve recién caída que aún no ha sufrido entradas de energía importantes (las temperaturas se mantienen muy bajas durante todo el evento y la radiación solar K está muy mermada por la nubosidad) y que por tanto mantendrá una baja densidad en torno a $0,1 \sim 0,2\text{ kg/l}$ y poca cohesión, es suficiente para producir la importante redistribución que se observa dos días después. En el momento de efectuar estas medidas ya no se percibe ningún transporte o señal superficial de formas erosivas, lo que indica que un solo día, el 17 de noviembre, despejado y con alta temperatura (contorno azul en figura C.51) es capaz de crear la estructura compacta encontrada. Por tanto se puede considerar que el flujo de masa debido al viento de esta nieve ya ha cesado.

Se vuelve a comprobar que la densidad es una de las variables de estado de la nieve con mayor coherencia y homogeneidad espacial y que su irreversible aumento de valor con el tiempo en un hipotético volumen de nieve aislado (de nuevas precipitaciones) es un reflejo de la historia de los procesos energéticos incidentes sobre ese volumen. La coherencia espacial detectable de las variables meteorológicas se transmite de esta manera a la densidad más que a cualquier otra variable de estado de la nieve.

Campaña 20/ene/2006

El trayecto escogido para esta campaña discurre por un cortafuegos que asciende rápidamente desde la Hoya de Vianes hasta el Pico de Fuentesfría, en el extremo sur de la divisoria que conduce a la estación EST-1. De esta forma ha sido posible efectuar mediciones desde los 1650 hasta los 2300 m en una divisoria orientada al $S-SE$ y protegida de los vientos del norte por un pinar de repoblación de unos 20 años de edad. Los valores medidos de espesor e , densidad ρ , equivalente de agua EA y cota de cada muestra se recogen en la tabla C.11, mientras que el trayecto (en planta y en perfil) y la localización exacta de las puntos de muestreo aparecen en la figura C.57.

Muestra	$e[cm]$	$\rho[kg/l]$	$EA[mm]$	cota[m]
2.1	18	0,25	46	1652
2.2	16	0,24	38	1740
2.3	15	0,29	43	1845
2.4	25	0,24	61	1995
2.5	25	0,22	56	2060
2.6	30	0,22	66	2190
2.7	35	0,24	84	2290

Tabla C.11: Características de la nieve (20/01/2006).

Todas las muestras están tomadas en el claro del cortafuegos (figura C.53), próximas a los pinos, salvo la 2.2 que se tomó directamente bajo esos pinos con objeto de captar posibles cambios en la densidad y la 2.7 que se localiza ya en la zona de cumbre, libre de vegetación y con mucha acumulación por el viento.

En esta ocasión se trata de nieve acumulada durante distintos eventos repartidos y

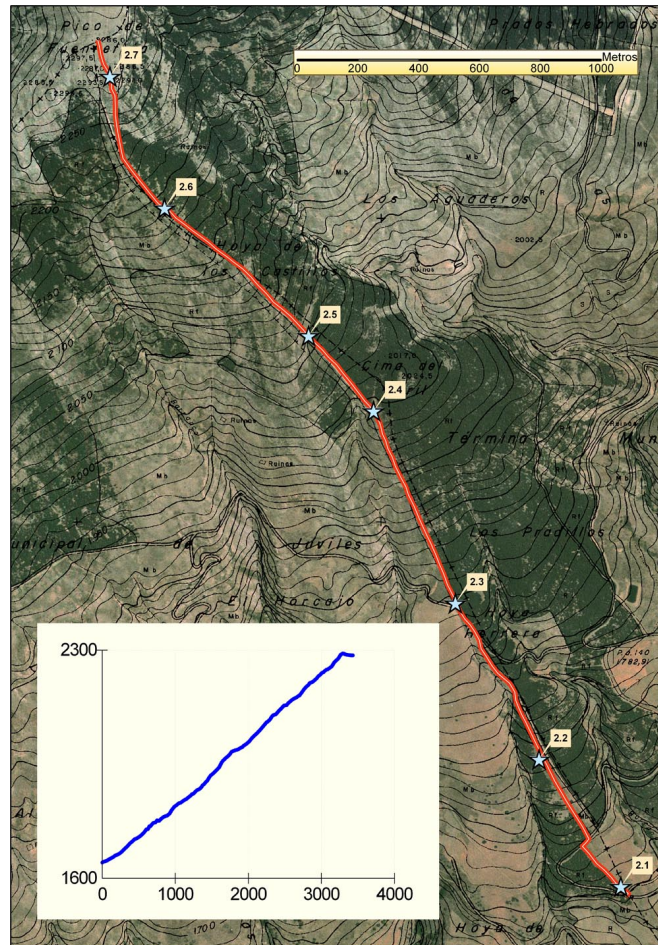


Figura C.52: Itinerario, perfil y localización de las muestras (20/01/2006).

de pequeña magnitud. En los 10 días previos a la campaña se registran en la EST-2 (figura C.54) tres momentos de acumulación con una precipitación de nieve de $\sim 35\text{ mm}$. Dados los equivalentes de agua medidos es probable que incluso se conserve algo de nieve de los eventos anteriores. Desde el 5 de enero son $\sim 50\text{ mm}$ los acumulados coincidiendo con una bajada de temperaturas que se mantiene hasta el día 18. Hasta este momento del invierno la precipitación total de nieve ocurrida en EST-2 es de 115 mm .

Efectos del viento

Al igual que ocurría en el anterior muestreo de 18/11/2005 se accede a la nieve unos días después del último evento, que ha sido seguido por la misma secuencia meteorológica: unas horas de viento fuerte (en esta ocasión de $7 \sim 8\text{ m/s}$) cuando la nieve aún no ha tenido tiempo de recristalizar y unos días de alta temperatura (sobre 0°C) e insola-ción. Estos episodios de viento sobre nieve sin cohesión han favorecido la redistribución hacia zonas de remanso donde los días de mayor temperatura y radiación solar se han encargado de consolidarla de forma más definitiva. Por eso no se encuentran formas superficiales del tipo *sastrugi* que tan familiares fueron durante la anterior temporada, más propias de la erosión producida por vientos muy fuertes sobre una superficie pre-consolidada superficialmente. Las formas superficiales que se aprecian ahora son del tipo

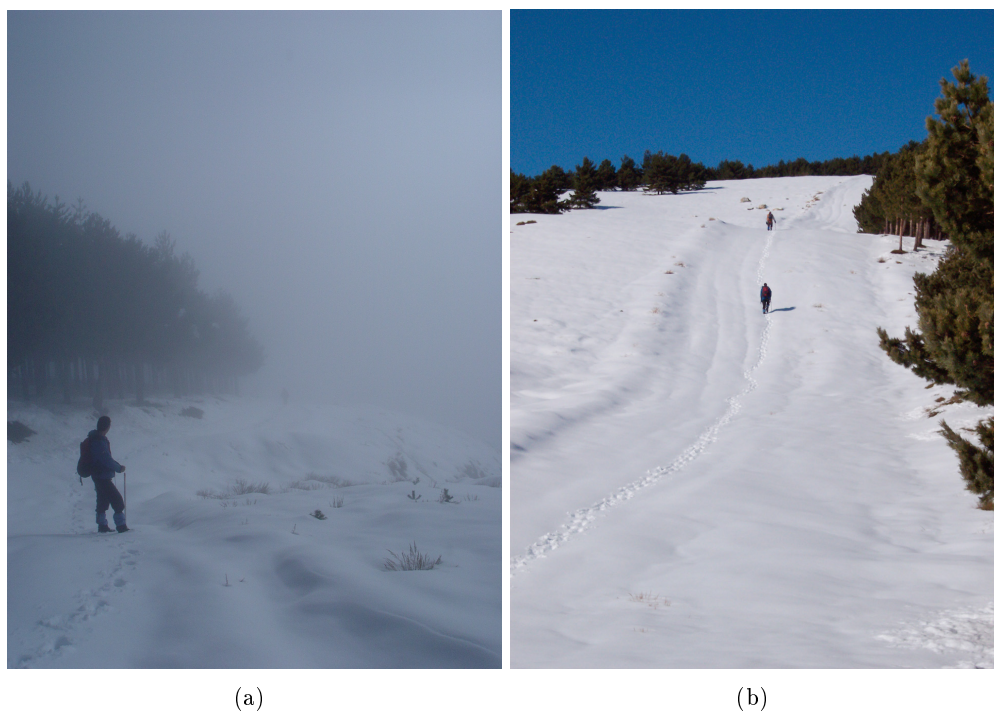


Figura C.53: Ascenso al *Pico de Fuentefría*, vertiente sur.

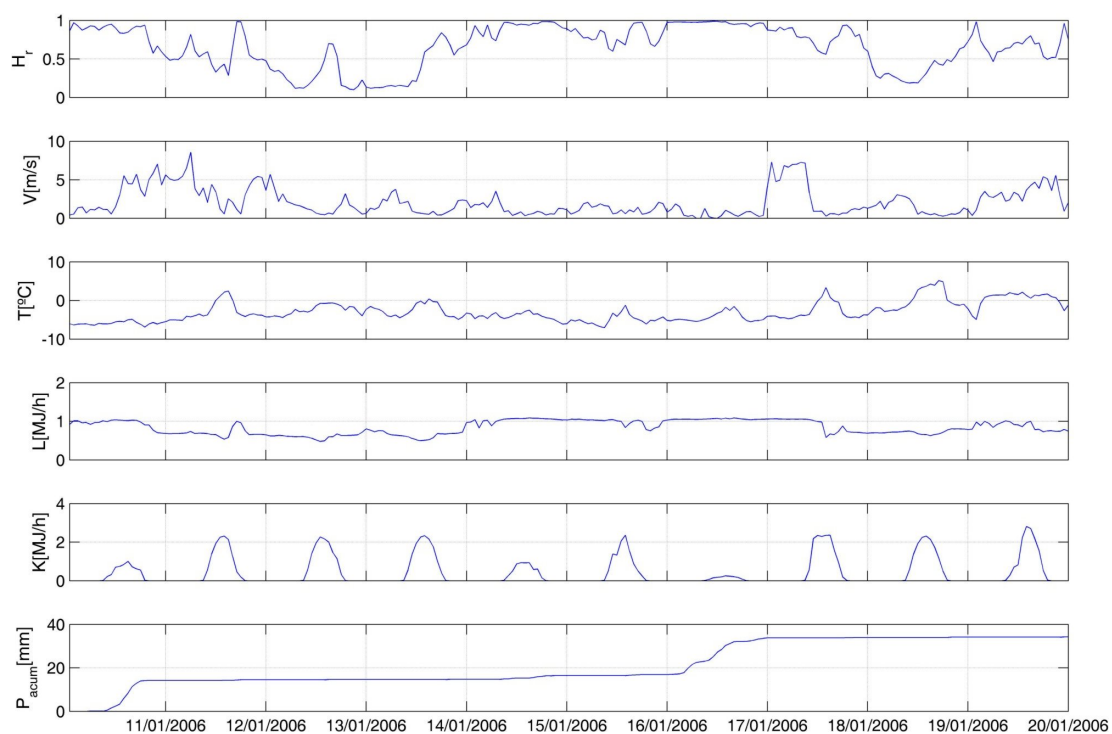


Figura C.54: Variables meteorológicas registradas en EST-2 (10/01/2006 - 19/01/2006).

sedimentario, depósitos de acumulación con formas suaves que rellenan todas aquellas zonas más resguardadas del viento. Esta diferente morfogénesis resulta en una impor-



Figura C.55: Tamaño de grano en muestra 2.3.



(a)

(b)

Figura C.56: Efectos de la vegetación sobre la nieve.

tante diferencia en las características superficiales de la nieve, incluidas la rugosidad y el albedo. El mismo agente inductor, el viento, causa efectos muy dispares en función de la historia energética de la nieve, lo que equivale a decir de su micro y macro estructura cristalina, en el momento de su actuación.

El aumento de los flujos entrantes de energía de los últimos días se aprecia en el gran tamaño de grano de las partes más superficiales de la capa de nieve (figura C.55), síntoma de un ciclo diario de fusión y recongelación que va recrystalizando la columna y aumentando su densidad.

Efectos de la altura

Los cambios con la altura que se encuentran en las variables de la nieve medidas no son muy importantes y sólo permiten distinguir las cuatro primeras (2.1, 2.2, 2.3 y 2.4) de las otras tres (2.5, 2.6 y 2.7). Aquellas, a menor altitud, son capas de poco espesor que se encuentran ya generando caudal de fusión. Los ciclos diarios de fusión y recongelación han homogeneizado toda la columna de estas muestras, de grano grueso (ver figura C.55), consistencia media, cohesivas y maduras, con contenido líquido apreciable. La muestra con mayor espesor, es decir, con mayor penetración de los ciclos diarios de fusión, es la 2.4, con 25 *cm*.

El resto de muestras, ya por encima de la cota límite de 2000 *m*, van aumentando poco a poco el espesor y el equivalente de agua con la altura, empezando a superar la cantidad de nieve acumulada a las últimas precipitaciones, lo que indica que pueden contener nieve depositada con anterioridad. Los ciclos diarios de fusión ya no han sido capaces de alcanzar el fondo de la columna de nieve, por lo que todas ellas presentan una capa superficial de iguales características a las descritas para las cuatro primeras muestras y, bajo ella, una capa de nieve de grano más fino y menos densa.

Esta capa inferior es de nieve en polvo en zonas especiales de mayor acumulación, vaguadas por ejemplo, pero en el resto de lugares tiene también una cohesión que permite estimar su densidad en torno a 0,2 *kg/l*. La capa superficial más densa afectada por la fusión va perdiendo espesor con la altura como reflejo de la disminución de los flujos de energía, y de 7 *cm* en las muestras 2.5 y 2.6 pasa a 3 *cm* en la 2.7 en lo alto de la divisoria. En la ubicación de esta última muestra, aparte de temperaturas inferiores por la mayor altura y la exposición al viento, hay un cambio de pendiente y orientación que disminuye la radiación solar incidente.

La densidad media de las muestras refleja estos cambios entre nieve homogénea y de dos capas, estando la densidad comprendida entre 0,29 ~ 0,24 *kg/l* en las primeras y de 0,24 ~ 0,22 *kg/l* en las últimas. Si la diferencia no es mayor es debido a la poca edad de la nieve en superficie. A medida que los ciclos diarios de fusión vayan consolidando y densificando aún más la superficie de la nieve las diferencias en densidad con las capas inferiores serán mayores. No hay que olvidar, sin embargo, que una vez que la maduración alcance a toda la columna su densidad volverá a ser homogénea (salvo procesos especiales de recongelación intensa), que es el hecho sobre el que se sustenta la hipótesis de capa homogénea utilizada por el modelo físico de fusión propuesto.

Efectos de la vegetación

La ascensión por el cortafuegos, paralelo al borde del bosque de pinos, ha permitido observar durante todo el trayecto los efectos que el pinar producía sobre la acumulación, fusión y características de la nieve. La interacción entre la vegetación y la nieve no es sencilla, teniendo repercusiones sobre todos los flujos de masa y energía en cada momento de la acumulación y la fusión. El efecto total de la vegetación arbórea es un campo de estudio muy amplio con entidad suficiente como para requerir estudios específicos íntegramente dedicados a ello (Pomeroy *et al.*, 1998; Koivusalo y Kokkonen, 2002). En la cuenca del Guadalfeo la proporción del área de influencia de la nieve cubierta de bosques es muy pequeña, limitándose a reducidas manchas de pinos de repoblación, jóvenes, nunca por encima los 2400 ~ 2500 *m* de altura, similares a los encontrados en esta campaña. Por ello, sin entrar en mucho detalle, se quieren describir

en este punto algunos efectos especialmente evidentes y destacarlos desde un punto de vista cualitativo más que cuantitativo.

En primer lugar sobre la interceptación de la nieve. Tres días después del último evento aún se aprecian en puntos discretos de la masa de árboles nieve atrapada formando volúmenes llamativamente importantes (C.56.b). Está claro que la capacidad de almacenamiento de la cubierta es mucho mayor en el caso de precipitación sólida que líquida. Pero por otra parte, la mayor parte de esta nieve interceptada pasa al suelo rápidamente, normalmente de manera brusca, por la acción del viento o por los cambios que en sus características provoca el inicio de su fusión (lo que se conoce como *descarga de nieve*). Así que el efecto de la interceptación de nieve de la cubierta se complica con respecto al de la interceptación de lluvia, pero globalmente no parece suponer un aumento en las pérdidas por evaporación muy importantes.

También es de destacar la existencia de *precipitación oculta* que se traduce este día en un continuo goteo desde los árboles sobre la nieve en la franja de aproximadamente 200 m de altura (entre las cotas 1800 y 2000) donde las nubes entran en contacto con la ladera. La altura de Sierra Nevada y su proximidad al mar hacen que sea común que las nubes provenientes del sur queden atrapadas y, aunque no descarguen lluvia, sí pueden dejar agua en forma de rocío y precipitación oculta, como es el caso de hoy. Precipitación que al gotear sobre la capa de nieve es recongelada e incorporada a ella en tanto el déficit energético de la misma sea suficiente. En este caso la zona de contacto de las nubes corresponde con la de nieve más baja (muestras 2.1 a 2.4), donde la capa ya está prácticamente en fusión y no admite más agua. Por eso en la muestra 2.2 bajo los pinos se detecta agua en el fondo de la columna ya infiltrándose en el suelo. En cualquier caso la importancia de este aporte líquido no es muy importante por la escasa presencia de bosques y de nubes de estas características.

Los dos efectos anteriormente descritos son la causa de que las propiedades de la nieve acumulada bajo los árboles sean distintas a las de la nieve en claros. Llama mucho la atención la diferencia en la textura superficial (figura C.56.a) causada por el aporte brusco de masas de nieve descargada y por el goteo de agua. El efecto sobre la rugosidad, aunque no medible en esta ocasión, es evidente. El tamaño de grano también es mayor que en la nieve en el cortafuegos, síntoma de un mayor intercambio energético. Sin embargo, las medidas de densidad efectuadas (muestra 2.2 frente a muestras 2.1 y 2.3) no muestran diferencia en esta variable de estado. Quizá por lo joven de la nieve. A medida que la fusión avance por caminos distintos en ambas situaciones (claro-bosque) el distinto equilibrio energético deberá reflejarse en cambios en las densidades, como se comprobó en ciertas campañas del invierno pasado.

Campaña 27/ene/2006

La baja altitud a la que aún se encuentra la nieve por las nevadas ocurridas desde el 5 de enero obligan a efectuar un trayecto inusual por las inmediaciones de la Hoya del Portillo, zona habitual de auscultación en estas campañas. La campaña se desarrolla durante el segundo día de un evento que comienza el 26 de enero y que se extenderá hasta el 30 de enero, dejando precipitaciones en forma de nieve en cotas aún más bajas de las actuales, en torno a los 800 ~ 900 m en esta cuenca. En la tabla C.12 se recogen las principales propiedades de las muestras recogidas y en la figura C.57 su localización en el itinerario realizado. La imposibilidad de llegar con vehículo hasta la la Hoya del Portillo aconsejan realizar una ascensión de 500 m de desnivel por el cortafuegos de

la figura C.58 hasta el Peñón de la Cruz, punto de muestreo en algunas campañas del invierno 2004–2005. Este cortafuegos, en una ladera con orientación S–SO, discurre junto a un pinar de repoblación que lo protege por su lado este, pero que se encuentra muy expuesto al viento por su lado N–O.

Muestra	e[cm]	ρ [kg/l]	EA[mm]	cota[m]
3.1	28	0,27	76	1710
3.2	21	0,32	66	1925
3.3	25	0,29	71	2030
3.4	15	0,31	46	2210

Tabla C.12: Características de la nieve (27/01/2006).

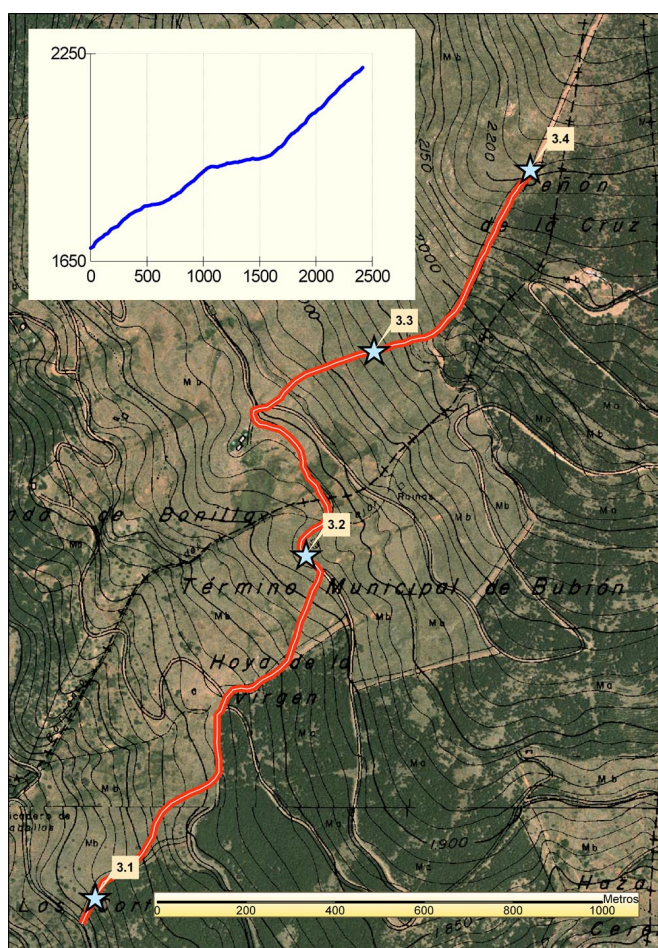


Figura C.57: Itinerario, perfil y localización de las muestras (27/01/2006).

A pesar de que el trayecto se inicia a una cota similar a la de la anterior campaña del 20 de enero, la nieve no aparece con continuidad hasta unos cientos de metros más arriba, por encima de la cota 1800. La nieve acumulada en el camino rodado impide una aproximación mayor. Los días previos al evento que se está iniciando han sido de clara fusión: altas temperaturas cuyas mínimas nocturnas no han descendido de 0°C , fuerte



Figura C.58: Cortafuegos por el que se asciende al Peñón de la Cruz.

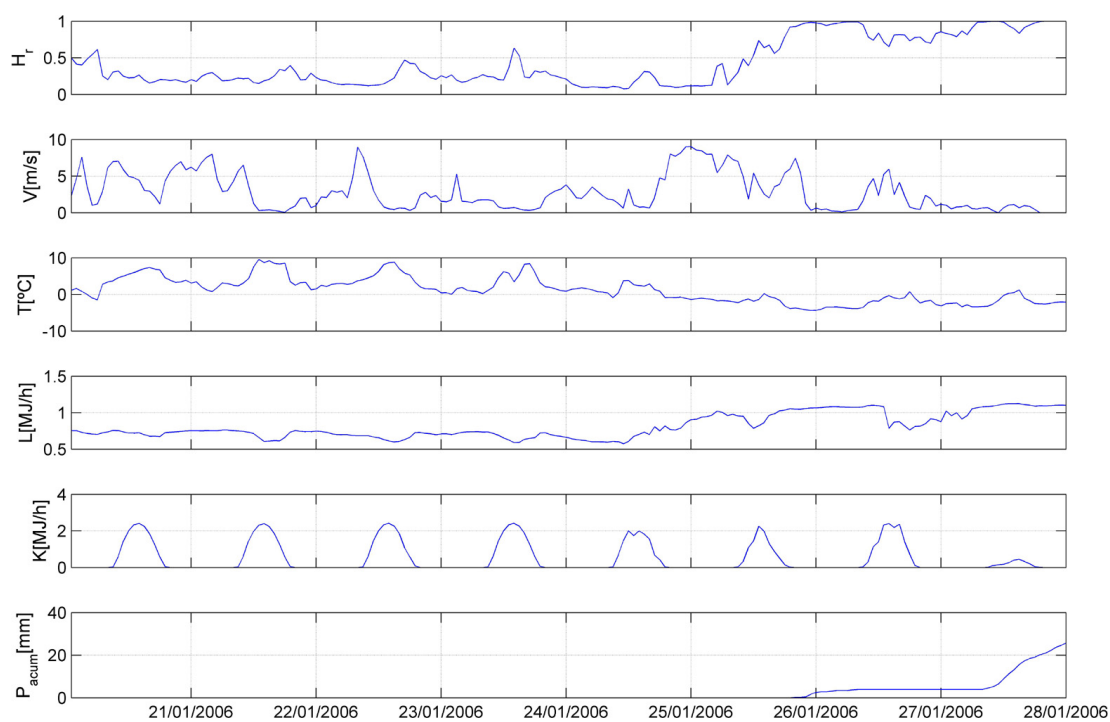


Figura C.59: Variables meteorológicas registradas en EST-2 (20/01/2006 - 27/01/2006).

insolación y en ocasiones intensidad de viento apreciable, como se puede apreciar en la figura C.59. En ella se reflejan los datos registrados por la cercana estación EST-2 (a 2500 m de altitud) entre los días 20 y 27 de enero. Por ello gran parte de la precipitación de nieve desde el 5 de enero, que hasta este momento llegaba a alcanzar ~ 50 mm, se ha



Figura C.60: Nevando en el Peñón de la Cruz (2200 *m*).



Figura C.61: Copos de nieve recién precipitados, sobre el fondo de un guante.

fundido a estas cotas. El día 26 se recogen 4 *mm* de precipitación en EST-2, y durante el día de la campaña, 27 de enero, se acumularán 20 *mm* más. En la figura C.60 aparece un momento de esa precipitación a primera hora de la tarde, mientras que en la figura C.61 se muestra un detalle de los copos de nieve recién caídos sobre el fondo de un guante. Son copos de muy baja densidad y forma acicular aglomerada, que dejan una capa de nieve reciente muy poco densa, de tacto algodónoso. Esta nueva capa que al final de la campaña alcanza los 5 *mm* (la mayor parte de la precipitación se producirá en las horas posteriores, como se puede observar en la figura C.59) se acumula sobre otra capa de 5 *cm* detectada en las muestras 3.2, 3.3 y 3.4, pero no en la 3.1, lo que permite suponer que la precipitación del día 26 de enero fue en forma de nieve por encima de

los 1800 ~ 1900 *m*.

Esta mezcla de nieves de distintas edades ocasiona la presencia de dos capas distinguibles dentro de la columna de nieve. Una capa superficial de 5 *cm* por encima de 1900 *m* blanda, reciente, con una densidad que, atendiendo a la precipitación recogida durante el día anterior, se puede estimar en 0,08 *kg/l*. Y por debajo una capa blanda, cohesiva, homogénea y de grano grueso, indicativa de una nieve madura o muy cercana a su punto de fusión. La cohesividad se manifiesta en que todas las muestras se mantienen de pie al salir del tubo, y ninguna se pega al mismo, lo que indica una temperatura alta de la nieve. Sin embargo no muestran un contenido líquido evidente, lo que refleja que los ciclos diarios de fusión-recongelación se han detenido durante los últimos días en los que se ha sufrido una evidente bajada de las temperaturas y una disminución de la insolación diurna (figura C.59). La nieve inferior, por tanto, se encontraba en fusión hasta hace dos días, pero en general ya no lo está. La densidad alcanzada por esta capa ya no se perderá, por lo que su valor puede aceptarse como indicativo de la nieve madura. En estas condiciones de disminución brusca de la temperatura, la recongelación de agua de fusión retenida ya sea dentro de la nieve o en alguna irregularidad del terreno puede formar capas locales de hielo o de nieve de muy alta densidad en el fondo de la columna.

Las densidades medias de toda la columna de nieve medidas con el tubo tomamuestras se reparten de manera bastante homogénea entre 0,27 ~ 0,32 *Kg/l*. Es una densidad media mayor que la registrada durante la campaña anterior, como corresponde a una nieve que ya ha alcanzado en algún momento su madurez. Sin embargo es una densidad baja para una nieve de las características propias de la fusión descritas. Pero si en las tres muestras de mayor altura se descartan los 5 primeros centímetros, con densidad conocida igual a 0,08 *kg/l*, se obtiene una densidad en su capa inferior de 0,34 ~ 0,42 *kg/l*, más coherente con los valores medidos durante el pasado año en nieve madura, situados en torno a 0,4 *kg/l*.

Los equivalentes de agua medidos no se encuentran representativos en esta ocasión, ya que en el momento de la medición existía una gran heterogeneidad en la distribución en planta de la nieve que obligaba a tomar las muestras en aquellos puntos de acumulación local debida a irregularidades del terreno o vegetación. Esta heterogeneidad es lógica dado que esta nieve acaba de pasar por un primer episodio de fusión. Tan sólo la muestra 3.4, la de mayor altura, podría considerarse dentro de una zona más homogénea en planta y por tanto más representativa del equivalente de agua almacenado, un poco por debajo de 50 *mm*.

Equilibrio entre fusión y evaporación.

Las observaciones realizadas denotan un cambio importante y digno de destacar en el comportamiento de la nieve con respecto al año anterior. Tras aplicar el modelo puntual de balance de energía con los datos del Refugio Poqueira, se determinó que la evaporación había sido aproximadamente del 40 % durante todo el año, con picos del 80 % en determinados periodos de diciembre. Las causas había que buscarlas en eventos meteorológicos tras las precipitaciones de nieve en los que se producían simultáneamente vientos fuertes, baja humedad y bajas temperaturas. En estas condiciones no se producía excesiva fusión y la evaporación, favorecida por el viento, tenía más tiempo para actuar. En esta ocasión, tras las nevadas de enero, aunque también se detectan vientos con baja humedad (días 20 a 24 de enero en figura C.59), su intensidad y tiempo de actuación

no es tan grande y, sobre todo, las temperaturas son altas, con lo cual se favorece la fusión. El clima entre eventos de nieve va a determinar lo que ocurre con esa nieve almacenada, el valor final de la relación entre la evaporación y fusión, que no se puede conocer *a priori*. Por ello, a la hora de cuantificar los recursos hídricos disponibles, por ejemplo mediante un modelo numérico de prognosis, es muy importante prestar atención a la correcta definición de la meteorología en los periodos de *no evento* y no sólo a la meteorología de los eventos, típicamente precipitación y temperatura. Hay que poder definir lo más adecuadamente posible el resto de variables meteorológicas que completan el balance de masa y energía sobre la nieve, que principalmente son la velocidad del viento, la humedad y la radiación.

Auscultación 29/ene/2006

En todas las mediciones previas se ha calculado la densidad mediante el tubo toma-muestras, técnica mediante la cual sólo ha sido posible calcular una densidad media de la columna de nieve. Sin embargo se constata que la nieve no siempre es una entidad homogénea en vertical y puede estar formada por capas de distintos espesores. Esto es más cierto en tanto la recrystalización de la nieve durante sus ciclos de fusión-recongelación diaria no alcance a toda la columna y la devuelva en la mayoría de los casos a la homogeneidad que la caracterizará durante su etapa de fusión final (nieve madura). En las fechas de estas campañas nuevas precipitaciones de nieve están ocurriendo sobre nieve ya acumulada y densificada hasta variados niveles. Las densidades medias medidas incluyen partes de la columna de esta nueva nieve de densidad muy baja que desvirtúan la representatividad de la medida. Por ello de ahora en adelante se realizará el esfuerzo de estudiar la densidad de cada capa siempre que ello sea posible.

Muestra	e[cm]	ρ [kg/l]	EA[mm]	cota[m]
3.5	3	0,06	1,9	800

Tabla C.13: Características de la nieve recién caída (29/01/2006).

En los días siguientes a la campaña del día 27 de enero el evento que entonces empezaba alcanzó su máxima desarrollo, lo que se tradujo en nevadas a baja altura. Concretamente durante la noche del 28 al 29 de enero nevó en Granada capital, aproximadamente a la cota 700. La nieve recién acumulada formaba una capa continua de idénticas características en toda la ciudad. Los $\sim 3\text{ cm}$ de espesor que se medían eran suficientes para crear un manto blanco continuo. En la figura C.62 se puede ver una imagen de la Alhambra nevada con el barrio del Albaycín de fondo. Aprovechando la oportunidad de caracterizar una nieve tan reciente aún no afectada por ningún metamorfismo, se tomó en el lugar de la imagen una muestra mediante un recipiente hermético que fue posteriormente pesado en laboratorio de acuerdo a los procedimientos descritos en el apartado de metodología C. Las características de esa muestra se recogen en la tabla C.13.

La densidad medida es realmente baja, de $0,06\text{ kg/l}$, por debajo del límite inferior para la densidad de la nieve recién caída propuesto por Gartska (1964). Es casi la mitad del valor medio aceptado para nueva nieve, $0,1\text{ Kg/l}$ (Dingman, 2002, p.e.). La conjun-



Figura C.62: Nieve en la Alhambra (29/01/2006).

ción de muy diversos factores que ocurren durante la precipitación son las causantes del valor de esta densidad. Entre ellos cabe citar los intrínsecos a la generación de la nieve como las condiciones de temperatura y humedad en la zona de condensación u otros factores que modifican la cristalización inicial del copo. También condiciones meteorológicas como velocidad del viento o temperatura en el punto de depósito, al nivel del suelo, influyen sobre la misma. En el caso de esta nieve medida hoy se estaban produciendo una conjunción de factores tal que permitía unos copos de nieve muy grandes y muy poco densos. La nieve caía a muy baja velocidad en copos a veces de más de un centímetro sin forma definida, sino más bien formados por la acumulación caótica de copos más pequeños de forma acicular. En la figura C.61 aparece una muestra de los copos durante la campaña del 27 de enero que reproducen aproximadamente y a pequeña escala esa morfología acicular entretrejida que se pretende describir. Esta es la razón de la densidad tan baja medida y de que toda la ciudad apareciera cubierta de blanco a pesar de que la cantidad total de precipitación de nieve fuera muy baja, apenas 2 mm según el equivalente de agua medido.

Aunque en la campaña del 27 de enero, donde también se registraban copos aciculares y poco densos, se pudo estimar una densidad en la capa acumulada en el día anterior de $0,08\text{ Kg/l}$, no son estas las condiciones habituales durante la precipitación de nieve en zonas de alta montaña. La menor temperatura, mayor presencia de viento, . . . favorecen la formación de copos más compactos, que en Sierra Nevada muchas veces adquieren la forma de pequeñas esferas aparentemente sólidas de $0,5 \sim 2\text{ mm}$ de diámetro. Esto se concreta en densidades de las acumulaciones sobre el suelo normalmente mayores a la hoy medida. Por esto, y a la espera de nuevas mediciones sobre nieve reciente ya en alta montaña, parece aconsejable seguir manteniendo el valor de $0,1\text{ Kg/l}$ como el de densidad más probable para una capa de nieve recién acumulada.

Campana 03/feb/2006

Mediciones

Esta campana se desarrolla en la cuenca del río Lanjarón, una zona no auscultada hasta la fecha por ser la más alejada de las estaciones meteorológicas EST-1 y EST-2. La divisoria que desde Peña Caballera, a 2188 *m*, llega hasta el pico del Caballo, 3011 *m*, y que hoy se asciende forma parte del extremo occidental de Sierra Nevada. En la tabla C.14 se recogen las características principales de los muestreos efectuados, mientras que en la figura C.63 se indica su localización y el desarrollo en planta y en perfil del trayecto que se ha seguido.

Muestra	e[<i>cm</i>]	ρ [<i>kg/l</i>]	EA[<i>mm</i>]	cota[<i>m</i>]
4.1	29	0,29	84	1870
4.2	22	0,27	59	1975
4.2 <i>b</i>	4,5	0,40	18	1975
4.3	41	0,32	130	2060
4.4	30	0,32	97	2150
4.5	21	0,34	71	2275
4.6	7	0,15	10	2345

Tabla C.14: Características de la nieve (03/02/2006).

Perfil heterogéneo de la columna de nieve

En la tabla C.14 las muestras 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 y 4.5 hacen referencia a medidas sobre columnas de nieve completas, por lo que el valor de densidad que ofrecen es medio. Sin embargo, como en la anterior campana, la capa de nieve muestra en perfil una heterogeneidad marcada. Es durante esta etapa de alternancia rápida de eventos de nieve con eventos de viento y con periodos de buen tiempo cuando se produce una mayor heterogeneidad de la nieve en vertical, al coexistir capas de nieve en diferente grado de metamorfismo.

En las dos primeras muestras de esta campana se han encontrado hasta tres capas diferenciables con muy distintas propiedades. Una primera de nieve reciente de baja densidad, en torno a 0,10 *kg/l*, una capa más endurecida, representada por la muestra 4.2*b*, que ha podido ser separada por su alta cohesividad y medida con el tubo tomamuestras arrojando una densidad de 0,40 *kg/l* y otra capa de densidad intermedia (0,22 *kg/l* \sim 0,25 *kg/l*), que en el caso de la muestra 4.1 se encuentra por encima de la capa más densa pero que en la muestra 4.2 se encuentra por debajo (como delatan las huellas de la figura C.64, que colapsan la capa superficial más dura al estar sustentada por una capa mucho más blanda y menos densa). La densidad promedio de las tres capas medida se encuentra entre 0,27 y 0,29 *kg/l*, pero este valor en realidad no es significativo de ninguno de los tres estados de nieve que se encuentran: nieve recién caída, nieve poco meteorizada sometida a algún pequeño ciclo de fusión diurno y nieve que ya ha alcanzado su madurez el algún momento de su acumulación y que ahora vuelve a estar sobreenfriada por la condiciones meteorológicas pero manteniendo su densidad,

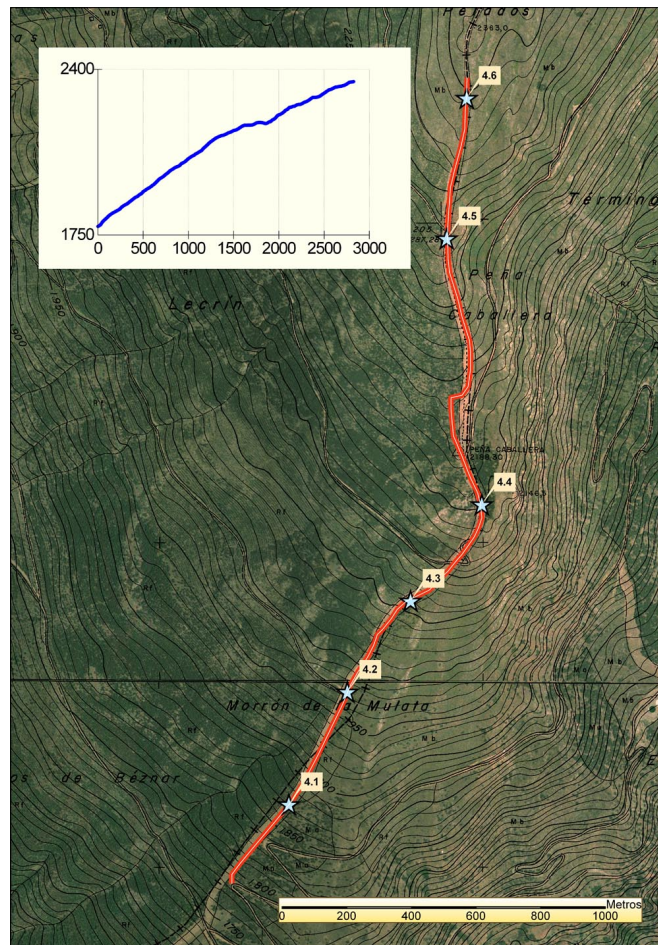


Figura C.63: Itinerario, perfil y localización de las muestras (03/02/2006).

con densidades características de 0,10, 0,25 y 0,40 kg/l respectivamente.

En el resto de muestras, a mayor altura y más expuestas a un viento que en esta divisoria, debido a su gran exposición, es especialmente intenso, sólo se detectan dos capas: la superficial de nieve nueva, que a la hora del muestreo alcanzaba 3 cm de desarrollo en 4.3, 2 cm en 4.4 y no aparecía en 4.4, y la subyacente, bastante dura, cohesiva y de grano grueso. La separación de las capas indica que la densidad de esta capa inferior es muy homogénea entre las muestras 4.3, 4.4 y 4.5 con un valor de $\sim 0,34 kg/l$, muy cerca de los 0,40 kg/l de las capas más endurecidas de las dos primeras muestras.

La presencia y distribución de las distintas capas responde tanto a fenómenos de gran escala espacial (flujos energéticos globales del orden de kilómetros) como a otros de muy pequeña escala (obstáculos frente al viento o sombras del orden de metros) que hacen muy difícil la predicción del perfil exacto de la columna de nieve, como demuestra la inversión de las capas entre las muestras 4.1 y 4.2. Ello reafirma lo apropiado de la elección de un modelo de balance de energía de una sola capa para aquellos lugares, como Sierra Nevada, de nieve estacional, de pequeño espesor pero importante extensión en planta y sometida a importantes y muy variables flujos de energía, donde sólo se puede aspirar a predecir con suficiente exactitud un estado medio de la columna de nieve en función de su estado energético instantáneo y de su evolución con el tiempo.



Figura C.64: Capa superficial endurecida en muestra 4.2.



Figura C.65: Nevando en Peña Caballera.

Nieve recién caída

La última muestra 4.6 fue realizada sobre una pequeña acumulación de nieve reciente que se debía al efecto de un pequeño obstáculo sobre el campo de vientos superficial.



Figura C.66: Almacenamiento de nieve en cubierta vegetal.

Esta capa de 7 cm tuvo que ser, por su bajo peso, recogida en un bote hermético que no permitiera la evaporación y pesada posteriormente en laboratorio. Su densidad era de $0,15\text{ kg/l}$. Este es un valor interesante sobre todo si se compara con los $0,06\text{ kg/l}$ medidos en Granada capital en la anterior campaña, ya que las distintas características de la nieve precipitada en ambos casos están prácticamente marcando los límites superior e inferior de densidad que puede alcanzar una capa de nieve reciente previamente a cualquier metamorfismo.

Si en aquella ocasión los copos de nieve estaban formados por la acumulación de cristales de forma acicular, muy irregulares y de muy baja densidad, en el día de hoy los copos son esféricos, compactos y de alta densidad. Su diámetro varía a lo largo del día con las condiciones meteorológicas, estimándose en esta campaña su diámetro en $0,5\text{ mm}$ al inicio del día y en más de 2 mm a primera hora de la tarde. Una vez en el suelo, por su forma y compacidad se mantienen como gránulos individuales con mayor facilidad que aquellos copos de forma irregular, que ven iniciada su recrystalización y agregación con el resto de cristales de hielo inmediatamente después de haber alcanzado el suelo. Además, esta forma esférica y falta de cohesión, junto con el complemento de un frío intenso, favorecen enormemente el transporte por el viento y redistribución de la nieve en superficie hacia zonas de remanso.

Balance de masa

El último evento, que empezaba el día de la anterior campaña (27 de enero), se extendió hasta el día 29 de enero, dejando en la estación EST-2 una precipitación total en forma de nieve de 78 mm , que se unen a los 50 mm registrados desde principio de año. Este nuevo aporte de nieve es el que denotan los equivalentes de agua de las muestras que se refieren a la columna completa, aunque la distribución espacial de esta variable de estado de la nieve sea muy heterogénea. Tal es así que en la zona auscultada no se puede determinar ni siquiera una relación entre el equivalente de agua y la altitud.

Como se ha indicado en el punto anterior, la redistribución de la nieve aún sin cohesión es favorecida con la forma esférica de los copos, pero depende sobre todo de las condiciones meteorológicas. En la figura C.67 se observa cómo posteriormente al evento del 26-29 de enero han concurrido unos días de baja temperatura y viento en ocasiones

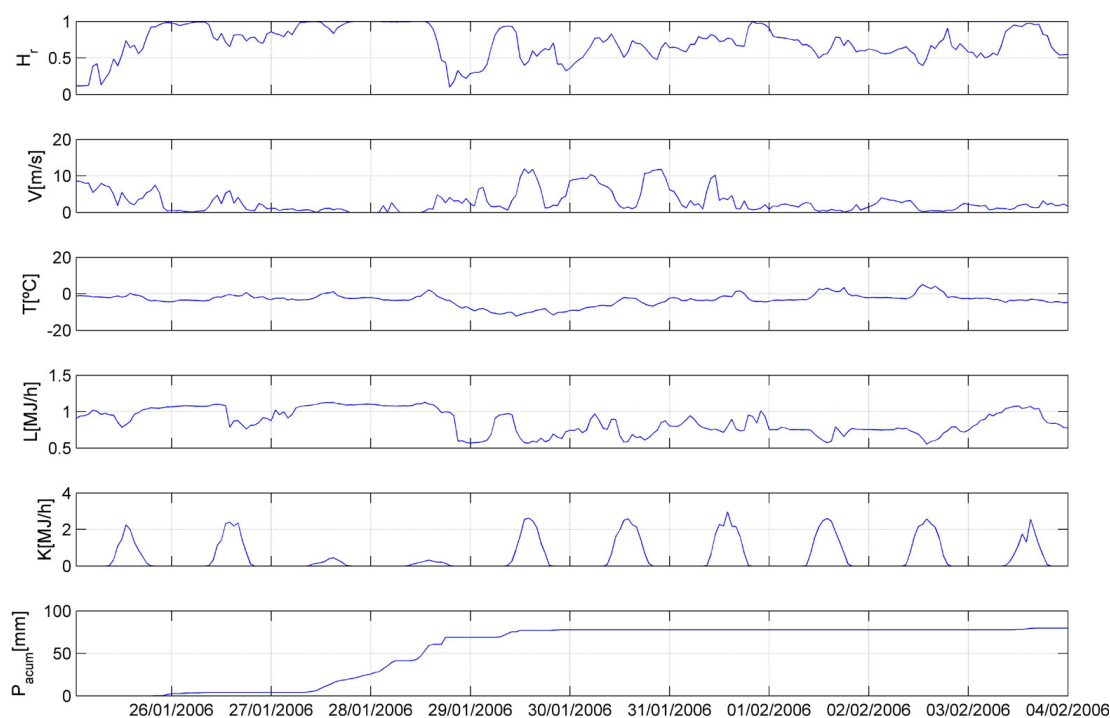


Figura C.67: Variables meteorológicas registradas en EST-2 (25/01/2006 - 03/02/2006).

intenso. Estos dos factores principalmente son los que determinan el transporte de la nieve almacenada, sobre todo cuando esta no ha tenido tiempo de recrystalizarse ni siquiera en superficie, ya que el propio día 29, con temperaturas diurnas por debajo de $-10^{\circ}C$, la velocidad del viento superaba los $10\ m/s$. Estas son medidas del Refugio Poqueira, pero las condiciones en la Loma del Caballo debieron ser similares a juzgar por la distribución espacial en planta de la nieve que se puede observar, con un equivalente de agua medible menor en las zonas altas de divisoria y mayor que la precipitación total en las zonas adyacentes más bajas y protegidas. Nuevamente vuelve a ocurrir un evento de viento inmediatamente después de un evento de nieve, por tercera vez este invierno, lo que ha ocasionado un transporte por el viento y una redistribución de la nieve mucho más general y de mayor magnitud que los constatados en las auscultaciones del año 2004–2005.

Además de viento y bajas temperaturas, otra variable que en estas condiciones resulta decisiva en el balance de masa final de la nieve es la humedad. Durante estos días la humedad ha sido alta, por encima del 50%. Esto ha supuesto un freno a la evaporación que, en ocurrencia de estas mismos valores de temperatura y viento, pero con una humedad más baja, por ejemplo en torno al $10 \sim 20\%$, produjo evaporaciones de hasta el 80% de la nieve acumulada durante 2004–2005. Asimismo se constata la presencia de condensación en formas como las de la figura C.66, que van más allá de la simple interceptación de la nieve precipitada por la alta densidad de los cristales adheridos a las ramas. Estas formas están orientadas a favor del viento, a barlovento, y es de suponer que han ido creciendo más favorecidas por la condensación a partir de los vientos húmedos que por la interceptación de esos copos granulares y poco adherentes. En este caso supondrían una variante de lluvia oculta, con mayor importancia relativa por unidad de superficie de cobertura, ya que como se aprecia en la figura la capacidad de almacenamiento de cada cutícula de pino excede en varias veces su propio tamaño,



Figura C.68: Zona afectada por el incendio forestal de octubre de 2006. Foto: A. Moñino.

pero de poca importancia cuantitativa global dado el poco desarrollo de la vegetación en estas cotas, que además se encuentra muy mermado a causa del lamentable incendio ocurrido en el pasado otoño en esta zona (ver figura C.68).

Campaña 10/feb/2006

En esta campaña se ha repetido el transecto realizado 20 días antes, el 20 de enero, en la divisoria entre los valles de Trevélez y del río Chico de Cádiar, desde las proximidades de la Hoya de Vianes hasta lo alto del Pico de Fuentefría. Se han tomado muestras distribuidas a lo largo de una ascensión de más de 500 *m* por un cortafuegos de orientación S-SE. Se ha puesto especial cuidado en que los puntos de muestreo sean esencialmente los mismos que los de la campaña anterior para poder realizar las comparaciones pertinentes. Los valores medidos se recogen en la tabla C.15, y el itinerario, perfil y localización de los puntos de muestreo se pueden observar en la figura C.69.

Muestra	e[<i>cm</i>]	ρ [<i>kg/l</i>]	EA[<i>mm</i>]	cota[<i>m</i>]
5.1	28	0,30	84	1761
5.2	14	0,38	54	1845
5.3	21	0,40	84	1995
5.4	39	0,31	120	2130
5.5	31	0,31	97	2205
5.6	31	0,35	107	2287

Tabla C.15: Características de la nieve (10/02/2006).

Desde la anterior auscultación han tenido lugar varios eventos de precipitación, alternados con periodos de buen tiempo y alta temperatura y otros de fuerte viento que han modificado sustancialmente la nieve acumulada a lo largo de este transecto. Desde el día 20 de enero se han recogido en la EST-2 86 *mm* de precipitación de nieve, que es básicamente la cantidad que habría que sumar a los equivalentes de agua medidos en

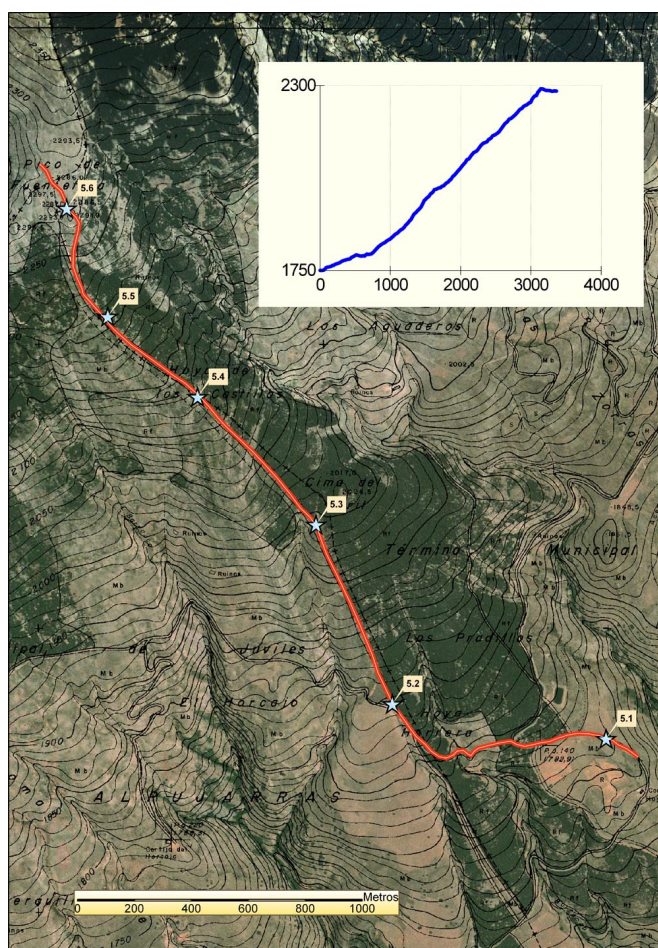


Figura C.69: Itinerario, perfil y localización de las muestras (10/02/2006).

las muestras 2.x. Aunque en la zona auscultada hoy, a menor altura, una pequeña parte de esa precipitación puede haber sido en forma líquida, la presencia continua de la capa de nieve, que no ha llegado a desaparecer en este periodo, es capaz de retener esa lluvia e incorporarla a su matriz cuando las condiciones de energía interna lo permitan. Las lluvias no han tenido lugar nunca con altas temperaturas, es decir, con energía suficiente como para provocar fusión. En este punto merece la pena recordar que el calor latente de cambio de fase del agua sólida a líquida es mucho mayor que el calor específico del agua líquida, por lo que para obtener fusiones importantes debidas a la lluvia cabe esperar temperaturas muy altas junto a cantidades importantes de precipitación en comparación con la nieve acumulada.

Los equivalentes de agua son efectivamente mayores que sus correspondientes del 20 de enero, pero lejos de esos 86 *mm*. En alturas similares los equivalentes de agua hoy medidos son mayores que aquellos entre 10 ~ 45 *mm*. Es cierto que la heterogeneidad de la nieve en planta es tan alta que en una diferencia de unos pocos metros el equivalente de agua puede variar sustancialmente, pero en general se constata que de toda la precipitación recogida en estos 21 días, han desaparecido por fusión y evaporación entre 66 y 56 *mm*.

La última semana se ha caracterizado por unos primeros días húmedos, nubosos, de poco viento y fríos, con 8 *mm* de precipitación acumulada (figura C.70), durante los

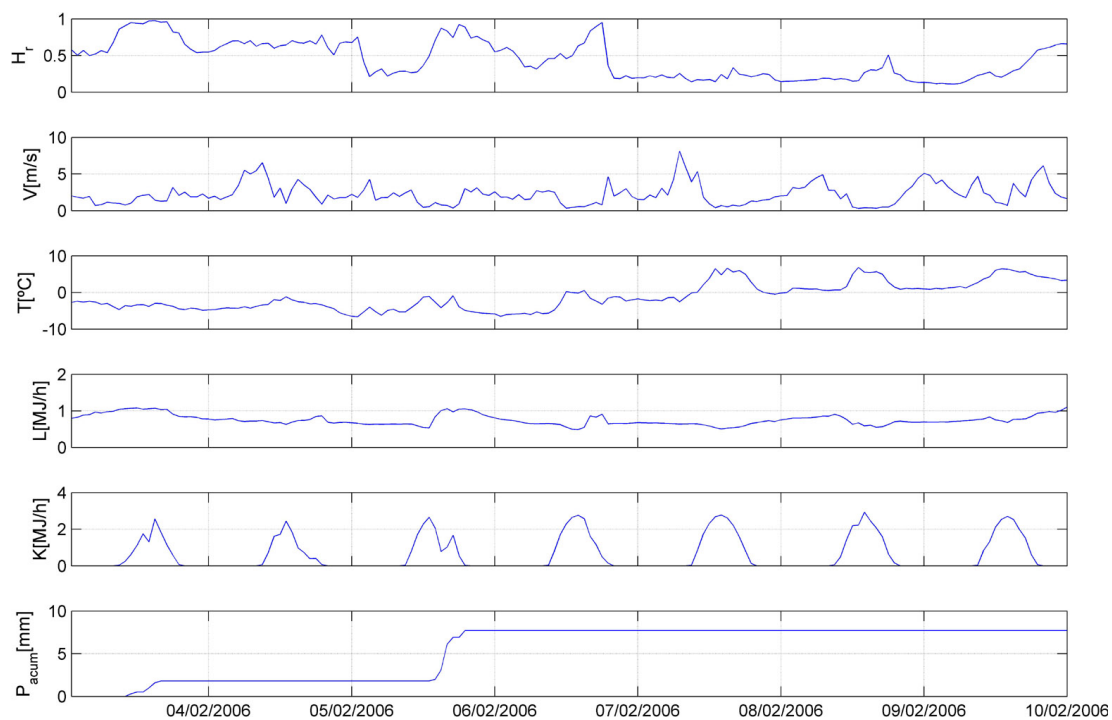


Figura C.70: Variables meteorológicas registradas en EST-2 (03/02/2006 - 09/02/2006).



Figura C.71: Tamaño de grano en muestra 5.3.

cuales las propiedades anteriores de la nieve no deben haber sufrido importantes cambios con respecto a lo auscultado el día 3 de febrero en la zona de Lanjarón, a idéntica altura a la de hoy. Pero en los tres últimos días se ha producido un claro aumento de la temperatura y de la insolación. Sin recongelación nocturna se puede afirmar que han sido días de clara fusión que han moldeado la capa de nieve hasta hacerla más homogénea en vertical que hace una semana. Según las condiciones particulares de cada punto se tiene una nieve en distintos estados de madurez, de alta densidad, blanda, con alto contenido líquido y grano muy grueso (figura C.71). La muestra 5.3 es la más típica de este estado, con tanto contenido en agua que la muestra resbala en el tubo



Figura C.72: Pinos a 2300 m de altura, límite superior del bosque, de copa abanderada.

y es absolutamente imposible sacarlo de manera vertical, y con densidad de $0,40 \text{ kg/l}$, la más característica para una nieve madura de poca edad. En este mismo estado de madurez pero en un grado inferior de desarrollo se encuentran las muestras 5.1, 5.2 y 5.6, con un grano un poco más fino y un poco más cohesiva pero igual de húmeda y blanda. La densidad de estas muestras varía entre $0,30 \sim 0,38 \text{ kg/l}$.

La muestra 5.4 se toma en una pequeña vaguada que se ha convertido en una zona de acumulación. Aunque el equivalente de agua medido es de 120 mm en realidad esta capa continúa 20 cm más con lo que su equivalente total en el punto auscultado se puede estimar en 181 mm . Con este espesor y por la protección que le brindan los árboles y su orientación ligeramente norte la nieve aparece mucho menos madura, con grano visiblemente menos fino y sólo un poco de agua y grano grueso en la superficie, en los pocos centímetros de profundidad alcanzados a recrystalizar por los flujos energéticos. Su densidad de $0,31 \text{ kg/l}$ no es baja, sin embargo indicando que aunque protegida de la radiación, la temperatura es suficientemente alta como para ir causando su fusión a menor ritmo.

Por último se vuelve a tomar una muestra bajo los pinos (figura C.74.b) donde las características superficiales de rugosidad son tan visiblemente distintas a las del resto de la nieve (C.74.a). La medición no muestra sin embargo gran diferencia en la densidad o en el equivalente de agua total con respecto al resto de muestras. Su densidad es un poco más baja, pero igual a la de la muestra 5.4, lo cual indica que la protección de la radiación solar disminuye el ritmo de fusión. El efecto de los pinos, al igual que ya



Figura C.73: Acumulación de nieve en el tramo entre pinos del camino de acceso a EST-1, junto al Cortijo de la Hoya Herrera.



(a)

(b)

Figura C.74: Superficie de la nieve en zona despejada de divisoria y bajo pinos.

pasaba con la muestra 2.2 de la campaña del 20 de enero, se refleja principalmente en la superficie muy rugosa a escala macroscópica, del orden de centímetros, favorecida por el goteo de la nieve y la lluvia interceptada por los pinos. Si se tratara de una nieve más expuesta al viento y la radiación esta mayor rugosidad tendría efectos sobre el intercambio energético, favoreciendo la evaporación. Pero su protección frente al viento favorece que sus propiedades sean similares a las de una nieve en zona despejada de vegetación pero protegida igualmente de la radiación y el viento (muestra 5.4). Por su menor grado de fusión se aprecia mayor heterogeneidad en vertical, con alternancia de pequeñas capas de grano grueso con otras más finas. Esto también es un efecto de la vegetación y del aporte líquido por goteo desde la cubierta en distintos estadios de la



(a) Sierra de Lújar

(b) Sierra de Gádor

Figura C.75: Nieve en las laderas norte de las Sierras de Lújar y Gádor (10/02/2006).

formación de la capa de nieve que provoca recristalizaciones parciales poco intensas, es decir, de pequeño espesor. Antiguas capas superficiales tan alteradas como la actual que han sido posteriormente cubiertas por nuevos aportes de nieve.

Aunque la homogeneidad en vertical de la columna empieza a ser la característica predominante, existen zonas en las que se detecta una capa de hielo en la base de la columna, sobre el suelo, proveniente de la recongelación en algún momento del pasado por alguna bajada brusca de la temperatura del agua de fusión temporalmente almacenado allí. Esta capa de alta densidad es muy difícil de fundir, con el suelo frío por debajo y una capa de nieve aislante de la atmósfera por encima, y es posible que permanezca en este estado hasta la desaparición total de la nieve. El nuevo agua de fusión no la atravesará y buscará su camino de salida de la columna fluyendo sobre ella y a través de la nieve.

En la figura C.72 se muestra el aspecto de un pino de repoblación en el límite superior del bosque, junto al Pico de Fuentefría a 2300 m de altitud. Los rigores del clima a esta altura ya son excesivos para este tipo de vegetación, que se desarrolla a duras penas. En la imagen el pino muestra una copa en forma abanderada, despejada en la dirección del viento predominante. La vegetación natural en esta zona es del tipo del piorno, perfectamente adaptada a las condiciones de nieve, frío y viento, y quizá a la que se debería tender en las futuras actuaciones de repoblación que se emprendan.

Para terminar una mención a dos sierras más meridionales en las estribaciones de Sierra Nevada que eran observables desde el lugar de auscultación, la Sierra de Lújar y la Sierra de Gádor, cuyas fotografías se recogen en la figura C.74. Ambas sierras tienen una altura máxima en torno a los 2000 m , es decir, similar al tramo inicial del itinerario desarrollado este día. Y como se aprecia las caras norte de ambas sierras aún aparecen bastante nevadas a pesar de su mayor proximidad al mar. Aunque que no existen mediciones que lo apoyen, la experiencia parece indicar que este año la nieve tiene una mayor persistencia o capacidad de mantenimiento que durante el anterior invierno. La explicación, que hay que buscar en las condiciones meteorológicas, debe basarse primero en la hipótesis de una mayor acumulación en esas zonas por las características particulares de los eventos de este año, y segundo en los episodios de viento secos y fríos que provocaron tanta evaporación a finales de 2004 y principios de 2005, que este año no se han producido. Siendo así se podría extender la conclusión de fuerte evaporación

y pérdida de recursos hídricos durante el pasado año más allá de la ladera sur de Sierra Nevada, hacia estas sierras costeras, con fuertes implicaciones en la recarga de acuíferos como el del Campo de Dalías, Adra o Lújar fundamentales para el abastecimiento de toda la región costera del sur de Almería y Granada.

Campaña 24/feb/2006

En esta campaña se repite el itinerario efectuado el 3 de febrero, 21 días antes, que discurre por la divisoria oeste del valle de Lanjarón, en el extremo suroccidental del Parque Nacional de Sierra Nevada. En la tabla C.16 se recogen los valores de las mediciones efectuadas y en la figura C.76 se traza el itinerario con la señalización exacta de la localización de esas muestras.

Muestra	$e[cm]$	$\rho[kg/l]$	$EA[mm]$	cota[m]
6.1	36	0,25	89	2150
6.2	10	0,51	51	2170
6.3	32	0,25	79	2240
6.4	51	0,04	23	2362

Tabla C.16: Características de la nieve (24/02/2006).

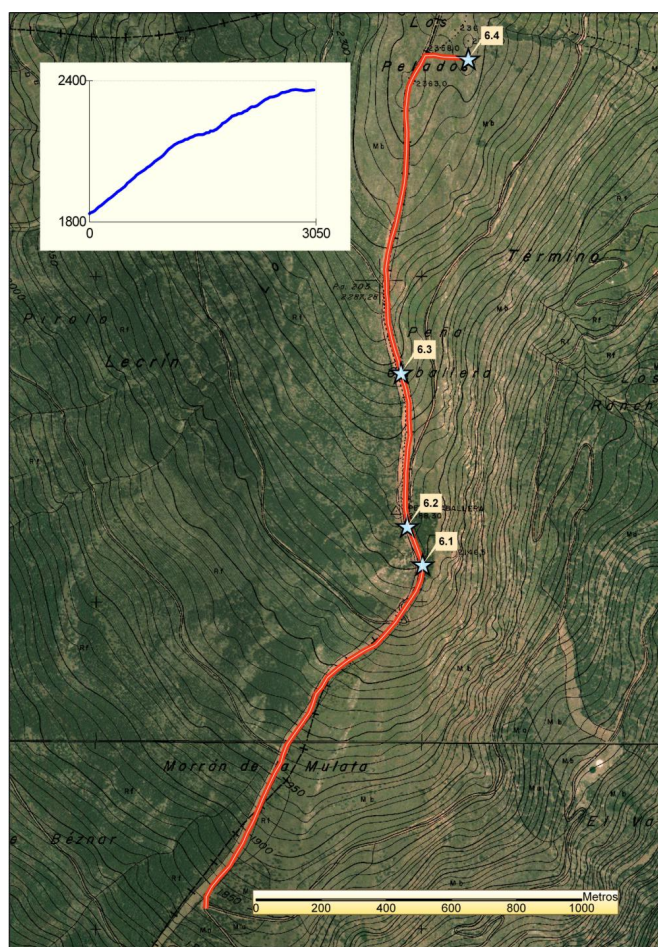


Figura C.76: Itinerario, perfil y localización de las muestras (24/02/2006).



Figura C.77: Cabecera del Valle de Lanjarón y Pico del Caballo.

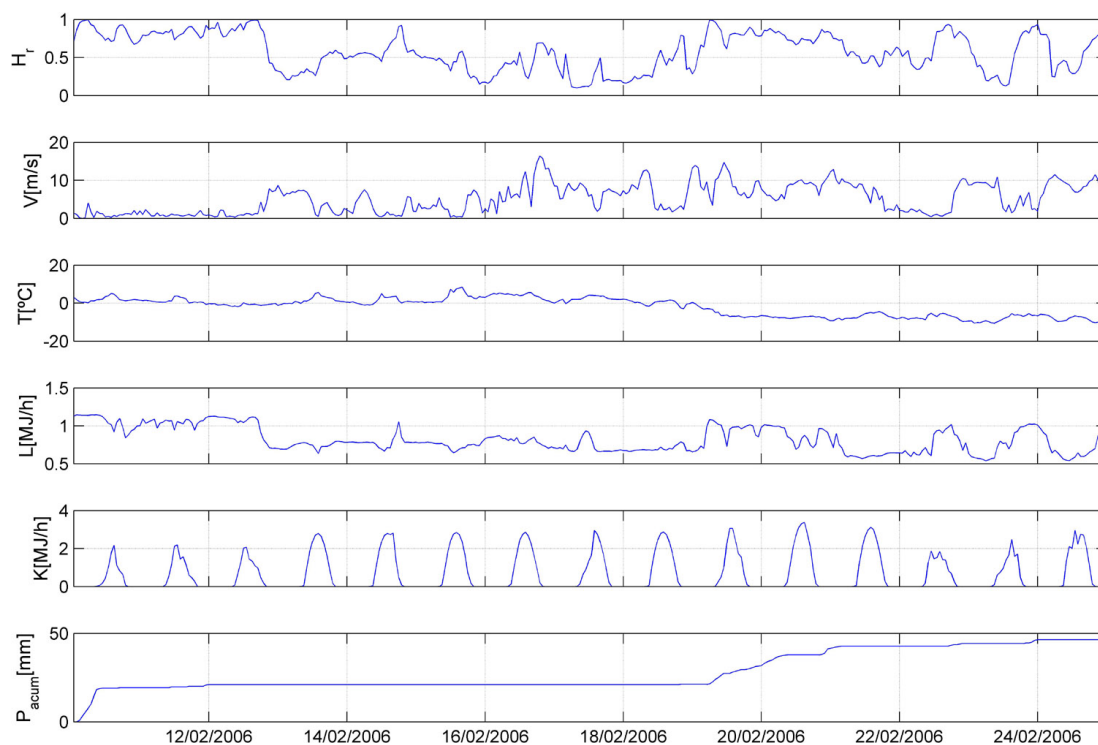


Figura C.78: Variables meteorológicas registradas en EST-2 (10/02/2006 - 24/02/2006).

Meteorología y propiedades de la nieve

Desde la anterior auscultación se han sucedido una serie de ciclos de altas temperaturas, nuevos eventos y viento muy fuerte, que han modificado y renovado casi por completo la capa de nieve anterior en la zona de estudio. Prácticamente se puede afirmar que no existe continuidad entre las mediciones efectuadas en este punto de la cuenca con un intervalo de 21 días entre ellas y que las muestras hoy tomadas reflejan las propiedades de una nieve reciente. En la figura C.78 se recogen las variables meteorológicas medidas en la estación EST-2 del Refugio Poqueira. En ellas se observa un primer periodo soleado y de altas temperaturas tras el evento de $\sim 20\text{ mm}$ del 10 de febrero (día de la última auscultación en el valle de Poqueira) que se extiende durante más de una semana. Este aporte energético ha sido suficiente para llevar a la maduración a la capa de nieve, por lo que en aquellos lugares en la zona de auscultación donde se haya conservado nieve anterior al día 11 de febrero es de esperar densidades por encima de $0,35 \sim 0,40\text{ kg/l}$. A partir del día 19 de febrero las condiciones cambian radicalmente, con un estado atmosférico que propicia la entrada de aire frío y baja las temperaturas prácticamente 20°C . A su vez se producen precipitaciones que alcanzan los 30 mm durante los 5 días previos a la campaña de hoy. Y lo que es más importante, vientos muy fuertes, con valores medios por encima de los 10 m/s , con un gran efecto sobre las propiedades de la nieve encontrada.

La primera característica destacable es una distribución muy heterogénea de la capa de nieve. Sólo se han podido efectuar mediciones en aquellos lugares de acumulación a escala de metros–decenas de metros, por lo que los equivalentes de agua de las muestras no son en absoluto representativos. Además, la muestra 6.2 se toma en una zona de acumulación que por su dureza no ha podido ser auscultada en toda su profundidad, pero



Figura C.79: Acumulación de nieve muy dura debida a efectos orográficos de pequeña escala.

para la que a tenor del espesor y la densidad medidas se puede estimar un equivalente de agua total de más de 1000 mm . Este valor es muy superior a la precipitación total de nieve durante este año hidrológico que hasta el momento se sitúa en torno a los 300 mm .

En cuanto a la densidad medida, hay que distinguir las muestras 6.1 y 6.3, tomadas en condiciones de acumulación que se pueden calificar como de “normales”, del resto de muestras. Así, la 6.2 ya mencionada (figura C.79) se realiza sobre una acumulación de varios metros de nieve de gran dureza que sólo permite clavar el tubo en sus primeros centímetros. La densidad es muy alta, $0,51\text{ Kg/l}$, y aunque la densidad máxima del hielo es mucho mayor que este valor, la dureza de esta muestra disculpa en cierta manera la denominación de *hielo* para esta nieve tan compactada. Esta nieve supera los 20 días de edad y se conserva porque la relación entre los vientos dominantes y la orografía convierten este lugar en una zona de acumulación preferente a escala de metros. A muy poca distancia existe nieve con propiedades muy distintas, como es el caso de la muestra 6.1, sólo 20 metros por debajo, o incluso ausencia total de nieve.

Completamente opuesta en propiedades es la muestra 6.4. Se trata en esta ocasión de nieve reciente procedente del evento de los últimos 5 días acumulada tras unos obstáculos rocosos, a causa de lo que se podría calificar efectos de muy pequeña escala. La columna de nieve es homogénea en vertical, muy blanda, y sin rastro de nieve previa. Esto ha permitido realizar una nueva medición de densidad sobre nieve joven sin metamorfiar, que en este caso se puede realizar directamente con el tubo tomamuestras por el gran espesor de la capa, ofreciendo una densidad de $0,04\text{ kg/l}$. Este valor es incluso menor que el de la muestra 3.5, que describía una nieve recién caída en copos grandes de muy baja densidad. El tipo de nieve de la muestra 6.4 está más en consonancia, sin embargo, con el de la muestra 4.6, tomada muy cerca de este punto, acumulada a partir de un copo esférico más compacto. En aquella ocasión la densidad medida era de $0,15\text{ kg/l}$, tres veces superior a la de hoy. Parece pues que el fuerte transporte al que ha sido sometida esta nieve de origen en copo esférico ha afectado a la densidad en el punto de depósito final, siendo esta menor de la esperada con respecto al caso de precipitación



(a)

(b)

Figura C.80: Formas superficiales originadas por el viento.

de nieve sin viento.

Las otras dos muestras, 6.1 y 6.3, se realizan sobre una nieve joven de similares características. Con una capa superficial de 5 cm ligeramente endurecida y una capa inferior muy blanda, sobreenfriada, que hace que la muestra se pegue al tubo resultando este muy difícil de limpiar. Para solucionar este contratiempo, habitual en los días de frío, es recomendable disponer de un elemento desatascador que se introduzca por un extremo del tubo y se empuje hasta sacarlo por el otro. La densidad media en ambas muestras es de $0,25 \text{ kg/l}$, correspondiente a una nieve joven aún poco metamorfozada.

Formas superficiales

Las bajas temperaturas e insolación han restringido la fusión y compactación de la nieve recién precipitada, mientras que el fuerte viento a favorecido su redistribución hacia las zonas de remanso. Por ello la heterogeneidad en planta es máxima. Este transporte ha originado unas primeras formas superficiales de pequeña escala claramente asociables a efectos de erosión y sedimentación, como se recoge en la figura C.80, y otras de mayor escala como la acumulación de hielo ya comentada de la figura C.79.

Simultáneamente se han encontrado en la zona de la divisoria de Los Pelados, a 2350 m de altitud, unas formas muy llamativas que se recogen en las figuras C.81 y C.82. Son cristales de hielo de alta densidad asociados a elementos de superficie que se orientan a favor del viento dominante y crecen de manera llamativamente horizontal. Su dureza hace pensar que más que una simple acumulación de nieve se trata de una recongelación de agua condensada o directamente interceptada sobre estas superficies. En su origen tiene mucho que ver el viento, pero también el frío intenso y la alta humedad que han sido característicos en los últimos días. A esta altitud las nubes entran en contacto con la superficie del terreno con asiduidad, estableciendo condiciones de saturación y sobresaturación que favorecen la condensación. En esta ocasión, gracias al frío, esa condensación ha quedado solidificada y es por una vez directamente visible. Esta es la causa de que aunque los sensores de las estaciones meteorológicas EST-1 y EST-2 estén preparados para soportar temperaturas de $-30 \sim -40^\circ\text{C}$ como mínimo, puedan tener problemas a temperaturas superiores. Así, durante eventos de precipitación con temperaturas de -20°C como el registrado en febrero de 2005, la acumulación de hie-



(a)

(b)

Figura C.81: Formas de hielo en la cumbre de Los Pelados.

lo y nieve aún en superficies verticales y estrechas es capaz de inutilizar los sensores temporalmente.



Figura C.82: Fotografía estereoscópica que permite observar las formas de acumulación de hielo producidas por el viento.



Figura C.83: Efecto local de los restos del incendio sobre el albedo de la nieve.

Incendio de octubre de 2005



Figura C.84: Mapa de las zonas en las inmediaciones del itinerario afectadas por el incendio de octubre de 2005, algunas de ellas dentro del Parque Nacional de Sierra Nevada.

Las huellas del incendio que tuvo lugar en octubre de 2005 han sido visibles a lo largo de todo el itinerario realizado. En el mapa de la figura C.84 se señalan groseramente las zonas afectadas por el incendio que han podido ser observadas en esta campaña, afectando principalmente al pinar tanto dentro del valle de Lanjarón como en los Pechos de B znar, sobre el pueblo de Nigüelas. Pero no es esta la única vegetación afectada,

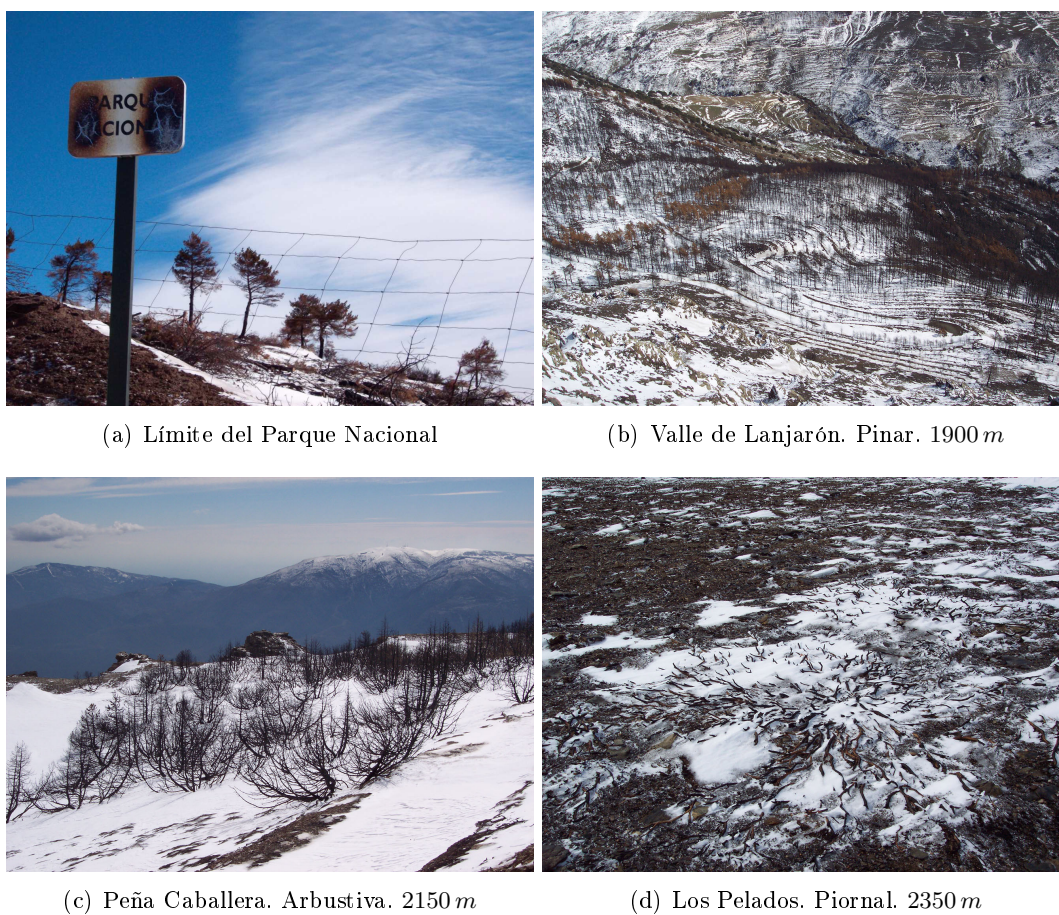


Figura C.85: Efectos del incendio a distintas alturas y sobre distinto tipo de vegetación.

como se observa en la figura C.85, y aún en los Pelados, a 2350 m de altitud, la vegetación de tipo arbustiva, como el piornal, se encuentra completamente arrasada. Aparte de los más evidentes efectos del incendio sobre la protección del suelo, erodibilidad y transporte de sedimentos, existen también efectos a corto plazo en el ciclo hidrológico: la eliminación de la cubierta aumenta la interacción del viento con la capa de nieve, lo que en general implica una mayor pérdida de recursos por evaporación; existe también una menor acumulación por condensación o lluvia oculta; en la figura C.83 se observa cómo la ceniza del incendio, removida en este punto concreto por el viento, modifica el albedo de la nieve, favoreciendo la fusión. Son algunos de los ejemplos de lo que la pérdida de la cubierta vegetal puede modificar sobre los procesos relacionados con la nieve. En realidad su importancia cuantitativa en el balance global de la cuenca es pequeña debido a la poca extensión de bosques existente, sobre todo en las partes más altas de la misma. Pero es un ejemplo más de que todo en el medio natural está relacionado: hidrología, territorio, usos, . . . hombre, en definitiva.

Campaña 16/mar/2006

En esta ocasión se realiza de nuevo una campaña por los Tajos de Breca, en la cabecera del río Chico de Cádiar, hasta alcanzar la estación meteorológica EST-1. Desde las nevadas del principio de 2006, ha sido acceder a esta zona de sistemática auscultación ya que la nieve, aunque ha sufrido avances y retrocesos considerables, se ha mantenido en las zonas protegidas por los pinares o de orientación norte de las pistas de acceso, impidiendo el acercamiento en coche hasta el punto de partida del itinerario habitual. Esta campaña se desarrolla en unas fechas y unas condiciones muy similares a las del 18 de marzo del pasado año, apartado 30, y por el mismo recorrido que hoy se efectúa. En la tabla C.17 se recogen las propiedades principales medidas en distintos puntos de itinerario, cuya planta y alzado se puede observar a su vez en la figura C.86.

Muestra	e[cm]	ρ [kg/l]	EA[mm]	cota[m]
7.1	36	0,32	115	2415
7.2	43	0,30	127	2430
7.3	34	0,42	143	2470
7.4	6	0,58	35	2470

Tabla C.17: Características de la nieve (16/03/2006).

Meteorología

Han pasado 19 días desde la última campaña que se desarrollaba en el extremo opuesto, el occidental, de la parte de Sierra Nevada contenida dentro de la cuenca del río Guadalfeo. En este tiempo han ocurrido dos eventos sobre la cuenca, en los que se han recogido ~ 30 y ~ 20 mm de precipitación total. El primero como continuación de la borrasca que se iniciaba durante aquella campaña, con temperaturas muy bajas en torno a -10°C y viento fuerte durante la acumulación de ~ 10 m/s. Posteriormente a este primer evento se han registrado 6 días de estabilidad, no dominados por ninguna

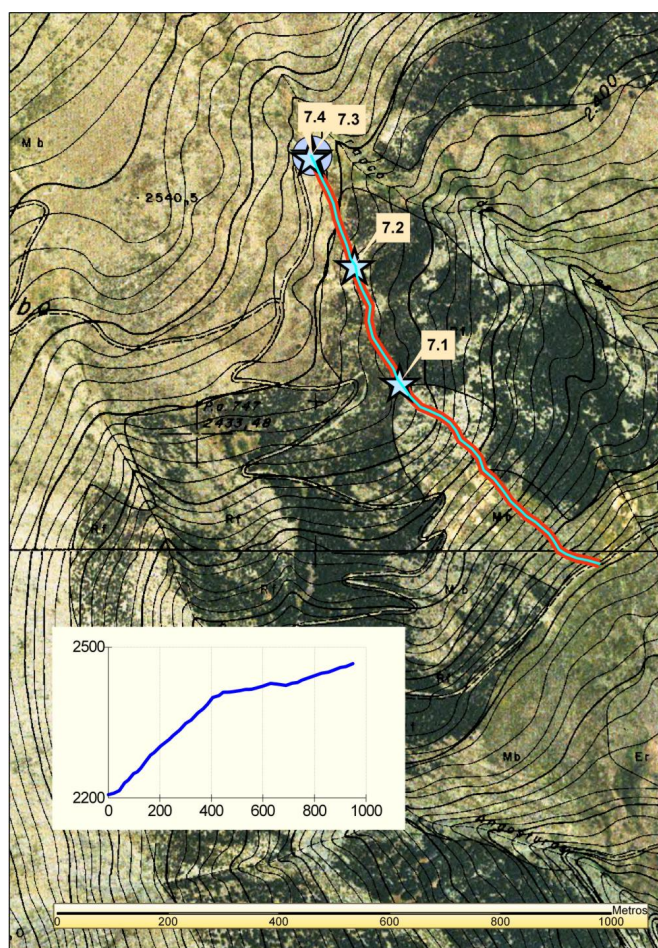


Figura C.86: Itinerario, perfil y localización de las muestras (16/03/2006).

variable atmosférica en particular, con alguna nubosidad que ha disminuido la radiación solar y temperaturas oscilantes alrededor de $0^{\circ}C$. Ha sido una etapa de maduración lenta de la nieve, que habrá ido desapareciendo gradualmente en las zonas más expuestas por debajo de los $2000\ m$ y aumentando la densidad al ritmo no muy acelerado de los ciclos diarios de hielo y deshielo.

El segundo evento del 5 de marzo también se produce con temperaturas muy bajas y viento muy fuerte, que incluso se mantiene durante los días posteriores. Nuevamente se registran vientos de gran intensidad durante los momentos posteriores a la acumulación y previos a cualquier solidificación de la nieve, que han favorecido la redistribución espacial de esa nueva capa. Desde ese momento, 11 días de fuerte insolación y temperaturas por encima de $0^{\circ}C$ han dado inicio a la fusión primaveral, que se vuelve a adelantar unos días al final del invierno.

Las pautas meteorológicas son idénticas a las del año pasado, con un evento de nieve al principio de marzo y un aumento inmediato de la temperatura. Aunque en aquella ocasión la precipitación registrada durante ese evento era prácticamente el doble de la de este año, lo que se refleja en una menor presencia de nieve. Si el 18 de marzo de 2005 era necesario iniciar el itinerario a $2000\ m$ de altitud, esta vez sólo la nieve acumulada en la pista impide llegar en coche a los $2400\ m$. Sólo existen restos de nieve en aquellas zonas protegidas entre pinos u otros obstáculos como el propio cortijo o de gran acumulación,

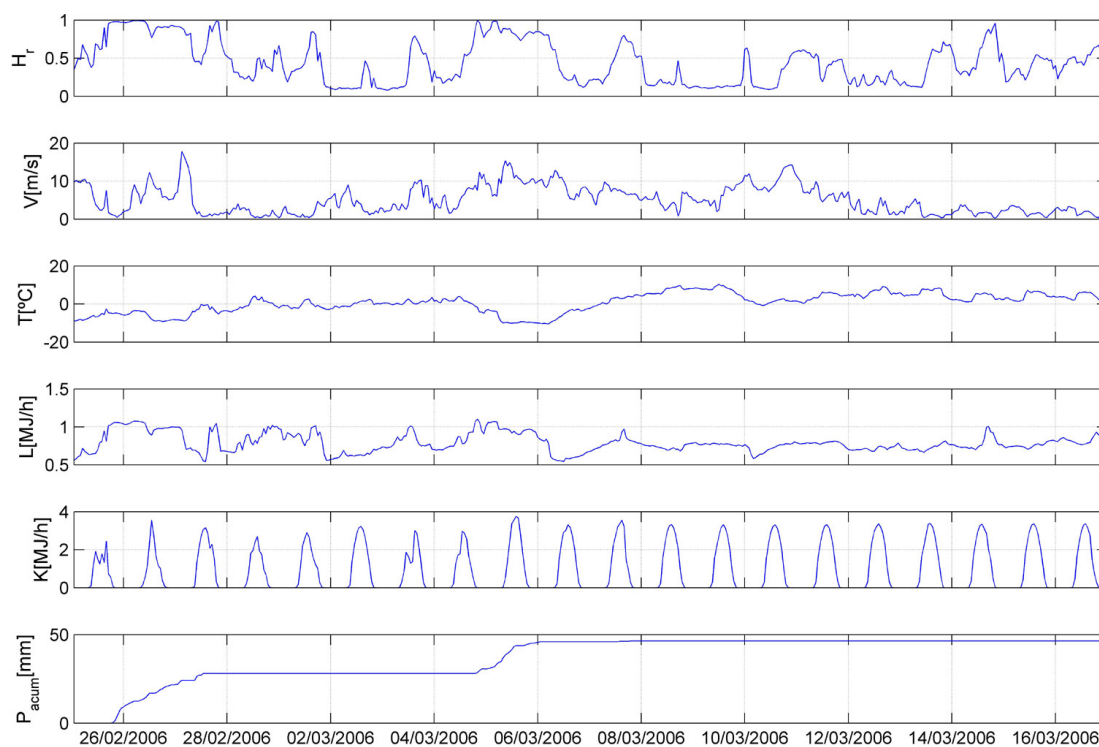


Figura C.87: Variables meteorológicas registradas en EST-2 (26/02/2006 - 16/03/2006).

como vaguadas no orientadas directamente al sur. En la figura C.88 se recogen ejemplos de ambos tipos de acumulación (a, c y d) y el estado totalmente libre de nieve de la superficie horizontal del tejado del cobertizo sobre el que se sitúa la estación EST-1 (b).

A pesar de la mayor fusión actual en esta ladera, se detecta mucha heterogeneidad que marca gran diferencia entre laderas en virtud de su orientación. Así, en la figura C.89 se puede apreciar cómo la vertiente norte de la vecina Sierra de Gádor, con 2240 m de altitud máxima, aún mantiene la nieve aproximadamente sobre los 2000 m de sus cumbres más meridionales, 500 m por debajo del nivel de nieve medio en el valle del río Cádiar. Asimismo se pueden observar restos de nieve en la vertiente norte de la Sierra de Lújar en el nivel de los 1800 m.

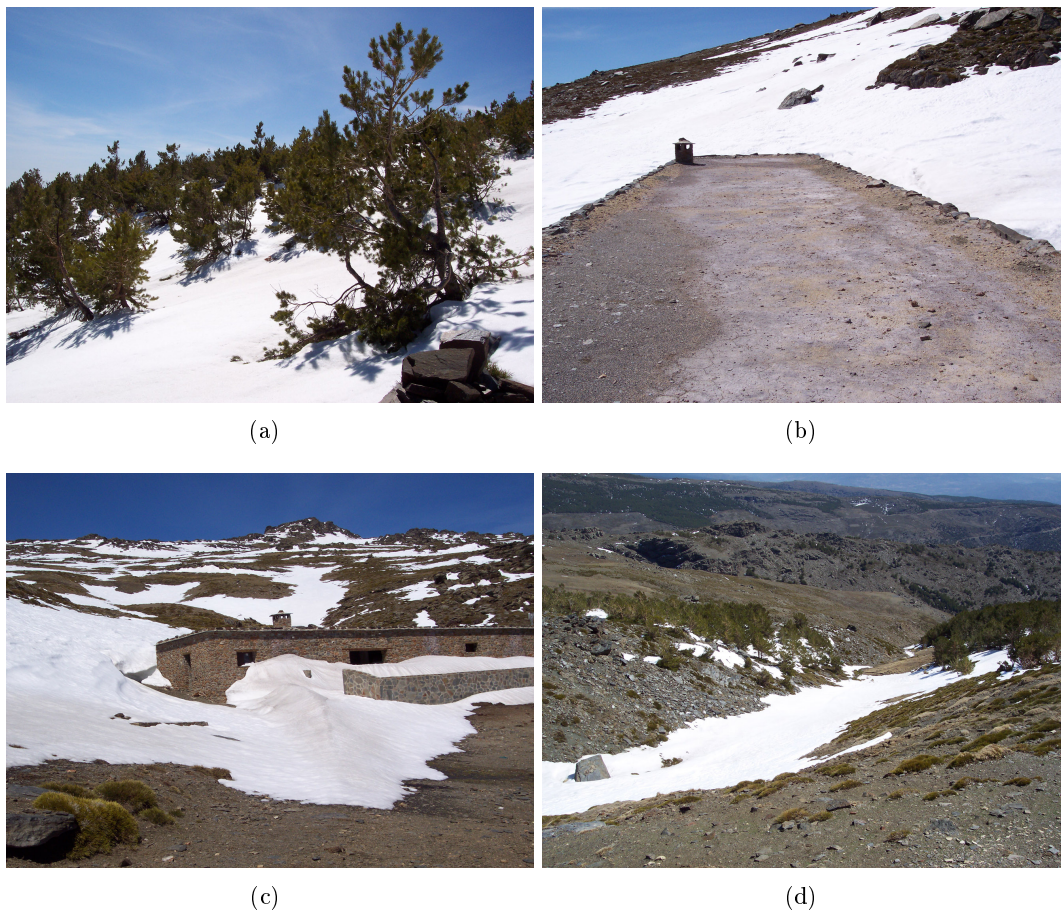


Figura C.88: Distribución heterogénea de la nieve en planta.

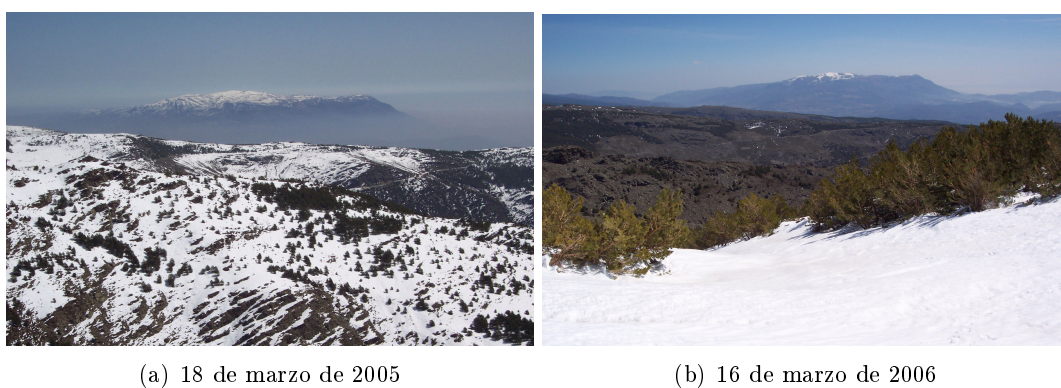


Figura C.89: Cara norte de la Sierra de Gádor en la misma época del año en 2005 y 2006.

Características de la nieve

Sólo ha sido posible tomar muestras en zonas en cierta manera especiales, debido a su protección frente a la radiación, donde la fusión se encuentra más retrasada. Sólo la muestra 7.3, perteneciente a una zona de gran acumulación tras el cobertizo que aún se mantiene debido al gran espesor alcanzado, puede considerarse como típica de una nieve en fusión. Su densidad de $0,42\text{ kg/l}$ es la propia de una nieve de cierta edad, posiblemente tres meses, dado su equivalente de agua, aunque la redistribución del viento no permite considerar esta magnitud con mucha fiabilidad. Se encuentra en clara fusión por la temperatura (figura C.92), y ha alcanzado esa densidad tras numerosos ciclos de hielo y deshielo que hacen que la muestra sea muy compacta, dura, cohesiva y homogénea en vertical, a excepción de los 2 cm superiores que están blandos y muy lubricados por la acción del incremento de fusión diaria.



Figura C.90: Localización de la muestra 7.2.

Las muestras 7.1 y 7.2 están tomadas en una ladera Este abrigada por los pinos (figura C.90) y muy protegida de los vientos dominantes por la orografía. La densidad de estas muestras es muy baja a pesar de su edad y su equivalente de agua porque se trata de nieve poco metamorfozada. En aquellos puntos en los que ha alcanzado la fusión, como en la muestra 7.1, la nieve es blanda, homogénea, de grano grueso y muy húmeda, de tal forma que resbala dentro del tubo tomamuestras. Pero al haber estado sometida a pocos o poco intensos ciclos de fusión diaria su densidad se mantiene en $0,32\text{ kg/l}$. Este valor coincide exactamente con las medidas tomadas en este punto en la campaña del 18 de marzo de 2005, muestra 7.5. La muestra 7.2 de esta campaña tiene similares características, salvo que por su mayor espesor y protección mantiene en su interior una capa de grano más fino, aún no alcanzada por la fusión. Esta capa más apelmazada se nota más fría y hace que la densidad media baje ligeramente, a $0,30\text{ kg/l}$.

La última muestra tomada 7.4 es un caso especial de nieve de alta densidad, casi hielo, formado por la recongelación del agua de fusión en la zona junto a la muestra 7.3, como se observa en la figura C.91.a. Es muy difícil penetrar esta capa con el tubo tomamuestras, por lo que sólo se ha podido extraer una pequeña capa superficial más

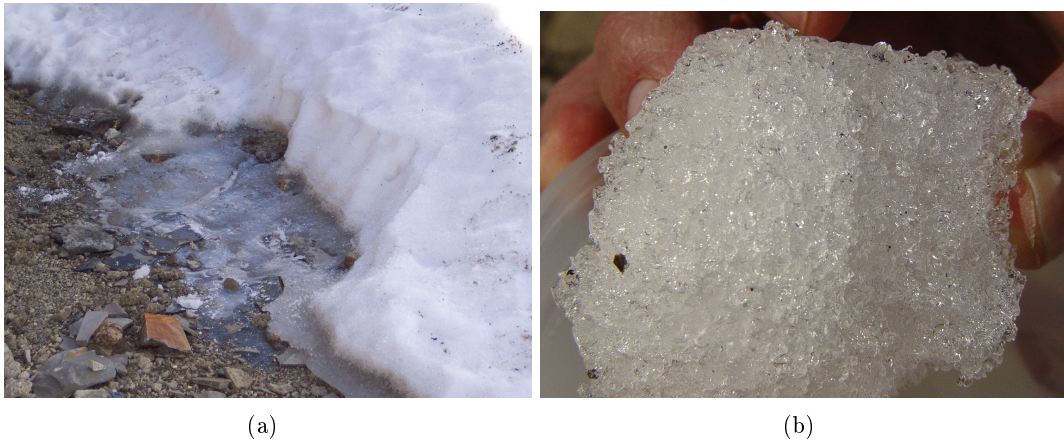


Figura C.91: Localización y textura de la muestra 7.4.

blanda que ha sido posteriormente pesada en el laboratorio. La muestra es de nieve muy compacta pero aún con restos de granulado, muy grueso (figura C.91.b). La densidad obtenida ha sido de $0,58 \text{ kg/l}$. A esta densidad la nieve mantiene una estructura porosa pero de huecos ocluidos, por los que no puede circular el agua, por lo que a todos los efectos se puede considerar impermeable.



Figura C.92: Fusión de la nieve con saturación del suelo adyacente pero rápida infiltración.

Humedad del suelo

Cabe destacar de la figura C.92 cómo la fusión en estos momentos de reparto desigual de la nieve resulta en un fenómeno de aporte de agua al suelo localizado, que llega a saturar las zonas bajo la capa de nieve. Los fenómenos de escorrentía superficial que se producen son muy pequeños, por cauces temporales, muchas veces los propios caminos, que fácilmente vuelven a infiltrar cuando atraviesan una zona despejada de nieve y favorable para ello. Estas zonas tienen normalmente una humedad del suelo muy baja por el tipo de vegetación y la alta evapotranspiración potencial que predomina en este

clima. En definitiva existen en esta época de fusión primaveral, con buen tiempo, grandes contrastes en la humedad del suelo aún a igualdad de altitud, que se encuentra saturado en los puntos donde se mantienen los restos de nieve y a la vez muy seco, ya ávido de agua, en aquellos más expuestos, orientados al sur o de mayor pendiente.

Campaña 31/mar/2006

Se repite en esta ocasión un itinerario habitual durante las campañas del año 2004-2005, el que partiendo de la barrera que limita la entrada de vehículos al Parque Nacional de Sierra Nevada en la Hoya del Portillo, alcanza la cota de la próxima estación EST-2 y se dirige hacia ella por la ladera Este del Valle de Poqueira. Las dificultades de acceso en coche hasta el punto de inicio, dada la especial persistencia de la nieve en los caminos encontrada este año, no han permitido realizarla hasta ahora, ya iniciada la primavera. El itinerario recogido en la figura C.93 es el mismo que el realizado el 25 de febrero de 2005, aunque con absolutas diferencias en las condiciones meteorológicas y en el estado de la nieve. En la tabla C.18 se recogen los valores de las principales características de la nieve que se han registrado en esta ocasión.

Muestra	$e[cm]$	$\rho[kg/l]$	EA[mm]	cota[m]
8.1	30	0,48	145	2150
8.2	38	0,46	176	2195
8.3	53	0,42	224	2385
8.4	30	0,42	125	2380
8.5	62	0,49	306	2335
8.6	29	0,43	125	2430

Tabla C.18: Características de la nieve (31/03/2006).

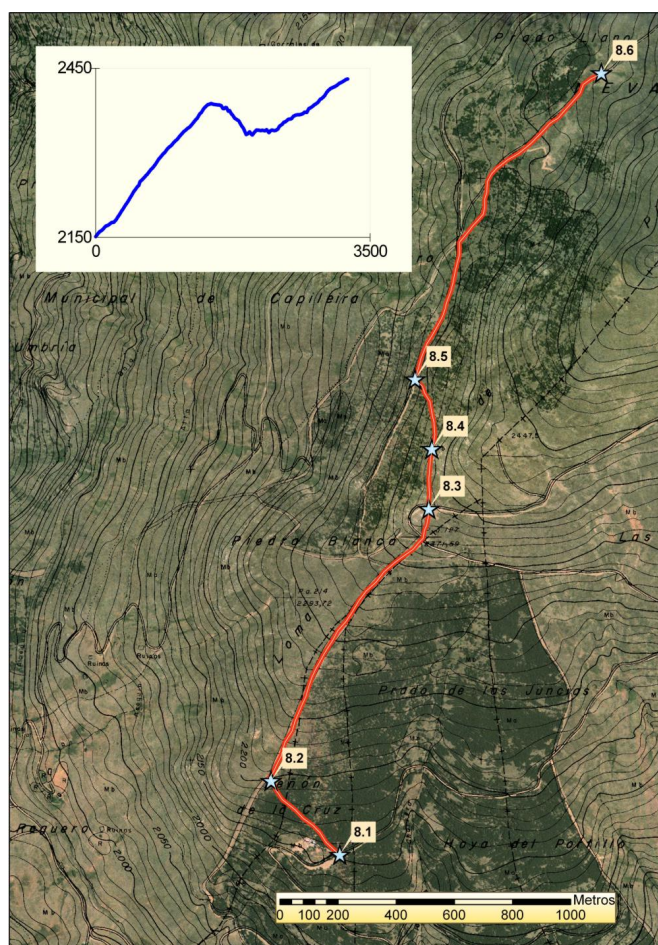


Figura C.93: Itinerario, perfil y localización de las muestras (31/03/2006).



Figura C.94: Cabecera del río Poqueira. Cumbres del *Veleta*, *Puntal de La Caldera* y *Mulhacén*, al fondo. Foto: A. Moñino.

Meteorología y procesos generales en la nieve

Tras la última campaña 14 días antes, ha vuelto a producirse una precipitación de 50 mm en la estación EST-2 (figura C.95) que ha sido de nieve por encima de los

~ 2000 m. Las temperaturas bajaron progresivamente hasta alcanzar los -3°C a la cota 2500. Sabiendo que después de los días de fusión previos la nieve se encontraba en un buen grado de madurez, es previsible que la precipitación del día 18 de marzo, aún líquida a 2500 m, no pudiera ser absorbida por la capa de nieve sin déficit de energía suficiente como para congelarla y produjera escorrentía. A su vez, la capacidad de esta lluvia para fundir nieve por debajo de esta altura fue mínima porque su temperatura era muy próxima a 0°C y su intensidad baja. En los dos días siguientes la precipitación ya fue de nieve, sin viento, con gran nubosidad que no permitió un enfriamiento nocturno destacable. Por ello la madurez y fusión de esta nieve debió alcanzarse rápidamente ya que a partir del 21 de marzo se recuperaron las temperaturas que desde el día 23 del mismo mes se han mantenido realmente altas. Fuerte insolación y un periodo de viento intenso definen el resto de variables meteorológicas que han condicionado la fusión de la nieve durante estos últimos 9 días. Con estas condiciones era esperable una nieve con alto grado de madurez y densidad como la que se ha encontrado.

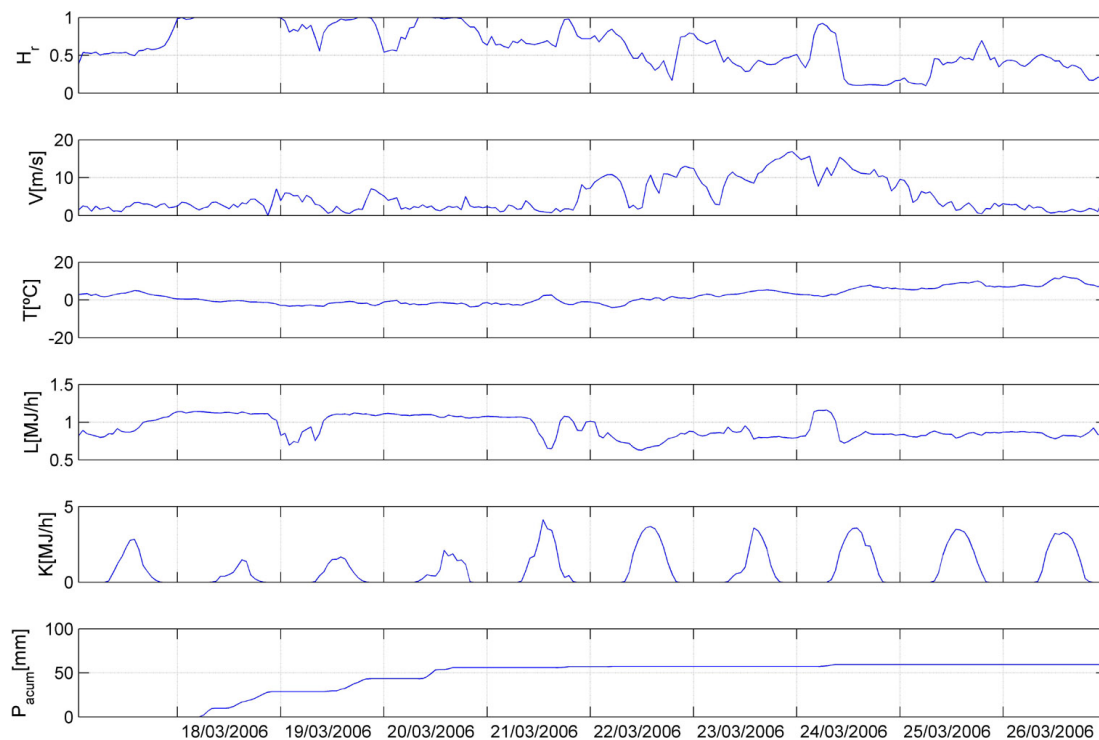


Figura C.95: Variables meteorológicas registradas en EST-2 (18/03/2006 - 27/03/2006).

Propiedades de la nieve

Las primeras muestras por debajo de los 2300 m, 8.1 y 8.2, se tomaron en restos dispersos de nieve que se mantenían dentro o en los límites del bosque de pinos (figuras C.102, C.97 y C.99.a). Es nieve blanda, homogénea, de grano muy grueso, como se aprecia en la figura C.96, muy madura, que moja y resbala fácilmente por el tubo tomamuestras. Muestra cohesividad pero a la vez su alto contenido líquido hace que sea muy fácil de deshacer; los granos están sueltos entre sí. Son los restos de la antigua capa de nieve que quedan en las zonas de máxima acumulación, principalmente en los claros aún protegidos de la radiación por las copas pero lejos de los troncos de los árboles.



Figura C.96: Tamaño de grano en muestra 8.1.

Su edad, sus numerosos ciclos de fusión diarios y la densificación que produce el goteo desde los árboles sobre ella hacen que su densidad sea muy alta para este tipo de nieve muy madura y a baja altura, $0,46$ y $0,48 \text{ Kg/l}$. Esta densidad se aproxima incluso a la medida en neveros de gran altura el 25 de mayo de la pasada campaña, que se situaba en torno a $0,53 \text{ kg/l}$. La fusión de esta nieve es evidente en regueros como el de la figura C.102, que pronto infiltran.

El equivalente de agua aún es alto en estas manchas aisladas, que van fundiendo la nieve restante a menor ritmo que si esta estuviera formando una capa continua. Esto es un efecto de la reducción de la superficie específica en contacto con la atmósfera, que también tiene como consecuencia destacada una tasa de evaporación menor. Estos fenómenos debidos a la heterogeneidad en planta en la escala de metros son difícilmente contemplados por un modelo, ya sea empírico o distribuido, que basa sus ecuaciones en la existencia de una capa continua de nieve en cada tramo pero que no puede abordar el problema en una escala tan pequeña. Ello implicaría estudiar el efecto de cada árbol concreto, cada piedra, . . . Para intentar contemplar estos efectos, ciertos modelos aún de base física incluyen artificios como las curvas de agotamiento (Luce y Tarboton, 2004), genuinamente empíricas en origen. En principio este abordaje distribuido o estadístico es la única manera factible de reproducir este comportamiento debido a fenómenos de tan pequeña escala.



Figura C.97: Zona de acumulación de la muestra 8.2.



Figura C.98: Localización de la muestra 8.5.

En la subida por el cortafuegos, entre las muestras 8.2 y 8.3, lejos de la protección de los árboles, no aparece prácticamente nieve. Ya a 2400 *m* de altitud aparecen algunas manchas aún en orientación sur gracias a la protección de los obstáculos adyacentes, como es el caso de la muestra 8.3. Y a medida que se abandona la orientación Sur en favor de la Oeste manteniendo la cota, la capa de nieve empieza a ser continua. El resto de muestras entre la 8.4 y 8.6 ya se encuentran a esta misma altitud y orientación.

De todas las muestras a la cota 2400 *m*, la 8.3, 8.4 y la 8.6 presentan las mismas características externas en cuanto a dureza, cohesividad, grano y contenido líquido que las

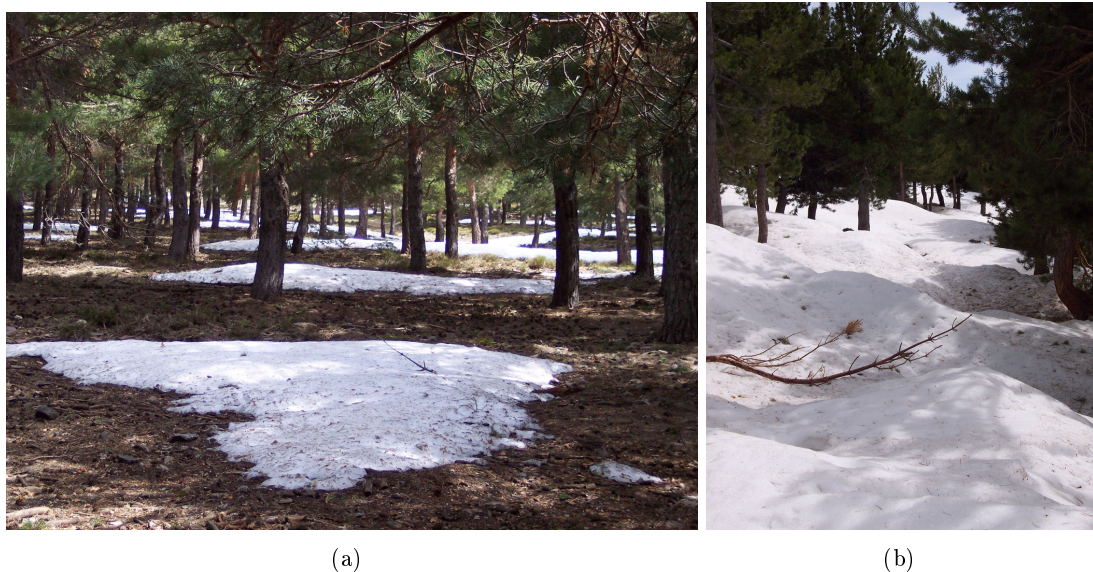


Figura C.99: Acumulación heterogénea entre pinos en distintos estados de fusión.



Figura C.100: Refugio Poqueira y nieve junto a la estación EST-2 (31/03/2006).

muestras anteriores. Se encuentran en zonas más expuestas a la atmósfera que aquellas, bajo los pinos, aunque protegidas del viento y la radiación, en el primer caso por las rocas y en el resto por la orientación. La mayor exposición, que favorecería la pérdida de masa, se ve compensada por la altitud. Siguen siendo puntos de acumulación de alto equivalente de agua. La densidad de todas ellas es la típica de la nieve madura sometida a numerosos ciclos diarios de fusión, $0,42 \sim 0,43 \text{ kg/l}$, la misma que se registraba en la muestra 7.3 de la anterior campaña. Las dificultades para extraer la muestra con el tubo vertical son insalvables por la lubricación de la nieve tan madura, por lo que es imprescindible inclinarlo previamente con las precauciones necesarias para no alterar la muestra interior.

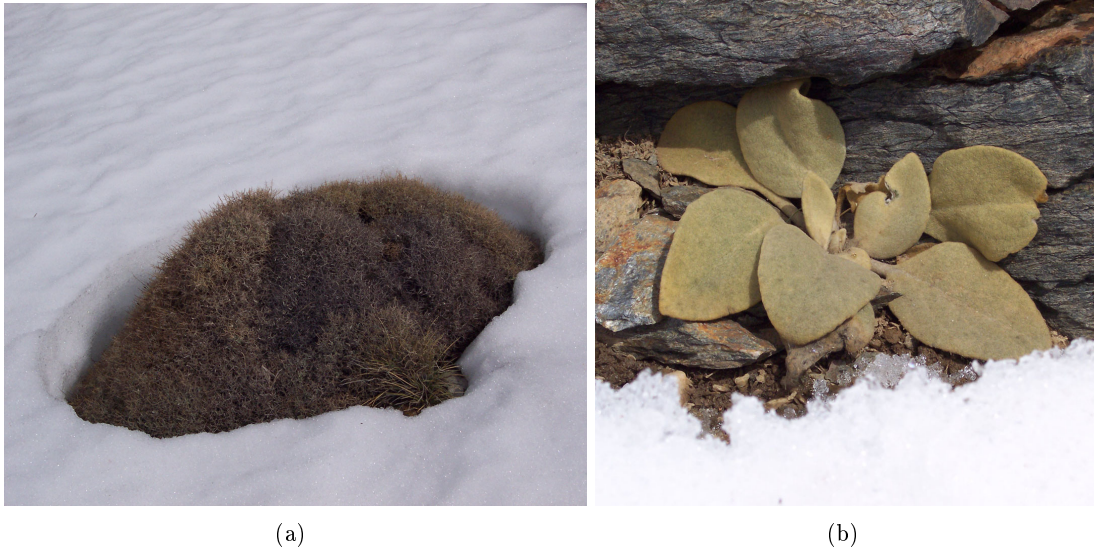


Figura C.101: Flora autóctona adaptada a la subsistencia con nieve.

La muestra 8.5, cuyo entorno se muestra en la figura C.98, es un punto singular de acumulación de nieve de gran dureza con respecto a su entorno, más similar a las muestras 8.4 y 8.6. No es posible extraer la muestra completa porque resbala, ni inclinar el tubo en este caso, por lo que sólo se han medido los primeros 60 *cm* de una capa que en realidad supera los 110 *cm*. Su equivalente de agua real es mayor de 550 *mm*. Tiene dos capas: los 40 *cm* superiores de iguales características al resto de las muestras descritas, y la capa inferior de grano más fino pero muy compacta y cohesiva, pero también con alto contenido líquido. La maduración de la nieve, que es un proceso que se va extendiendo progresivamente hacia el interior de la columna junto con el agua de fusión, necesita un tiempo para llegar al fondo de la columna dependiente del equivalente de agua almacenado. En esta muestra ese proceso de maduración se está iniciando aún en estos momentos por debajo de los 40 *cm*, donde ya hay agua de fusión pero aún no ha ocurrido toda la recristalización. La densidad medida de 0,49 *kg/l* es muy elevada para una nieve incompletamente madura. Incluso a nivel de superficie se nota su especial dureza, capaz de mantener el peso de una persona cuando en el resto de zonas el pie se hunde no menos de 25 *cm* en una nieve sin prácticamente ningún tipo de resistencia estructural (aunque sí cohesividad). La gran compacidad de la capa inferior de grano aún fino hace pensar que durante la acumulación ha habido algún proceso posiblemente relacionado con el viento que ha producido esta gran densidad.



Figura C.102: Fusión de la nieve en punto de la muestra 8.1.

Como curiosidad se incluye la fotografía de la figura [C.103](#) en la que se muestran los efectos del calentamiento diferencial de una piña por la radiación solar. Capaz de absorber más energía del sol ha ido fundiendo y horadando la nieve a su alrededor. Esto hace recordar la baja absorptividad o albedo que tiene la nieve para la radiación de onda corta, una característica de capital importancia para explicar su conservación en superficie a pesar de la gran cantidad de energía incidente en forma de radiación solar, y con grandes implicaciones, a otras escalas, en el equilibrio energético global del planeta, por ejemplo durante las épocas de las grandes glaciaciones.



Figura C.103: Diferencia de albedo entre una piña y la nieve.

Bibliografía

- AGNEW, M.D., PALUTIKOV, J.P. 2000. *GIS-based construction of baseline climatologies for the Mediterranean using terrain variables*. Climate Research 14, 115-127.
- ALADOS-ARBOLEDAS, L., JIMÉNEZ, J.I. 1988. *Day-night differences in the effective emissivity from clear skies*. Boundary-Layer Meteorology 45, 93-101.
- ALBERT, M., KRAJESKI, G. 1998. *A fast, physically based point snowmelt model for use in distributed applications*. Hydrological Processes 12, 1809-1824.
- ALONSO, C., MORENO, V. 1996. *Análisis multitemporal de imágenes LANDSAT TM en la cartografía de masas de hielo y nieve aplicada a la modelización hidrológica*. Revista de Teledetección N°7.
- ALWANI, G. 1997. *Hidrología e hidrogeología en la cuenca del río Guadalfeo. Aplicación del modelo HSPF para la simulación de la fusión de nieve y del balance hídrico*. Tesis Doctoral. departamento de Geodinámica. Universidad de Granada, Granada.
- AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 2005 *Glossary of Meteorology*. <http://msglossary.allenpress.com/glossary/> (06/11/2007).
- ANDERSON, E.A. 1968. *Development and testing of snow pack energy balance equations*. Water Resources Research 4(1), 19-37.
- ANDERSON, E.A. 1973. *National Weather Service river system-snow accumulation and ablation model*. NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-17, US Department of Commerce, Silver Spring, MD.
- ANDERSON, E.A. 1976. *A point energy and mass balance model of snow cover*. NOAA. Technical Report NWS 19, US Department of Commerce.
- ANDERTON, S.P., WHITE, S.M., ALVERA, B. 2004. *Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment*. Hydrological Processes 18, 435-453.
- ÅNGSTRÖM, A. 1918. *A study of the radiation of the atmosphere*. Smithsonian Institution Miscellaneous Collections, 65, 159-161.
- ANANASSO, C., SANTOLERI, R., MARULLO, S., D'ORTENZIO, F. 2003. *Remote sensing of cloud cover in the Arctic region from AVHRR data during the ARTIST experiment*. International Journal of Remote Sensing, vol. 24, n°3, 437-456(20).
- AUER, A.H.JR. 1974. *The rain versus snow threshold temperature*. Weatherwise 27:67.
- BATHURST, J.C., COOLEY, K.R. 1996. *Use of the SHE hydrological modelling system to investigate basin response to snowmelt at Reynolds Creek, Idaho*. Journal of Hydrology 175, 181-211.
- BEATY, C. 1975. *Sublimation or melting: Observations from the White Mountains, California and Nevada, USA*. Journal of Glaciology 14, 275-286.

- BECHT, M. 1991. *Schneehydrologische Untersuchungen am Pico de Teide (Teneriffa)*. Erdkunde 45, 264-276.
- BETTERTON, M.D. 2000. *Formation of structure in snowfields: penitentes, suncups and dirt cones*. Department of Physics, Harvard University, Cambridge.
- BEVEN, K. 1989. *Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models*. Journal of Hydrology 105, 157-172.
- BEVEN, K. 2002. *Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system*. Hydrological Processes 16, 189-206.
- BICKNELL, B.R., IMHOFF, J.C., KITTLE, J.L., DONIGIAN, A.S., JOHANSON, R.C. 1997. *Hydrological Simulation Program Fortran. User's Manual Release 11*. EPA-600/R-97-080, USEPA.
- BLÖSCHL, G. 1999. *Scaling issues in snow hydrology*. Hydrological Processes 13, 2149-2175.
- BOWLING, L.C., POMEROY, J., LETTENMAIER, D.P. 2002. *Parameterisation of blowing snow sublimation in a macroscale hydrology model*. Journal of Hydrometeorology. Accepted.
- BRUNT, D., 1932. *Notes on radiation on atmosphere*. Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society 58, 389-418.
- BRUTSAERT, W., 1975. *On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies*. Water Resources Research 11(5), 742-744.
- BRUTSAERT, W., 1982. *Evaporation into the atmosphere. Theory, history and application*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- BUCK RESEARCH INSTRUMENTS. 2001. *Model CR-1A hygrometer operating manual*. Buck Research Instruments, LLC. <http://www.buck-research.com> (06/11/2007).
- BUYTAERT, W., CELLERI, R., WILLEMS, P., DE BIÈVRE, B., WYSEURE, G. 2006. *Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes*. Journal of Hydrology 329, 413-421.
- CASTILLO, A. 1999. *Agua y acequias en la Alpujarra (Sierra Nevada)*. II Conferencia de la Alpujarra, 151-164.
- CENSOLAR, 1997. *Instalaciones de energía solar. Tomo 2: Energética solar*. Progenza. Sevilla, España.
- CHERKAUER, K.A., BOWLING, L.C., LETTENMAIER, D.P. 2002. *Variable infiltration capacity cold land process model updates*. Global and planetary change 38, 151-159.
- CHOW, V.T. 1964. *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill. New York.
- CHUNG, Y., YUN, J. 2004. *Solar irradiance-corrected spatial interpolation of hourly temperature in complex terrain*. Agricultural and Forest Meteorology 126, 129-139.
- CLINE, D.W. 1997. *Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental midlatitude Alpine site*. Water Resources Research 33, 689-701.
- CLINE, D.W., BALES, R.C., DOZIER, J. 1998. *Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling*. Water Resources Research 34, 1275-1285.
- COLBECK, S.C. 1978. *The physical aspects of water flow through snow*. Advances in Hydrosience 11, 165-206.

- COLLARES-PEREIRA, M., RABL, A. 1978. *The average distribution of solar radiation-correlations between diffuse and hemispherical and between daily and hourly insolation values*. Solar Energy, 22, 155-164.
- CREUTIN, J.D., OBLED, C. 1982. *Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison*. Water Resources Research 18(2), 413-431.
- CROLEY, T.E. 1989. *Verifiable evaporation modeling on the Laurentian Great Lakes*. Water Resources Research. 25, 781-792.
- DÍAZ GUTIÉRREZ, A. 2007. *Series temporales de vegetación para un modelo hidrológico distribuido*. Monografías 2007. Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola, Universidad de Córdoba.
- DINGMAN, L. 2002. *Physical Hydrology*. Second edition. Prentice Hall. New Jersey.
- DIRKS, K.N., HAY, J.E., STOW, C.D., HARRIS, D. 1998. *High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island Part II: interpolation of rainfall data*. Journal of Hydrology 208, 187-193.
- DOORSCHOT, J. 2002. *Mass transport of drifting snow in high alpine environments*. Diss. ETH Nr 14515. Swiss Federal Institute of Technology. Zürich.
- DOZIER, J., SCHNEIDER, SR., MCGINNIS, DF. 1981. *Effect of grain size and snowpack water equivalence on visible and near-infrared satellite observations of snow*. Water Resources Research 17, 1213-1221.
- DOZIER, J. 1989. *Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper*. Remote Sensing of Environment 28, 9-22.
- DOZIER, J., FREW, J. 1990. *Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. Vol. 28, nº5, sept. 1990.
- DOZIER, J., PAINTER, T. 2004. *Multispectral and hyperspectral remote sensing of alpine snow properties*. Annual Review of Earth and Planetary Science 32, 465-494.
- DUNNE, T., PRICE, A.G., COLBECK, S.C. 1976. *The generation of runoff from subarctic snowpacks*. Water Resources Research 12(4), 677-685.
- DUNNE, T., LEOPOLD, L.B. 1978. *Water in environmental Planning*. San Francisco. USA. W.H. Freeman and Co.
- EAGLESON, P.S. 1970. *Dynamic Hydrology*. McGraw-Hill. New York.
- ELDER, K.J., DOZIER, J., MICHAELSEN, J. 1991. *Snow accumulation and distribution in an alpine watershed*. Water Resources Research 27(7), 1541-1552.
- ESSERY, R. 2001. *Spatial statistics of windflow and blowing-snow fluxes over complex topography*. Boundary-Layer Meteorology 100(1), 131-147.
- ESSERY, R., LI, L., POMEROY, J. 1999. *Blowing snow fluxes over complex terrain I. distributed modelling*. Hydrological Processes 13:2423-2438.
- FONTAINE, T.A., CRUICKSHANK, T.S., ARNOLD, J.G., HOTCHKISS, R.H. 2002. *Development of a snowfall-snowmelt routine for mountainous terrain for the soil water assessment tool (SWAT)*. Journal of Hydrology 262, 209-223.
- FOX, A.M., WILLIAMS, M.W., CAINE, N. 2005. *Equivalent permeability of a continental, alpine snowpack in the Colorado Front Range, USA. In review, Water Resources Research. July 2005*.
- FRIGERIO, E. 2004. *Radiación nocturna: campañas en Cachi*. Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente, vol. 8, Nº 2, 11.26-11.28.

- FU, P., RICH, P.M. 2000. *The Solar Analyst 1.0. User Manual* Helios Environmental Modeling Institute (HEMI), LCC, USA.
- GAREN, D.C., MARKS, D. 2005. *Spatially distributed energy balance snowmelt modelling in a mountainous river basin: estimation of meteorological inputs and verification of model results*. Journal of Hydrology 315, 126-153.
- GARTSKA, W.U. 1964. *Snow and snow survey*. Section 10 en [Chow \(1964\)](#).
- GIBBINS, C.J. 1990. *A survey and comparison of relationships for the determination of the saturation vapour pressure over plane surfaces of pure water and pure ice*. Annales Geophysicae 8, 859-886.
- GISBERT, J., ET AL. 2001. *Caracterización de los procesos nivales y el deshielo en la cuenca alta del río Monachil (Granada)*. Simposio del Agua en Andalucía 2001, Almería, España.
- GOFF, J.A., GRATCH, S. 1946. *Low-pressure properties of water from -160 to 212° F*. Transactions of the American society of heating and ventilation engineers, 52, 95-122.
- GONZÁLEZ DUGO, M.P., CHICA LLAMAS, M.C., POLO GÓMEZ, M.J. 2003. *Modelo topográfico de radiación solar para Andalucía*. XXI Congreso Nacional de Riegos, Mérida, mayo 2003.
- GOOVAERTS, P. 2000. *Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall*. Journal of Hydrology 228, 113-129.
- HALL, D.K., RIGGS, G.A., SALOMONSON, V.V. 1995. *Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data*. Remote Sensing of Environment 54, 127-140.
- HAMMER, A., HEINEMANN, D., HOYER, C., KUHLEMANN, R., LORENZ, E., MÜLLER, R., BEYER, H.G. 2003. *Solar energy assessment using remote sensing technologies*. Remote Sensing of Environment 86, 423-432.
- HARTKAMP, A.D., DE BEURS, K., STEIN, A., WHITE, J.W. 1999. *Interpolation Techniques for Climate Variables*. NRG-GIS Series 99-01. Mexico, D.F.: CIMMYT.
- VAN HEESWIJK, M., KIMBALL, J.S., MARKS, D. 1996. *Simulation of water available for runoff in clearcut forest openings during rain-on-snow events in the western Cascade Range of Oregon and Washington*. US Geological survey. Water-Resources Investigations Report 95-4219.
- HERRERO, J. 2004. *Modelo SWAT aplicado a la cuenca del río Guadalfeo*. Estudio Piloto para la Gestión Integrada de la Cuenca Hidrográfica del Río Guadalfeo. Informe Técnico IX.1. Grupo de Ríos y Embalses, Universidad de Granada, España.
- HORNE, F.E., KAVVAS, M.L. 1997. *Physics of the spatially averaged snowmelt process*. Journal of Hydrology 191, 179-207.
- IDSO, S.B. 1981. *A set of equations for full spectrum and 8-14 micron and 10.5-12.5 micron thermal radiation from cloudless skies*. Water Resources Research 17, 295-304.
- IQBAL, M. 1983. *An introduction to solar radiation*. Academic Press. New York.
- IZIOMON, M.G., MAYER, H., MATZARAKIS, A. 2003. *Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization*. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 65, 1107-1116.
- JACOVIDES, C.P., HADJIOANNOU, L., PASHIARDIS, S., STEFANOY, L. 1996. *On the diffuse fraction of daily and monthly global radiation for the island of Cyprus*. Solar Energy, 56(6), 565-572.

- JORDAN, R. 1991. *A one-dimensional temperature model for a snow cover*. (CRREL Special Report 91-16). US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research & Engineering Laboratory. Hanover, New Hampshire, USA.
- JORDAN, R.E., ANDREAS, E.L., MAKSHITAS, A.P. 1999. *Heat budget of snow-covered sea ice at North Pole 4*. Journal of Geophysical Research, vol 104, N° C4, 7785-7806.
- KASTEN, F. 1996. *The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness*. Solar Energy, 56(3), 239-244.
- KASTEN, F., YOUNG, A.T. 1989. *Revised optical air mass tables and approximation formula*. Applied Optics 28 (22), 4735-4738.
- KIMBALL, B.A., IDSO, S.B., AASE, J.K. 1982. *A model for thermal radiation from partly cloudy and overcast skies*. Water Resources Research 18, 931-936.
- KOIVUSALO, H. 2002. *Process-oriented investigation of snow accumulation, snowmelt and runoff generation in forested sites in Finland*. Helsinki University of Technology, Laboratory of Water Resources, Finland.
- KOIVUSALO, H., KOKKONEN, T. 2002. SNOW PROCESSES IN A FOREST CLEARING AND IN A CONIFEROUS FOREST. Journal of Hydrology 262, 145-164.
- KÖNIG-LANGLO, G., AUGSTEIN, E. 1994. *Parameterization of the downward longwave radiation at the Earth's surface in polar regions*. Meteorologische Zeitschrift (3) 343-347.
- KUSTAS, W.P., RANGO, A., UIJLENHOET, R. 1994. *A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model*. Water Resources Research 30, 1515-1527.
- LANDAU, L., AJEZER, A., LIFSHITZ, E. 1973. *Curso de física general. Mecánica y física molecular*. Ed. MIR, Moscú. Trad. español, ed. MIR, 1979.
- LAPEN, D., MARTZ, L. 1996. *An investigation of the spatial association between snow depth and topography in a Prairie agricultural landscape using digital terrain analysis*. Journal of Hydrology 184, 277-298.
- LIBBRECHT, K., RASMUSSEN, P. 2003. *The snowflake: winter's secret beauty*. Voyageur Press. <http://www.snowcrystals.com> (01/07/2005).
- LISTON, G.E., STURM, M. 1998. *A snow-transport model for complex terrain*. Journal of Glaciology 44: 498-516.
- LIU, B.Y., JORDAN, R.C. 1963. *The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation*. Solar Energy, 4, 1-19.
- LONDON, J., FROHLICH, C. 1982. *Extended abstract presented at the symposium on the solar constant and the spectral distribution of solar irradiance*. International Association of Meteorology and Atmospheric Physics. Third Scientific Assembly. Hamburg, 17-28 Aug. 1981. IAMAP. Innsbruck, Austria.
- LONG, C.N., ACKERMAN, T.P. 2000. *Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects*. Journal of Geophysical Research, vol 105, N° D12, 15609-15626.
- LUCE, C.H., TARBOTON, D.G., COOLEY, K.R. 1999. *Sub-grid parameterization of snow distribution for an energy and mass balance snow cover model*. Hydrological Processes 13, 1921-1933.
- LUCE, C.H., TARBOTON, D.G. 2000. *Scaling up snowpack accumulation and melt models*. (Enviado a Water Resources Research, 2000).

- LUCE, C.H., TARBOTON, D.G. 2004. *The application of depletion curves for parameterization of subgrid variability of snow*. Hydrological Processes 18, 1409-1422.
- LUTHER, F.M., ELLINGSON, R.G., FOUQUART, Y., FELS, S.B., SCOTT, N.A., WISCOMBE, W.J. 1988. *Intercomparison of radiation codes in climate models (ICRCCM): Longwave clear-sky results*. A workshop summary. Bulletin of American Meteorological Society (69) 40-48.
- MARSH, P. 1999. *Snowcover formation and melt: recent advances and future prospects*. Hydrological Processes 13, 2117-2134.
- MARSH, P., POMEROY, J.W., NEUMANN, N. 1997. *Sensible heat flux and local advection over a heterogeneous landscape at an Arctic tundra site during snowmelt*. Annals of Glaciology, 25.
- MARTINEC, J. RANGO, A., ROBERTS, R. 1998. *Snowmelt runoff model (SRM). User manual*. Departamento de Geografía, Universidad de Berna, Suiza.
- MELLOH, R.A. 1999. *A synopsis and comparison of selected snowmelt algorithms (CRREL Report 99-8)*. US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research & Engineering Laboratory. Hanover, New Hampshire, USA.
- MELLOR, M. 1964. *Snow and Ice at the Earth's surface*. Hanover, N.H.: U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory Cold Regions. Science and Engineering Monograph II-C1.
- MINISTERIO DEL MEDIO AMBIENTE. 1998. *La nieve en las cordilleras españolas. Programa ERHIN 1994/95*. Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de Aguas, Ministerio de Medio Ambiente, España.
- MONTEITH, J.L. 1975. *Vegetation and the atmosphere*. Vol. 1, *Principles*. Academic Press.
- MOÑINO A., HERRERO J. Y BARRÓS A., 2004. *Instalación de Estaciones Totales de Control*. Informe Técnico IT X.4, Octubre de 2004. Grupo de Ríos y Embalses. Centro Andaluz de Medio Ambiente.
- MOÑINO A., HERRERO J. Y BARRÓS A., 2005. *Trabajos de campo*. Informe Técnico IT X.5, Abril de 2004. Grupo de Ríos y Embalses. Centro Andaluz de Medio Ambiente.
- MOÑINO A. Y HERRERO J., 2004. *Trabajos de campo*. Informe Técnico IT X.6, Agosto de 2005. Grupo de Ríos y Embalses. Centro Andaluz de Medio Ambiente.
- NASA. 2007. *The Landsat program*. <http://landsat.gsfc.nasa.gov/> (01/11/2007).
- NEITSCH, S.L., ARNOLD, J.G., KINIRY, J.R., WILLIAMS, J.R., KING, K.W. 2002. *Soil and water assessment tool. Theoretical documentation*. Version 2000. Blackland Research Center and Grassland Soil and Water Research Laboratory, Temple, Texas, USA.
- NOAA. NATIONAL WEATHER SERVICE. 2004. *NWSRFS. Online User Manual Documentation*. II.2-SNOW-17.
- OKE, T.R. 1987. *Boundary layer climates*. Second edition. Methuen, New York.
- PAGE, J. 1996. *Algorithms for the Satellite programme*. Technical Report.
- PARTON, W.J., LOGAN, J.A. 1981. *A model for diurnal variation in soil and air temperature*. Agricultural Forest Meteorology 23, 205-216.
- PECK, E.L. 1976. *Catchment modeling and initial parameter estimation for the National Weather Service river forecast system*. NOAA Technical memorandum NWS Hydro-31, U.S. National Weather Service.

- PIRAZZINI, R., NARDINO, M., ORSINI, A., CALZOLARI, F., GEORGIADIS, T., LEVIZZANI, V. 2000. *Parameterization of the downward longwave radiation from clear and cloudy skies at Ny Ålesund (Svalbard)*. University of Helsinki. White paper presentado a: international Radiation Symposium, St. Petersburg, Rusia, 24-29 Julio 2000.
- PÉREZ, R., INEICHEN, P., MOORE, K., KMIECIK, M., CHAIN, C., GEORGE, R., VIGNOLA, F. 2002. *A new operational satellite-to-irradiance model*. Solar Energy 73 (5), 307-317.
- PHILIPONA, R., DUTTON, E.G., STOFFEL, T., MICHALSKY, J., REDA, I., STIFTER, A., WENDLING, P., WOOD, N., CLOUGH, S.A., MLAWER, E.J., ANDERSON, G., REVERCOMB, H.E., SHIPPERT, T. 2004. *Radiative forcing -measured at Earth's surface- corroborate the increasing greenhouse effect*. Geophysical Research Letters 31: L03202.
- PLÜSS, C., OHMURA, A. 1997. *Longwave radiation on snow-covered mountainous surfaces*. Journal of Applied Meteorology 36, 818-824.
- POMEROY, J.W., PARVIAINEN, J., HEDSTROM, N., GRAY, D.M. 1998. *Coupled modelling of forest snow interception and sublimation*. Hydrological Processes 12, 2317-2337.
- POMEROY, J.W., ESSERY, R. 1999. *Turbulent fluxes during blowing snow: field tests of model sublimation predictions*. Hydrological Processes 13, 2963-2975.
- PRATA, A.J. 1996. *A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiations at the surface*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 122, 1127-1151.
- RANGO, A., ITTEN, K. 1976. *Satellite potenciales in snowcover monitoring and runoff prediction*. Nord. Hydrol. 7, 209-230.
- RICHTER-MENGE, J.A., COLBECK, S.C. 1991. *Recent progress in snow and ice research*. Reviews of Geophysics, Supplement. Abril 1991: 218-226.
- RIKHTER, G.D. 1954 *Snowcover. It's formation and properties*. Izdatel'stuo Akademia Nauk SSSR. Moscú. USSR. Translation n°6, US Army Snow, Ice and Permafrost Research Establishment.
- RENEWABLE RESOURCE DATA CENTER (RREDC). 2005. <http://www.nrel.gov/rrdec/06/11/2007>. National Center for Photovoltaics (NCPV). Office of Energy Efficiency and Renewable Energy (EERE). Department of Energy.
- ROSENTHAL, W., DOZIER, J. 1996. *Automated mapping of montane snow cover at subpixel resolution from Landsat Thematic Mapper*. Water Resources Research 32(1), 115-130.
- SCHAEFER, V.J., KLEIN, G.J., QUERVAIN, M.R. 1954. *The International classification for snow*. International Association of Scientific Hydrology. Commission on Snow and Ice. TM1. National Research Council. Associate Committee on Soil and Snow Mechanics. Ottawa, Canada.
- SCHULZ, O., DE JONG, C. 2004. *Snowmelt and sublimation: field experiments and modelling in the High Atlas of Morocco*. Hydrology & Earth System Sciences, 8(6), 1076-1089.
- SICART, J.E., POMEROY, J.W., ESSERY, R.L.H., BEWLEY, D. 2006. *Incoming longwave radiation to melting snow: observations, sensitivity and estimation in northern environments*. Hydrological Processes 20, 3697-3708.
- SINGH, V.P. 1995. *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, USA.
- SRINIVASAN, J. 1981. *Prediction of downward flux of atmospheric radiation from clear skies*. Boundary-Layer Meteorology 21, 173-181.
- STALEY, D.O., JURICA, G.M. 1972. *Effective atmospheric emissivity under clear skies*. Journal of Applied Meteorology 11, 349-356.

- SUSONG, D., MARKS, D., GAREN, D. 1999. *Methods for developing time-series climate surfaces to drive topographically distributed energy- and water-balance models*. Hydrological Processes 13, 2003-2021.
- TARBOTON, D.G., LUCE, C.H. 1996. *Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB), Computer model technical description and users guide*. Utah Water Research Laboratory and USDA Forest Service Intermountain Research Station.
- TIPLER, P.A. 1999. *Física*. 4ª edición. Ed. Reverté. Barcelona.
- U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS. 1956. *Snow Hydrology*. Summary report of the snow investigations. USACE. North Pacific Division. Portland, Oregon, USA.
- U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS. 1998. *Runoff from snowmelt*. Engineer manual 1110-2-1406. USACE. Washington, USA.
- TODD, M.W., BROOKS, E.S., MCCOOL, D.K., KING, L.G., MOLNAU, M., BOLL, J. 2004. *Process-based snowmelt modeling: does it require more input data than temperature-index modeling?*. Journal of Hydrology 300, 65-75.
- THOM, A. 1975 *Momentum, mass and heat exchange of plant communities*. En [Monteith \(1975\)](#).
- VÖMEL, H. 2005. *Saturation vapor pressure formulations*. <http://cires.colorado.edu/~voemel/vp.html> (01/11/2007).
- VUILLE, M. 1996. *Zur raumzeitlichen Dynamik von Schneefall und Ausaperung im Bereich des südlichen Altiplano, Südamerika*. Geographica Bernensia, G45.
- WORLD METEOROLOGIC ORGANIZATION (WMO), 1982. *Comission for instruments and methods of observation*. Final Report of the 8th session, WMO 590. Geneva.
- WOOD, E., SIVAPALAN, M., BEVEN, K., BAND, L. 1988. *Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling*. Journal of Hydrology 102, 29-47.
- YOU, J., TARBOTON, D.G., LUCE, C.H. 2004. *Modelling the snow surface temperature in an energy balance snowmelt model*. (Enviado a Hydrological Processes, 2004).
- ZELENKA, A., PEREZ, R., SEALS, R., RENNE, D. 1999. *Effective accuracy of satellite-derived hourly irradiances*. Theoretical and Applied Climatology 62, 199-207.