



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Cubierta Nival y Temperaturas de Superficie en Sierra Nevada a través del tratamiento digital de imágenes de satélite

Benedita Santos

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) i a través del Dipòsit Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) y a través del Repositorio Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

TESIS DOCTORAL

**CUBIERTA NIVAL Y TEMPERATURAS DE SUPERFICIE
EN SIERRA NEVADA A TRAVÉS DEL TRATAMIENTO
DIGITAL DE IMÁGENES DE SATÉLITE**

BENEDITA ALEXANDRE MILHEIRO SANTOS

BARCELONA 2016



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Facultat de Geografia i Història
Departament de Geografia

TESIS DOCTORAL

CUBIERTA NIVAL Y TEMPERATURAS DE SUPERFICIE EN SIERRA NEVADA A TRAVÉS DEL TRATAMIENTO DIGITAL DE IMÁGENES DE SATÉLITE

Programa de Doctorado de Geografía,
Planificación Territorial y Gestión Ambiental

**Memoria presentada por Benedita Santos
para optar al grado de Doctor(a)**

Benedita A.M. Santos

Directores de Tesis:

**Dr. Antonio Gómez Ortiz
Universitat de Barcelona
&**

**Dr. Jordi Cristóbal Rosselló
University of Alaska, Fairbanks**

Tutora de Tesis:

**Dra. Montserrat Salvà Catarineu
Universitat de Barcelona**

Descripción de la fotografía de portada:
Perspectiva del circo glaciar del Corral del Veleta en Sierra Nevada.
Fotografía tomada desde los Lastrones, (agosto de 2011).

La presente tesis doctoral ha sido elaborada en el ámbito del grupo de investigación *Paisatge i Paleoambients a la Muntanya Mediterrània* de la Universitat de Barcelona y al amparo de los siguientes proyectos de investigación:

- Proyecto SEJ 2005-00504/GEOG (2005 - 2008) – *El conocimiento científico del paisaje de cumbres de Sierra Nevada a través de los escritos de época. Contribución a la historia del pensamiento de la geografía española*. Ministerio de Educación y Ciencia. Coordinado por el Dr. Antonio Gómez Ortiz
- Proyecto 018/2007 (2007 - 2011) – *Degradación del hielo fósil y permafrost y cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente - Organismo Autónomo Parques Nacionales. Coordinado por el Dr. Antonio Gómez Ortiz
- Proyecto CSO 2009-06961/GEOG (2010 - 2012) – *El interés científico de la documentación de época para el estudio del glaciario histórico (PEH) de Sierra Nevada*. Ministerio de Ciencia e Innovación. Coordinado por el Dr. Antonio Gómez Ortiz

CENTROS DE INVESTIGACIÓN VISITADOS:

Centros de Aplicación y de Investigación en Geografía Física:

- CEG - Centro de Estudos Geográficos, Faculdade de Letras
Universidade de Lisboa, Portugal

Centros de Aplicación y de Investigación en Ambientes de Montaña:

- Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) - Facultad de Ciencias. Universidad de Granada, España

Centros de Aplicación y de Investigación en Teledetección:

- CREAM - Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals
Universitat Autònoma de Barcelona, España
- *Cryospheric Science Branch, GSFC - Goddard Space Flight Center*
NASA - National Aeronautics Space Agency. Maryland, USA
- ESA – *European Space Agency. Frascati, Italy*



IGOT
Instituto de Geografia e
Ordenamento do Território



UGR | Universidad
de Granada



CREAM

UAB
Universitat Autònoma
de Barcelona



CSIC
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS



esa
European Space Agency



Citar como:

SANTOS, B. M. (2016) - Cubierta nival y temperaturas de superficie en Sierra Nevada a través del tratamiento digital de imágenes de satélite. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía, Facultat de Geografia i Historia, Universitat de Barcelona, 260 pp.

LISTA DE PUBLICACIONES

SANTOS, B. M., GÓMEZ ORTIZ, A., SALVÀ CATARINEU, M., SALVADOR FRANCH, F. (2010) – *Cubierta nival y temperaturas de superficie en Sierra Nevada a partir del tratamiento digital de imágenes LANDSAT 7. Avance preliminar periodo: 2007-2008*. Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática. II Encuentro Ibérico de la *International Permafrost Association (IPA)*, Sigüenza. Publicaciones Universidad de Alcalá. ISBN: 978-84-9138-885-5, pp. 69-78.

SANTOS, B. M., GÓMEZ ORTIZ, A., SALVADOR FRANCH, F., SALVÀ CATARINEU, M. (2010) – *Comportamento nival na Serra Nevada através de imagens Landsat 7 (periodo 2007-2008)*. II Seminario Ibero-Americano de Geografía Física. Universidad de Coimbra, Portugal. <http://www.uc.pt/fluc/cegot/VISLAGF/actas/ind2/>

SANTOS, B. M., GÓMEZ ORTIZ, A., CRISTÓBAL ROSSELLÓ, J., HALL, D. K., SALVÀ CATARINEU, M., SALVADOR FRANCH, F. (2012) – *Estimación de la cubierta nival en sierra Nevada a partir de imágenes Landsat*. Avances de la Geomorfología en España 2010-2012. Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander http://www.segsantander2012.unican.es/Documentacion/images/978-84-86116-54-5_avances.pdf

[GÓMEZ, A., SANTOS, B. M., SERRANO, D. \(2008\) - *Aguas, nieves e hielos en los paisajes de Sierra Nevada. El interés de la información gráfica de los libros de época*. Cuadernos de Investigación Geográfica. Universidad de La Rioja, Logroño, España. ISSN 0211-6820, n. 34, pp. 101-118.](#)

[GÓMEZ, A., SANTOS, B. M., SERRANO, D. \(2008\) - *Aguas, nieves e hielos en los paisajes de Sierra Nevada. El interés de la información gráfica de los libros de época*. Actas del II Congres Catalan de Geografia, Barcelona.](#)

GÓMEZ ORTIZ, A., SALVADOR FRANCH, F., SALVÀ CATARINEU, M., SANTOS, B. M., OLIVA FRANGANILLO, M. (2010) – *Paisajes de interés científico y cultural en el Parque Nacional de Sierra Nevada (España)*. II Seminario Ibero-Americano de Geografía Física. Universidad de Coimbra, Portugal. <http://www.uc.pt/fluc/cegot/VISLAGF/actas/ind5/>

GÓMEZ ORTIZ, A., SALVADOR FRANCH, F., OLIVA FRANGANILLO, M., SALVÀ CATARINEU, M., SANTOS, B. M., JOSÉ A. PLANA CASTELLVÍ, MANUEL ESPINAR MORENO, SEBASTIÁN SÁNCHEZ GÓMEZ, DAVID SERRANO GINÉ (2011) - *Los Paisajes De La Pequeña Edad Del Hielo En Sierra Nevada (España) Y El Interés Científico De La Documentación De Época. Aportación Al Conocimiento De La Historia De La Geografía Española*. Conferencia Regional de la *International Geographical Union*.

<http://www.researchgate.net/publication/245024813>

GÓMEZ ORTIZ, A., OLIVA FRANGANILLO, M., SALVADOR FRANCH, F., PALACIOS ESTREMER, D., TANARRO, L. M., SALVÀ CATARINEU, M., SANTOS, B. M., SERRANO GINÉ, D. (2012) – Paisajes de cumbres de Sierra Nevada: el valor patrimonial de sus relieves y modelados. *Avances de la Geomorfología en España 2010-2012*. Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander

GÓMEZ ORTIZ, A., SALVADOR FRANCH, F., SANJOSE BLASCO, J. J., PALACIOS ESTREMER, D., OLIVA FRANGANILLO, M., SALVÀ CATARINEU, M., TANARRO, L. M., RASO NADAL, J. M., ATKISON GORSO, A., SCHULTE, L., JOSÉ A. PLANA CASTELLVÍ, SANTOS, B. M., SERRANO, D. (2012) – *Degradación de hielo fósil y permafrost y cambio climático en Sierra Nevada*. Capítulo de: L. Ramírez & B. Asensio (eds.). *Proyectos de investigación en parques nacionales: 2008-2011*. Colección Naturaleza y Parques Nacionales. Organismo Autónomo Parques Nacionales., Editores: Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Madrid. ISBN: 978-84-8014-834-4.

www.researchgate.net/publication/245025175

GÓMEZ ORTIZ, A., OLIVA, M., SALVADOR FRANCH, F., SALVÀ CATARINEU, M., SANTOS, B. M., PLANA CASTELLVÍ, A., ESPINAR MORENO, M., GARCIA RUIZ, A. L., SANCHEZ GOMEZ, S., SERRANO, D. (2012) – *El paisaje reciente de Sierra Nevada. Documentos escritos de época y significado geográfico de la Pequeña Edad del Hielo*. Nimbus, ISSN 1139-7136, 29-30: 305-319.

<http://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=4376848>

GÓMEZ, A., OLIVA, M., SALVADOR, F., SALVÀ, M., SANTOS, B. M., PLANA, J. A., ESPINAR, M., GOMEZ, S., SERRANO, D. (2013) - *La geografía de Sierra Nevada en los libros de época: aportaciones del siglo XIX y el descubrimiento del glaciario*. Capítulo del libro: M. Pilar Tresaco, J. Vicente y M. (Eds.), *De Julio Verne a la actualidad: la palabra y la tierra*. Prensas de la Universidad de Zaragoza. Zaragoza, pp. 423-438.

*A mi padre, José Lourenço, que me acompañó en este viaje
y a mi hermano João Pedro que me animó a seguir adelante.*

“La sixième planète était une planète dix fois plus vaste.
Elle était habitée par un vieux monsieur qui écrivait d’énormes livres.

- *Quel est ce gros livre? Que faites-vous ici?*

- *Je suis géographe, dit le vieux Monsieur.*

- *Qu’est-ce un géographe?*

- *C’est un savant qui connaît où se trouvent les mers,
les fleuves, les villes, les montagnes et les déserts.*

- *Ça c’est bien intéressant, dit le petit prince.*

Ça c’est enfin un véritable métier!

Et il jeta un coup d’œil autour de lui sur la planète du géographe.

Il n’avait jamais vu encore une planète aussi majestueuse.”

Antoine de Saint-Exupéry

AGRADECIMIENTOS

La elaboración de esta tesis doctoral no hubiera sido posible sin la orientación y el apoyo de numerosas personas. Por ello, me gustaría manifestarles mi gratitud y reconocimiento. En primer lugar quiero agradecer a mis directores de tesis, Dr. Antonio Gómez Ortiz y Dr. Jordi Cristóbal Rosselló, y a mi tutora Dra. Montserrat Salvà Catarineu, quienes han tenido la maestría y paciencia necesaria para orientarme en este trayecto, contribuyendo con relevantes aportaciones y sugerencias para mejorar el contenido de esta tesis. Es sin duda un trabajo de todos. Al Dr. Antonio Gómez Ortiz quiero agradecer el amplio conocimiento que me transmitió sobre los paisajes de montaña, sobre todo acerca de Sierra Nevada, el *laboratorio* de su vida académica e indudablemente su *casa*. Cabe también mencionar su incansable labor en las diversas lecturas que hizo de este manuscrito. Además agradecerle la oportunidad de haber sido su becaria en el ámbito de su proyecto de investigación en 2008. Al Dr. Jordi Cristóbal Rosselló tengo que agradecer su inagotable sabiduría en el ámbito de la teledetección y su paciencia para tratar de los temas más metodológicos; además de sus importantísimas correcciones y sugerencias. Aún más relevante, agradecerle el hecho de no haberme dejado desistir. A la Dra. Montserrat Sàlva Catarineu agradecerle su ayuda tanto en las correcciones del texto y de comunicaciones así como sus oportunos consejos, además de la motivación que me transmitió y su amistad de gran valor. Sin duda, parte esencial de este equipo, no podría dejar de hacer una especial mención al Profesor Ferran Salvador Franch por su inagotable fuente de datos y por las excelentes discusiones científicas que tantas veces aclararon mis dudas. También por los paseos en la montaña.

Aún en el ámbito de la Universitat de Barcelona no puedo olvidar a mis colegas de Master y Doctorado y a los profesores que de alguna forma me han inspirado a continuar en el mundo académico. Agradecer al Dr. Filipe Carvalho por la motivación transmitida y amistad, por su preciosa ayuda en el ámbito de los SIG, por sus sugerencias siempre pertinentes, y por su apoyo en términos logísticos en la fase final. Quiero también agradecer al Dr. Marc Oliva su bueno humor en cuanto colega de despacho, además de su contribución a esta tesis en términos de datos térmicos. En la misma esfera del bueno humor tampoco puedo olvidar al Dr. Xavier Úbeda y su permanente disponibilidad en ayudarme tanto en el ámbito académico como logístico, muchas gracias. En cuanto a profesores que me han inspirado,

agradecer también al Dr. Javier Martín Vide su amplio conocimiento en el campo de la climatología y su agradable presencia en las clases de máster. Al Dr. David Serrano agradecerle su amistad y las interesantes discusiones académicas así como su permanente visión positiva de las cosas, creyendo que todo llegaría a buen puerto. También me gustaría agradecer a la Dra. Isabel Pujadas y al Dr. Fernando Gil su incansable disponibilidad para ayudar con los trámites administrativos de la tesis. Todavía, en la UB, agradecer a José Luis Ramírez su apoyo en los temas logísticos durante mi estancia en el *Servei de Paisaje*.

En el ámbito académico tengo también que mencionar los tutores de mis estancias en centros nacionales e internacionales. En primer lugar agradecer al Dr. Gonçalo Vieira que gentilmente me ha recibido en el actual IGOT en 2008, y quien siempre ha sido para mí una referencia de excelencia al nivel científico desde los tiempos de la licenciatura en Lisboa. Enseguida agradecer al Dr. Carlos Sanz de Galdeano Esquiza, quien atentamente me acogió en el CSIC y en la Universidad de Granada en 2009, proporcionándome todo lo necesario para mis estudios relativos a Sierra Nevada. Finally, I would like to express my sincere gratitude to Dr. Dorothy K. Hall that kindly accepted me at the *Cryospheric Science Branch* at *GSFC-NASA* in Maryland for almost a year, between 2010 and 2011. Her scientific contributions to my knowledge are priceless, either regarding remote sensing techniques or concerning the cryospheric environments. I also would like to thank some other researchers at Goddard who made my visit an accomplishment: Dr. Marcus Thorsten, Dr. Claire Parkinson, Dr. Jim Foster, Dr. Joseph de Nigro, Dr. Christopher Shuman, Dr. Tom Neumann, Dr. Julia Barsi, and Dr. Sophie Nowicki, as well as many other good friends like: Valentina Aquila, Andrew Drizzle, Francesco Tombesi, Amal, Benjamin y Virginie Marchant, Paolo Matthaes and Alvaro Ivanoff for the good times we spent together. I cannot forget to thank also Dr. Frederick Nelson from the University of Delaware who initially introduced me to Dr. Dorothy K. Hall, thank you so much.

De los tiempos de la licenciatura en Lisboa me gustaría hacer referencia y agradecer a tres profesores que me han estimulado la curiosidad científica por el mundo natural. La Dra. Denise de Brum Ferreira por sus métodos de enseñanza tan innovadores, tal vez la primera persona que me introdujo a las imágenes de satélite, muchas gracias por su aguzada capacidad científica. El Dr. Antonio Lopes con quien he continuado aprendiendo sobre teledetección aplicada al clima en sus clases; y al Dr. Gonçalo Vieira que ya mencioné anteriormente y que también fue un profesor cuyos trabajos científicos son una gran referencia para mí. Igualmente me gustaría agradecer la generosidad del Dr. Emilio Chuvieco y del Dr. Lucas Martínez por el tiempo que me dedicaron contestando a mis dudas sobre los temas de teledetección.

A largo de este trayecto tengo que agradecer también a tres personas del círculo familiar que diariamente me apoyaron, mi padre José Lourenço, mi hermano João Pedro y mi *hermana* Cristina Duarte, a ellos muchas gracias por vuestra paciencia, cariño, actitud positiva y por haber creído en mí. No olvidaré tampoco la importante contribución de mi madrina Benedita Sequeira y Paula Sequeira en mi educación, muchas gracias.

Además, no podría dejar de agradecer a los amigos de infancia y a los que fue conociendo a lo largo de mi vida académica y que se sintieron implicados con mi proyecto de investigación. Cada uno a su manera me ha transmitido su apoyo: Elsa Nunes, Helena Lima y Paulo Serrão que me han acompañado en algunos de los momentos más difíciles, muchas gracias por vuestra tan gran amistad. David, merci bien pour garder mon âme saine!

Merci beaucoup à la famille Brucker pour votre gentillesse y pour les promenades dans la montagne, les gâteaux, le ski et l'escalade, merci Yann! Tusen takk Jeanette Vatnemo og Jon Rasmussen for din godhet og for den gode fine tiden jeg tilbrakte sammen med lille Adam. Gracias a Ángel y Merche por vuestra amabilidad y hospitalidad en Barcelona. Elizabeth de Jesus, Sérgio Lourenço, Simona Loi, Rafid Alobidi, Olga Zawadzca, Caroline Hardy, Richard Pope, Philip Raz, Arunangshu Debnath, Pål Berge, Michael Morton, Antonio Duarte, Pedro Gil, Celeste e José, Francisco Frausto, Florinda, Sandra Matos, Paulo César, Miriam Domínguez, Nahia Naz, Marcos y Maria, Pablo y Magdalena, Oliver y Marina, Marcos Valcárcel, Pedro Carrera, Judith Shannon, Jennifer y Manu Dinnat, Christopher Short y Erica Jones, a todos muchas gracias por vuestra agradable presencia, buena disposición y por las charlas unas más científicas que otras.

Finalmente, también me gustaría agradecer a los tres miembros del tribunal académico que han dedicado su tiempo para leer y evaluar esta tesis doctoral, muchas gracias.

Benedita A. M. Santos

Lardosa, 21 de septiembre de 2016

RESUMEN

La teledetección es una herramienta muy valiosa para comprender y explicar mejor la distribución espacial y temporal de la cubierta nival y del comportamiento térmico de las superficies en Sierra Nevada.

La presente tesis centra atención en el análisis de la evolución de la cubierta nival y de la temperatura de superficie en Sierra Nevada, en particular en los tramos cimeros de ésta montaña andaluza. Mediante el análisis de imágenes de satélite para un periodo de 14 años hidrológicos, entre 2000 y 2014, se ha caracterizado a diferentes escalas temporales (anual, estacional, mensual) la distribución de la nieve en la Sierra, así como su influencia en la variación de las respectivas temperaturas de superficie terrestre (TST). También se ha adentrado en el conocimiento de las tendencias en el comportamiento nival y térmico, y si el periodo temporal de análisis estudiado es suficiente para evidenciar y confirmar la sensibilidad de esta montaña a los efectos de la reciente variabilidad climática.

Atendiendo a estos objetivos generales enumerados se han elaborado mapas de la cubierta nival y mapas térmicos para cada uno de los días de que se dispone datos satelitales, que *a posteriori* han permitido obtener la respectiva cartografía media anual y estacional. Para ello fueron analizados y contrastados diferentes métodos para la delimitación de la cubierta nival, propuestos por Hall *et al.*, (1987), Rott (1994) y Dozier (1989), así como para el cálculo de la TST (Qin *et al.*, 2001; Barsi *et al.*, 2005; Cristóbal *et al.*, 2009a). Estadísticamente los resultados obtenidos han sido comparados con datos de campo relativos a precipitación, temperatura del aire, de la superficie del suelo y del subsuelo (-5 cm). Algunos de estos datos de campo se refieren a la ciudad de Granada (aeropuerto) y otros a diferentes enclaves de las cumbres occidentales de Sierra Nevada, sobre todo, del sector del circo glaciar del Veleta. Este enclave montañoso, situado por encima de los 3000 metros de altitud, constituye uno de los lugares de la Sierra de mayor interés por la herencia de la acción glaciar cuaternaria y por la dinámica periglacial holocena, todavía bastante activa (Gómez Ortiz *et al.*, 1999, 2006, 2013; Palacios *et al.*, 2000, 2001; Ramos *et al.*, 2001, 2002; Salvador Franch *et al.*, 2012, 2015, Salvà *et al.*, 2010; Sanjosé *et al.*, 2007b, 2012b; Oliva, 2008; Santos *et al.*, 2010a, 2012).

Los resultados que en esta tesis se presentan, obtenidos a través del análisis de las imágenes de satélite, muestran principalmente una elevada variabilidad tanto del comportamiento nival como del régimen térmico, este último muy supeditado a la presencia y variaciones de la nieve. Esa variabilidad se manifiesta tanto anual como estacionalmente debido a la fuerte dependencia que la nieve presenta con los demás elementos del clima, en especial, pero no exclusivamente, la precipitación y la temperatura del aire. También se han observado algunas tendencias durante el periodo estudiado, como

la merma de la cubierta nival anual, así como en primavera. Con respecto a las temperaturas de superficie se verifica una tendencia al ascenso de los valores estivales lo que cabe relacionar con la menor presencia de la nieve en los suelos. No obstante, las respectivas rectas de regresión son poco expresivas, presentando coeficientes de determinación bajos. Esto es debido, 1) a la corta duración de la serie analizada (14 años hidrológicos), por lo menos en términos climáticos, y 2) a la elevada variabilidad encontrada en el comportamiento de las dos variables analizadas. De ser posible poder incorporar más datos al estudio el significado de los coeficientes de determinación deberían mostrarse más consistentes e ilustrativos de posibles escenarios futuros.

El análisis de la cubierta nival y de las temperaturas de superficie terrestre de las cumbres de Sierra Nevada permite también poner en evidencia la fuerte interdependencia de ambas variables, además del importante papel en el desarrollo de los procesos y morfodinámica periglacial detectada en el interior del circo glaciar del Veleta, lo que contribuye a explicar mejor la actual degradación de sus hielos glaciares relictos y *permafrost* subyacentes.

Los resultados logrados en la presente tesis han mostrado la validez y fiabilidad del uso de las técnicas de teledetección en la cartografía del manto nival y de la TST en Sierra Nevada, lo que ha supuesto aportar datos de gran interés de orden disciplinar, sobre todo para aquellas ciencias dedicadas al conocimiento de los sistemas de montaña y su evolución, así como para la mejor gestión de los paisajes y sus recursos naturales.

INDICE

1. Introducción	1
1.1. La cubierta nival y la temperatura de la superficie terrestre	3
1.2. Las ventajas del uso de la teledetección	3
1.3. ¿Por qué estudiar nieve y temperaturas superficiales en Sierra Nevada?	4
1.4. Hipótesis de partida y objetivos	6
1.5. Metodología, material de estudio y procedimientos	7
1.6. Estructura de la tesis	7
2. Área de estudio	11
2.1. Contexto geográfico de Sierra Nevada	13
2.2. Contexto geológico y geomorfológico	14
2.2.1. Morfogénesis glaciar y periglacial de Sierra Nevada	16
2.2.2. Corral del Veleta: un enclave singular	19
2.3. Hidrografía	21
2.4. El clima	23
2.5. Biogeografía	27
3. Principios básicos de teledetección	31
3.1. La radiación y el espectro electromagnético	33
3.2. Atmósfera y radiación	34
3.3. Interacciones de las superficies y la radiación	36
3.4. Las firmas espectrales de la vegetación, agua, suelo y nieve	37

4. Procesamiento general de los datos de teledetección y de campo	41
4.1. Datos de Teledetección	43
4.1.1. Imágenes Landsat TM 5 y ETM+ 7	44
4.1.1.1. Adquisición e importación	44
4.1.1.2. Selección de las imágenes	45
4.1.1.3. Características de los satélites Landsat 5 TM y 7 ETM+	45
4.1.1.4. Formatos y niveles de procesado de las imágenes Landsat	48
4.1.1.5. Corrección geométrica	49
4.1.1.6. Corrección radiométrica	49
• Conversión de los DN a Radiancias y a Reflectividades	51
4.1.2. Imágenes Terra MODIS	53
4.1.2.1. Adquisición e importación	53
4.1.2.2. Características técnicas de Terra MODIS	53
4.1.2.3. Corrección geométrica	55
4.1.3. Comparación entre Landsat y MODIS	55
4.2. Datos de campo	55
4.2.1. Temperatura del aire y Precipitación	56
4.2.2. Temperatura de superficie – <i>Thermochrons</i>	56
4.2.3. Temperatura del subsuelo	57
5. Delimitación de la cubierta nival	59
5.1. Estado de la cuestión	61
5.2. Aspectos que afectan la delimitación de la nieve	68
5.2.1. La nubosidad	68
5.2.2. La vegetación	69
5.2.3. Las sombras topográficas	69

5.2.4. El tamaño del píxel analizado	70
5.2.5. Las dimensiones de la cubierta nival	71
5.2.6. Las propiedades de la nieve	71
5.3. Delimitación de la cubierta nival: Selección de los métodos	72
5.4. Delimitación de la cubierta nival: Comparación de los métodos	74
5.5. Ajustes de los métodos	77
5.5.1. Ajustes para las imágenes de verano	80
5.5.2. Ajustes para las imágenes de invierno	82
5.6. Resultados	85
5.6.1. Caracterización nival anual	86
5.6.1.1. Distribución anual de la nieve en Sierra Nevada	92
5.6.1.2. Frecuencia de la nieve por píxel	94
5.6.2. Caracterización nival estacional y tendencias	98
5.6.3. Dinámica nival mensual	104
5.7. Discusión de los resultados	112
5.7.1. Precipitación y temperatura del aire en Granada	116
5.7.2. Temperatura del aire en el Albergue Universitario (2505 m)	126
5.7.3. La Oscilación del Atlántico Norte (NAO)	132
5.7.4. Consideraciones finales	134
6. Determinación de la Temperatura de la Superficie Terrestre (TST)	137
6.1. Estado de la cuestión	139
6.2. El cálculo de la temperatura de superficie terrestre y parámetros asociados	145
6.3. Cálculo y corrección atmosférica de la TST: selección del método	152
6.3.1. Algoritmo monocanal de Qin <i>et al.</i> , (2001)	153
6.3.2. Calculadora <i>web-based</i> de Barsi <i>et al.</i> , (2005)	154

6.3.3. Optimización del cálculo de la TST: Cristóbal <i>et al.</i> , (2009a)	157
6.4. Resultados y Discusión	159
6.4.1. Comparación de la TST satelital con medidas de <i>Thermochron in-situ</i>	159
6.4.2. Relaciones entre la TST obtenida por teledetección y los datos de campo	163
6.4.3. Caracterización térmica de Sierra Nevada	168
6.4.4. Tendencias y comportamiento térmico estacional de las cumbres occidentales de Sierra Nevada	182
6.4.5. Temperatura de superficie, Cubierta Nival y Dinámica Periglacial	202
7. Conclusiones	207
BIBLIOGRAFÍA	217
ANEXOS	247
LISTA DE ACRÓNIMOS	257

1 INTRODUCCIÓN

1.1. La cubierta nival y la temperatura de la superficie terrestre

La nieve es una de las cubiertas más dinámicas de la superficie terrestre. Esta evidencia se apoya en el hecho de que la extensión de la cubierta nival para una determinada área puede variar considerablemente intra e interanualmente, lo que conlleva al desarrollo de procesos con repercusiones diferenciadas en el sistema natural. Análisis basados en datos satelitales indican que la extensión anual de la cubierta nival en el hemisferio norte ha decrecido un 10% desde 1966, debido, principalmente, a la fusión temprana de la nieve en primavera (Hall y Foster, 2007a).

La presencia de la nieve está relacionada con múltiples dinámicas y procesos en la superficie terrestre. Por ejemplo, en áreas de montaña asume un papel crucial en el almacenamiento de agua que posteriormente es liberada durante el periodo de fusión. La nieve también presenta un efecto regulador en el balance radiativo de la superficie, ya que su elevado albedo limita la absorción de energía por parte del suelo, reflejando gran parte de la radiación incidente. Por ello, una disminución de la extensión de nieve supone un incremento de la radiación absorbida y, consecuentemente, un aumento de la temperatura de la superficie terrestre (TST o LST, *Land Surface Temperature*, en la nomenclatura internacional). La extensa literatura existente sobre esta cuestión puntualiza algunos de los impactos asociados al incremento de las TST. Los que más inquietan a la comunidad científica son: a) la disminución o desaparición del *permafrost* en regiones de tundra, subpolares y de montaña; b) la consecuente liberación de carbono hacia la atmósfera; c) la inestabilidad de laderas en dominios montañosos periglaciares, en particular en montañas de latitudes medias por la degradación del *permafrost*; d) el avance de las regiones desérticas y de los incendios forestales.

1.2. Las ventajas del uso de la teledetección

La comunidad científica es bastante unánime sobre la importancia que actualmente representa la teledetección en el seguimiento de los procesos que ocurren en la superficie de la Tierra. Esto se debe a la elevada capacidad que los satélites ofrecen en capturar áreas extensas del planeta con una resolución temporal entre semi-horaria y unos 21 días (Jiménez-Muñoz, 2005, King *et al.*, 2007, Hall *et al.*, 2008b, Chuvieco, 2008, Cristóbal, 2009a). Además, la teledetección posibilita el estudio continuado de áreas remotas como las regiones polares, desérticas, montañosas, que presentan numerosos problemas a la hora de recoger datos instrumentales (Rott, 1994, Bindschadler, *et al.*, 2001, Herrero, 2007, Cea *et al.*, 2007a). La distribución de estaciones meteorológicas en estos ámbitos suele ser más escasa y su mantenimiento requiere una laboriosa logística. Herrero, (2007) remarca en su tesis doctoral

ese mismo problema para Sierra Nevada, resultando muy visible, sobre todo, en áreas de cumbres, donde es difícil disponer de series largas de datos climáticos continuos a partir de instrumentación fiable.

A pesar de eso, algunos grupos de investigación vienen obteniendo datos en áreas muy concretas, a partir de sensores automáticos y de registro continuo instalados *in-situ*. No obstante, la interpolación de los fenómenos a áreas más extensas queda limitada y siempre envuelve un cierto nivel de incertidumbres. Cea *et al.*, (2007a) señalan que la interpolación de datos puntuales tomados durante campañas de campo, no suele proporcionar una cobertura espacial y temporal de suficiente detalle y calidad. De esta manera, sigue aumentando el número de investigadores que mediante el uso de imágenes de satélite estudian la dinámica de nuestro planeta a diferentes escalas espaciales y temporales, por ejemplo, Macías y Solé (1988), Alonso y Moreno (1996), Martínez y Caselles, (2004), Maestro y Recio (2004), Cea y Cristóbal (2005, 2007a, 2007b), Bindschadler *et al.*, (2001, 2008), McFadden *et al.*, (2011), Jiménez-Muñoz *et al.*, (2009, 2010, 2014), Cristóbal *et al.* (2004, 2011, 2013), Pons *et al.*, (2012, 2014), Winsvold *et al.*, (2014), Hall *et al.*, (2004, 2010, 2014), Kääb *et al.*, (2014, 2015), Tedesco *et al.*, (2016).

1.3. ¿Por qué estudiar nieve y temperaturas superficiales en Sierra Nevada?

Un aspecto común en a la mayoría de los estudios sobre la extensión y temporalidad de la cubierta nival y temperaturas de superficie, es que en cierta medida se contextualizan, o por los menos abordan, la temática de la variabilidad climática actual. Es cierto que sus efectos son evidentes, pero estos se manifiestan de diferentes formas y con una eficacia desigual según qué lugar se trate.

Las últimas aportaciones sobre el cambio climático presentadas en el Informe síntesis del IPCC (2014) insisten en muchos de los aspectos ya divulgados en los informes anteriores, pero ahora sostenidos en datos más recientes (Fig. 1.1 y 1.2, en anexo). No se pretende ahora desarrollar las causas y consecuencias de la actual variabilidad climática, pero si recordar algunas de las premisas más importantes de este último Informe síntesis del IPCC (2014). Este expone que: *“el calentamiento del sistema climático es inequívoco y desde la década de los 50, muchos de los cambios observados no tienen precedentes. La atmósfera y el océano viene calentándose, la cantidad de nieve y hielo se ha reducido y el nivel del mar ha subido. La influencia humana en el sistema climático es visible, y las emisiones antropogénicas de los gases con efecto invernadero son los más elevados de la historia. Los recientes cambios climáticos vienen teniendo impactos en los sistemas humanos y naturales.”* *“En muchas regiones el cambio en el régimen de la precipitación o en la fusión de la nieve y hielo están*

alterando los sistemas hídricos, afectando los recursos hídricos en términos de cantidad y calidad (mc¹)” (IPCC-SR, 2014, pp. 40 y 51).

Tras un análisis de la literatura existente y ante el contexto climático actual de Sierra Nevada, caracterizado durante las últimas décadas por la menor permanencia de la nieve (Zamora *et al.*, 2015), resulta interesante y necesario estudiar el comportamiento temporal de la nieve y de las temperaturas superficiales, pues no solo constituyen elementos clave en el desarrollo de los procesos periglaciares que ocurren en las cumbres de la montaña, sino también en la comprensión de la dinámica y estructura de sus ecosistemas. En este sentido, Sierra Nevada por su situación latitudinal en la región mediterránea, resulta muy sensible a los efectos de la variabilidad climática con apreciables cambios en su paisaje.

El macizo de Sierra Nevada, situado en el sureste de España, constituye el conjunto montañoso más elevado de la Península Ibérica y el más meridional de Europa (37° N, 3° W). Por sus considerables altitudes, superiores a 3000 m, fue afectado por las variaciones paleoclimáticas del cuaternario, que marcaron notablemente sus relieves de cumbres. Además, durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH), algunos enclaves fueron morfológicamente retocados por la formación de un dominio periglacial que incluyó pequeños focos glaciares que han venido persistiendo hasta tiempos recientes. Actualmente, los procesos periglaciares activos y los modelados asociados que se observan en las cumbres de la Sierra, por encima de los 2650-2700 m (crioclastia, crioturbación, gelifluxión, glaciares rocosos, morrenas de nevé, lóbulos de solifluxión, figuras geométricas, etc.), exhiben una relación de dependencia estrecha con las condiciones climáticas, en particular con la presencia/ausencia de nieve, aguas de fusión, hielo en el suelo, régimen térmico, viento, etc. (Gómez Ortiz *et al.*, 2002b). Las condiciones climáticas descritas supeditan también otros procesos participantes en la dinámica y evolución de los sistemas naturales de cumbres, tanto biogeográficos y edáficos como hidrológicos, lo que en su conjunto demanda disponer de más información precisa de los parámetros implicados, entre los que la nieve y la temperatura del suelo y de las superficies resultan determinantes.

De este modo, la realización de una cartografía térmica superficial en Sierra Nevada interesa, principalmente, por la influencia que la radiación incidente ejerce sobre la distribución espacial de la cubierta nival que, además, presenta una clara disimetría entre las vertientes norte y sur de la montaña. A su vez, la elaboración de una cartografía nival también se considera de suma importancia, tanto para la evaluación de zonas de inestabilidad de laderas en la zona de cumbres, como para la mejor gestión de los recursos hídricos disponibles para

¹ mc – *médium confidence*. Nivel de confianza medio, (IPCC-SR 2014).

las poblaciones locales y para el desarrollo de sus actividades. Sobre todo, cuando se trata de regiones del mediterráneo donde la aridez suele ser con frecuencia un factor limitante. Por ello, la modelización adecuada de la dinámica nival a diferentes escalas temporales es necesaria para la mejor planificación de los recursos hídricos en las cuencas mediterráneas, ya que la fusión de la nieve es el principal aporte de los acuíferos y sistemas fluviales durante la primavera y verano (Herrero *et al.*, 2009; Millares *et al.*, 2014).

1.4. Hipótesis de partida y objetivos

De este modo, en esta tesis se aborda la relación que se establece entre el manto nival y la temperatura de superficie terrestre, así como la evolución anual y estacional de cada una de las dos variables en el ámbito de Sierra Nevada. El periodo de estudio comprende 14 años hidrológicos entre 2000-2014 para el análisis de la cubierta nival y 10 años hidrológicos entre 2000-2010 para el caso de la temperatura de superficie. Y el estudio de estas dos variables asienta en el análisis de datos satelitales.

A continuación se definen las hipótesis de partida de este trabajo de investigación que tiene como objetivo principal el estudio de la dinámica temporal de la nieve y de la TST en Sierra Nevada a través del uso de la teledetección. Para eso se plantean dos hipótesis de partida:

- El comportamiento de la cubierta nival y de la temperatura de superficie en Sierra Nevada está afectado por la reciente variabilidad climática.
- El análisis de una serie de datos de 14 años hidrológicos a partir de imágenes de satélite Landsat pueden ilustrar la sensibilidad de estos dos parámetros (nieve y TST) a la variabilidad climática actual.

Con el propósito de desarrollar y valorar el significado de estas hipótesis de partida de carácter general, se plantean los siguientes objetivos específicos:

- ❖ Analizando los resultados a diferentes escalas espaciales y temporales, determinar si los periodos de estudio muestran tendencias evolutivas en el comportamiento nival y en el régimen térmico actual de las superficies en Sierra Nevada.
- ❖ Si se identifican tendencias, verificar si existe una relación entre la cubierta nival, la temperatura de superficie y la información de campo disponible.
- ❖ Confirmar la relación de interdependencia entre la temperatura de superficie y la presencia de la nieve.
- ❖ Razonar de qué modo la cubierta nival y las TST han estado vinculadas y siguen condicionando la actual dinámica periglacial en las cumbres de Sierra Nevada.

- ❖ Evaluar la validez de la información obtenida a partir de las imágenes de satélite, y del tratamiento sistemático de los datos.

1.5. Metodología, material de estudio y procedimientos

La metodología que se aborda en la tesis centra atención preferente en el procesamiento y análisis de imágenes de satélite, Landsat 5 TM y Landsat 7 ETM+, suministradas por la NASA y por el USGS (162 imágenes - 2000-2014). Para esa finalidad, se han utilizado, herramientas como Sistemas de Información Geográfica (SIG) y métodos empleados en teledetección para el tratamiento digital de las respectivas imágenes así como para generar la cartografía final. Inicialmente han sido analizados métodos de forma experimental, para un año hidrológico, del verano de 2007 al de 2008.

Para la delimitación de la cubierta nival se han comparado diferentes métodos que se describen sucintamente en Maestro y Recio (2004). Estos autores han usado tres procedimientos distintos para evaluar la superficie cubierta por los glaciares en el Pirineo axial aragonés y que nosotros hemos acomodado a Sierra Nevada (Santos *et al.*, 2010a). El primero método, tratase de un cociente entre la bandas 4 y 5 de Landsat definido por Hall *et al.*, (1987), denominándose R_{45} (*ratio*). El segundo, propuesto Rott, (1994), es similar pero usa a las bandas 3 y 5 en el cálculo del R_{35} . El último método, inicialmente propuesto por Dozier, (1989), es un índice normalizado de nieve, denominado **NDSI** (*Normalized Difference Snow Index*) desarrollado en el ámbito del proyecto MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*).

Con respecto a la determinación de las TST, también se han seguido tres métodos. El primero método, es un algoritmo monocanal presentado por Qin *et al.*, (2001 y 2002), habiendo sido usado inicialmente en imágenes NOAA-AVHRR y posteriormente en imágenes Landsat en la región del Sinai. El segundo, es un método propuesto por Barsi, *et al.*, (2003a, 2005), tratase de una herramienta *online* empleada en la corrección atmosférica de a banda térmica de Landsat y respectivo cálculo de las TST. Por último, se ha aplicado el método propuesto inicialmente por Jiménez-Muñoz y Sobrino (2003) y su versión mejorada propuesta por Cristóbal *et al.*, (2009a).

1.6. Estructura y contenido de la tesis

La redacción de la tesis que se presenta a continuación se encuentra estructurada en siete capítulos, un apartado bibliográfico y un de anexos. El capítulo 1, que se desarrolla en esta introducción se enuncia el tema de estudio, las respectivas hipótesis de partida, los objetivos

a dilucidar, los métodos, los materiales de estudio y las técnicas usadas para dar respuestas a las cuestiones planteadas.

Posteriormente, en el capítulo 2, se contextualiza geográficamente Sierra Nevada. Además de su encuadre a nivel climático, geomorfológico, hidrológico, etc. también se incluye una referencia sobre las huellas glaciares históricas de Sierra Nevada, con la finalidad de resaltar el cometido de la nieve en el desarrollo de los procesos periglaciares y dinámica de los ecosistemas de cumbres.

En el capítulo 3 se presentan algunos principios básicos de teledetección. No se pretende hacer una presentación extensiva del tema solo presentar algunos de los aspectos esenciales para la mejor comprensión de las características de las imágenes de satélite usadas, la metodología empleada así como los resultados obtenidos en la presente tesis.

Posteriormente, en el capítulo 4 (Fig. 1.3) se describen de forma general la tipología de los datos usados (de satélite y de campo), su procesamiento y metodología aplicada para la adquisición e importación de las imágenes de satélite (Landsat y Aqua/Terra MODIS).

En los capítulos 5 y 6 se profundiza la metodología específica adoptada para la delimitación de la cubierta nival y para el cálculo de las temperaturas de superficie terrestre (TST), respectivamente, y sus respectivos análisis. En el caso de las TST se hace una comparación con los datos térmicos de campo (las temperaturas del aire y del subsuelo) y se analiza su posible relación con la dinámica periglacial de cumbres.

Las consideraciones finales de este trabajo de investigación se exponen en el capítulo 7. Se reúnen las principales consideraciones acerca de los resultados obtenidos, resaltándose la validez de las metodologías aplicadas, sus limitaciones y la posibilidad de mejorarlas. A su vez, se sintetizan los resultados más relevantes de la cubierta nival y TST derivados del análisis de las imágenes de satélite y se analiza su posible relación con la actual variabilidad climática.

Con respecto a la dinámica periglacial de las cumbres de la Sierra, se abordará como ejemplo, el caso del circo glaciar del Veleta, por ser el reducto que mayor interés científico viene despertando en el conjunto de Sierra Nevada, y que constituye un ámbito de estudio desde la década de 90, (García-Navarro, 1996; Gómez Ortiz *et al.*, 1999, 2006, 2013, 2015; Palacios *et al.*, 2000, 2001; Sanjosé *et al.*, 2007a y 2007b, 2012b; Salvador Franch *et al.*, 2010b, 2012, 2015; Salvà *et al.*, 2010; Tanarro *et al.*, 2010, 2012; Oliva, *et al.*, 2010, 2015; Santos *et al.*, 2010a, 2010b, 2012).

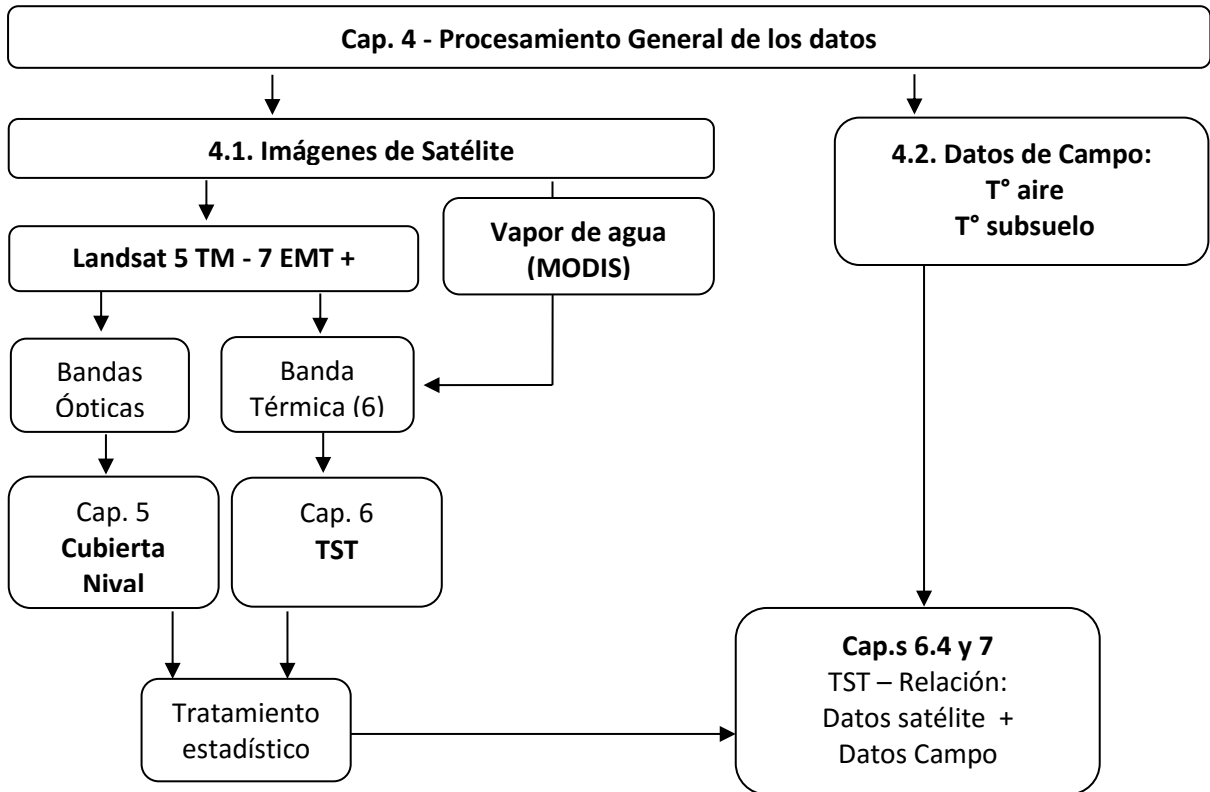


Fig. 1.3 - Esquema estructural de la tesis

2. ÁREA DE ESTUDIO

2.1. Contexto geográfico de Sierra Nevada

Entre las montañas de la Península Ibérica que superan los 3000 m, Sierra Nevada es el macizo más elevado y meridional, situándose a 37° norte, y a 3° oeste (Fig. 2.1). Forma parte de las Cordilleras Béticas, compuestas por distintos conjuntos montañosos. Orográficamente Sierra Nevada está constituida por una unidad morfoestructural bien delimitada respecto a las serranías colindantes. Como se puede observar en la figura 2.2, al norte están presentes las Sierras Arana y la de Baza-Filábres y al sur las Sierras Lújar, Contraviesa y la de Gádor. De todas ellas, Sierra Nevada es la que presenta mayor volumen y altitud y se aísla de las demás por diferentes valles y depresiones. Al oeste, las grandes depresiones de Granada y el valle de Lecrín; al norte, la depresión de Guadix-Baza y la del río Nacimiento, mientras que al sur, se diferencia a través de los cauces del Guadalfeo y del Andarax (Gómez Ortiz, 2004).



Fig. 2.1 - Mosaico de la Península Ibérica formado a partir de imágenes del satélite Landsat 7 ETM+ (entre 1999 y 2002). **Fuente:** *Unearthed Outdoors* en, DEA100 – Datos Espaciales de Andalucía, Sistema Cartográfico de Andalucía CD; **Fig. 2.2** - Mapa de relieve de las Cordilleras Béticas Andaluzas (modificado). **Fuente:** CD - Datos Ambientales: Clima (2009), REDIAM, Junta de Andalucía.

La Sierra presenta una orientación predominante W-E y se prolonga a lo largo de más de 90 km, entre las ciudades de Granada y Almería. Su anchura es irregular, variando entre los 30 km a poniente y los 15 km a levante, y dista del mar Mediterráneo menos de 40 km.

Las altitudes máximas de este macizo andaluz se encuentran sobre todo en su sector occidental (puntos negros en el mapa) y se disponen de suroeste a nordeste, empezando por el Cerro del Caballo con 3013 m, siguiendo, el Picacho del Veleta (V) con 3398 m, el Mulhacén (M) con 3482 m, constituyendo el lugar más elevado de toda la Sierra y de la Península Ibérica, a partir del cual el nivel de cordales cimero empieza a disminuir para nordeste hacia cotas más bajas, como Alcazaba a 3366 m, el Picón de Jérez a 3094 m, entre otros. Gradualmente, hacia levante, las cotas no superan los 3000 m, sobresaliendo el Cerro de Trevélez a 2878 m, aún dentro del área glaciar de la Sierra. En este trabajo de

investigación se dará mayor énfasis al análisis de las áreas de cumbres, aunque puntualmente se aborden también las cotas más bajas.

El conocimiento científico y cultural que se viene adquiriendo sobre la Sierra ha puesto de relieve el valor patrimonial paisajístico de este territorio. A finales del siglo XX se reconoció la necesidad de preservar la diversidad ambiental y cultural que alberga este macizo, sobre todo, por su carácter singular y significado ecológico e histórico. La particularidad del paisaje de Sierra Nevada y sus valores patrimoniales han permitido su catalogación como Reserva de la Biosfera en 1986, Parque Natural en 1989 y posteriormente como Parque Nacional en 1999.

Ambos espacios conforman la mayor área protegida de Andalucía con una superficie superior a 170 000 ha (Gómez Ortiz *et al.*, 2010), y con un área de influencia socioeconómica que supera las 300 000 ha, (Junta de Andalucía, 2014). A partir de 2007 la administración de ambos parques pasó a ser gestionada por la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, con el propósito de unificar directrices y líneas de actuación para la protección de este territorio.

2.2. Contexto geológico y geomorfológico

Geológicamente, el área de estudio se sitúa en la Zona Interna Bética, compuesta por tres grandes unidades superpuestas tectónicamente, que son el Nevado-Filábride, el Alpujárride y el Maláguide (Sanz de Galdeano, 2002 *en*: Gómez Ortiz *et al.*, 2002b). Con respecto al sector de cumbres, entre el Cerro del Caballo y el de Trevélez, la unidad de Maláguide no se conserva, mientras que el Alpujárride aparece sutilmente en su borde occidental y está formado por diferentes materiales como filitas, mármoles calizos, dolomíticos y calcoesquistos, todos del Triásico y afectados por el metamorfismo. La restante área de cumbres corresponde al Nevado-Filábride, siendo unidad más presente en este sector; está formada esencialmente por dos mantos: el de Veleta y el del Mulhacén (Fig. 2.3).

El manto del Veleta aflora en mayor extensión en la zona de estudio, estando formado, sobre todo, por micasquistos grafitosos que presentan un gran espesor (3000 m), atribuidos al Paleozoico (Díaz Federico *et al.*, 1980 *en*: Gómez Ortiz *et al.*, 2002b), pero también existen, aunque menos abundantes, micasquistos feldespáticos y cuarcitas con un espesor total de 200 m, atribuibles al Triásico (Sanz de Galdeano, 2002 *en*: Gómez Ortiz *et al.*, 2002b). El manto del Mulhacén, menos presente, está formado por una alternancia de diferentes tipos de micasquistos oscuros, micasquistos claros dorados, micasquistos con distena y estauroлита entre otros (antiguo zócalo Hercínico), así como por mármoles (Triásico). De este modo, las

rocas metamórficas (complejo de Alpujarride y Nevado-Filábride) predominan en los tramos más elevados de la Sierra y las rocas carbonatadas forman un cinturón alrededor de las metamórficas en las cotas más bajas.

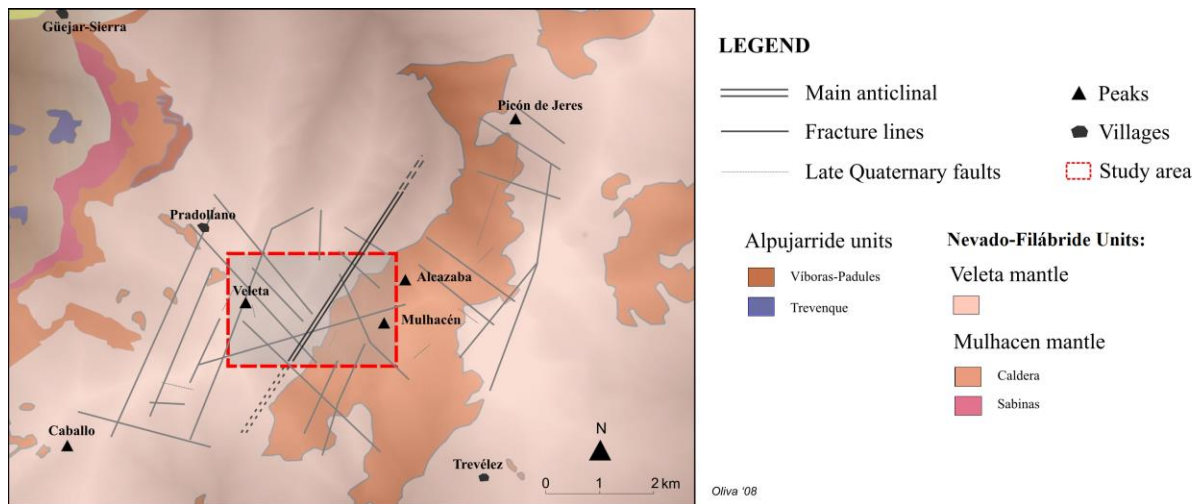


Fig. 2.3 – Esquema geológico del sector occidental de las cumbres de Sierra Nevada. Fuente: adaptado de Oliva, 2008.

Morfológicamente Sierra Nevada es una montaña joven. Su levantamiento y volumen viene construyéndose desde finales del Terciario, es decir a partir del Mioceno superior hace unos 10-11 millones de años (Sanz de Galdeano, 1999 *en*: Gómez Ortiz, 2004). Sin embargo, la estructura de la Zona Interna Bética se formó durante la orogenia alpina. Quizás las primeras deformaciones en el Nevado-Filábride se produjeron ya durante el Cretácico superior y continuaron a lo largo del Terciario (Sanz de Galdeano, 2002 *en*: Gómez Ortiz *et al.*, 2002b).

Las diferentes unidades que conforman la Sierra han pasado por diferentes episodios de cabalgamientos provocados por etapas compresivas y distensivas. Esta dinámica tectónica que habrá tenido lugar durante el Mioceno, también envolvió procesos de cizallamiento. Litológicamente el substrato se encuentra bastante tectonizado debido a los importantes contactos mecánicos y dislocaciones. Durante la formación de las estructuras mencionadas no se crearon relieves importantes en Sierra Nevada, como lo prueba la existencia de materiales marinos del Mioceno Superior a 1830 m de altura (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1999 *en*: Gómez Ortiz *et al.*, 2006). Se puede, por lo tanto, asumir que el levantamiento principal de la Sierra ocurre durante y posteriormente al Mioceno superior, dándose una vigorosa formación del relieve de Sierra Nevada acompañado por un encajamiento de la red fluvial, especialmente en los sectores occidentales y norte de la Sierra (Sanz de Galdeano, 1998; Sanz de Galdeano y López Garrido, 1999; Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004; *en*: Gómez Ortiz *et al.*, 2006).

2.2.1. Morfogénesis glaciar y periglacial de Sierra Nevada

En su conjunto, la Sierra se estructura en forma de un branquianticlinal inclinado hacia el norte. Las áreas más bajas de la Sierra presentan un relieve suave, mientras que por encima de los 2500 m de altitud el relieve resulta más imponente y semejante a la morfología glacial alpina, sobre todo, en la mitad occidental (Gómez Ortiz, 2004). Es evidente que por encima de los 2500 m de altitud fue el glaciario cuaternario el evento que más ha contribuido en la formación del tipo de modelado que hoy caracteriza las cumbres de este macizo (Fig. 2.4).

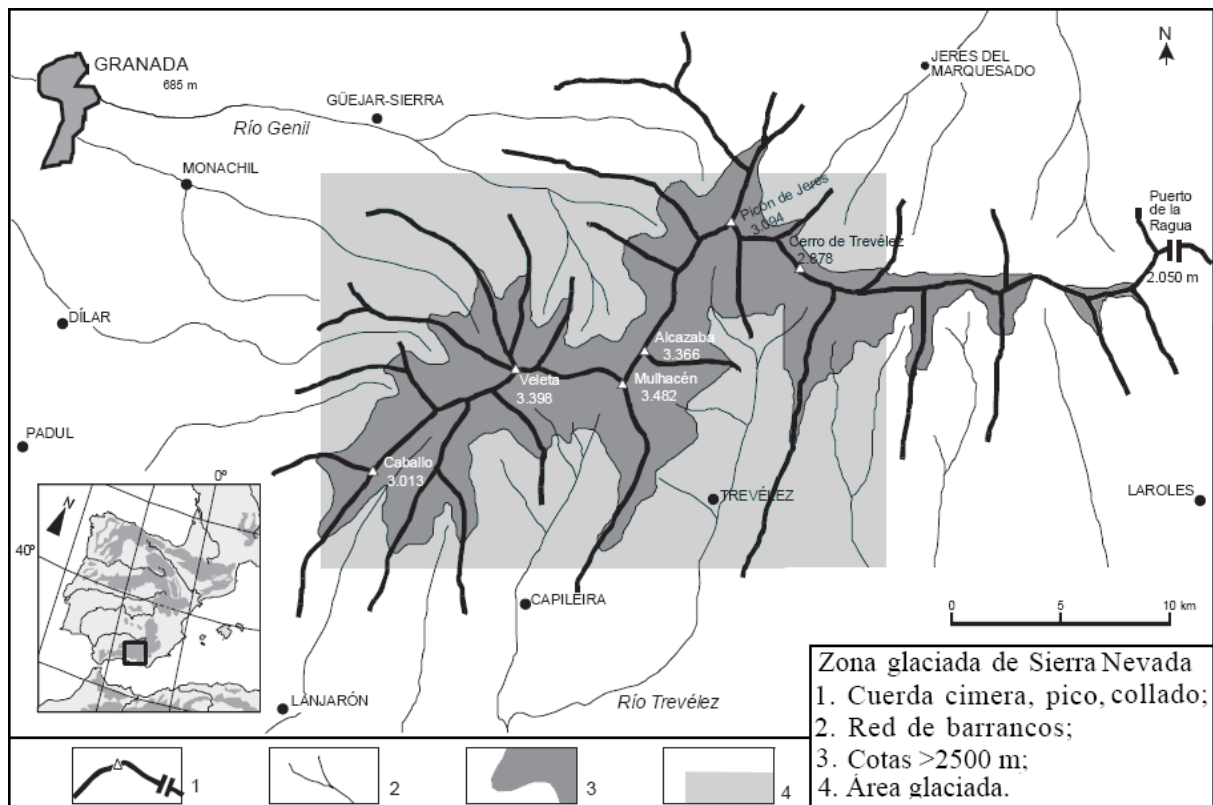


Fig. 2.4 - Zona glaciada de Sierra Nevada. Fuente: Gómez Ortiz *et al.*, 2006.

El desarrollo de glaciares constituye la expresión más importante derivada de la variabilidad climática cuaternaria ($\pm 1.8 - 2$ Ma). Este acontecimiento asume mayor relevancia tratándose de montañas de latitudes medias, como Sierra Nevada situada en el sur de la Península Ibérica, pues si no fuera por su considerable altitud, el glaciario en este ámbito geográfico no hubiera sido posible. Los glaciares de Sierra Nevada quedaron recluidos en las cumbres y encerrados en sus valles. Fue un glaciario de montañas semiáridas muy subordinado a la baja latitud de la Sierra y a su proximidad al Mediterráneo. La Sierra albergó el foco glaciario más meridional del conjunto de las montañas centroeuropeas (Gómez Ortiz *et al.*, 2008a).

Según recientes análisis sedimentológicos lacustres (Oliva, 2008), análisis morfológicos tanto de formas erosivas como deposicionales (Gómez Ortiz *et al.*, 2002b y 2006), y dataciones a

partir del isótopo cosmogénico (^{36}Cl) (Palade *et al.*, 2011) se comprobó que Sierra Nevada debió estar afectada por más de una glaciación, siendo de la última, la de *Würm* (o *LGM - Last Glacial Maximum*), de la que se dispone más información. Las pulsaciones frías y húmedas del LGM se caracterizaban por profundas depresiones que asolaban la Península Ibérica y que, juntamente con temperaturas más bajas, aumentaban la precipitación nival en la serranía ibérica (Oliva, 2008). El límite de las nieves perpetuas en Sierra Nevada pudo haber quedado instalado en los 2300-2400 m en la vertiente norte y en los 2400-2500 m en la vertiente sur (Gómez Ortiz *et al.*, 2006). Altitudes muy altas en comparación con otras montañas de la Península Ibérica: *Serra da Estrela* (Portugal), en los 1400-1500 m; Sierra de Guadarrama, en los 2000-2500 m; Picos de Europa, en los 1400-1500 m (Gómez Larena, 1948); Pirineo francés, en los 1200-1600 m (Kopp, 1965); Pirineo oriental (Macizo de la Tossa Plana), en los 2100 m (Gómez Ortiz, 1979).

La transición entre el LGM y el Holoceno supuso una recuperación térmica, el retroceso de las masas heladas y el restablecimiento de la circulación termohalina en el Atlántico Norte dando lugar al actual periodo interglaciar, el Holoceno (Oliva, 2008). El autor señala que Sierra Nevada se sitúa en la frontera climática entre el clima temperado y el subtropical, mostrando una elevada sensibilidad a las fluctuaciones climáticas. Esto juntamente con los cambios referidos anteriormente sugieren una rápida deglaciación del macizo, en escasos milenios, ocurriendo una adaptación de los procesos geomórficos al incremento térmico.

Una vez entrado el Holoceno los procesos glaciares del Tardiglacial han dado lugar a la dinámica periglacial. La eficacia del periglacialismo en Sierra Nevada está asociado en parte a un sustrato rocoso debilitado por la acción mecánica de masas heladas del Cuaternario y la reciente ausencia de hielo en los circos glaciares y valles. Además, a esta vulnerabilidad de carácter morfológico se añade la eficacia de las condiciones climáticas actuales muy propicias a la formación de ciclos de hielo y deshielo, que se comentarán adelante. Actualmente el tramo altitudinal aún sometido a condiciones periglaciares se sitúa arriba de los 2600 m (vertiente norte) y los 2750 m (vertiente sur.) (Gómez Ortiz *et al.*, 2011).

Las diferencias térmicas existentes entre las vertientes norte y sur de Sierra Nevada son muy significativas, lo que junto a los flujos húmedos del Atlántico justificaron el desarrollo preferencial de los glaciares del Cuaternario en orientaciones norte y noroeste. Por ello, los glaciares desarrollados en los valles de Dílar, Monachil, Genil-Valdeinfierno/Valdecasillas fueron los que resultaron más desarrollados y favorecidos por los flujos húmedos del Atlántico, pero los situados en vertiente sur (p.e. Lanjarón y Poqueira) beneficiaron de una sobrealimentación nival por la acción de los vientos del W y NW. De los citados, el de Dílar al noroeste y el de Lanjarón al sur, fueron de los que más se prolongaron a lo largo de 7 y 8 km

de longitud, respectivamente, pudiendo haber alcanzado 10 km (Gómez Ortiz *et al.*, 2002b).

De la acción mecánica y erosiva provocada por los glaciares resultó una morfología diversificada. De una forma general, su relieve presenta disimetrías entre las vertientes sur y las expuestas al norte. Las vertientes sur presentan preferentemente formas suaves de tipo convexo, mientras que las norte exponen formas cóncavas y más accidentadas. En la sección del mapa geomorfológico de la Sierra (Fig. 2.5) se puede observar la distribución del modelado glaciar y periglacial actual del sector de cumbres más occidental de Sierra Nevada.

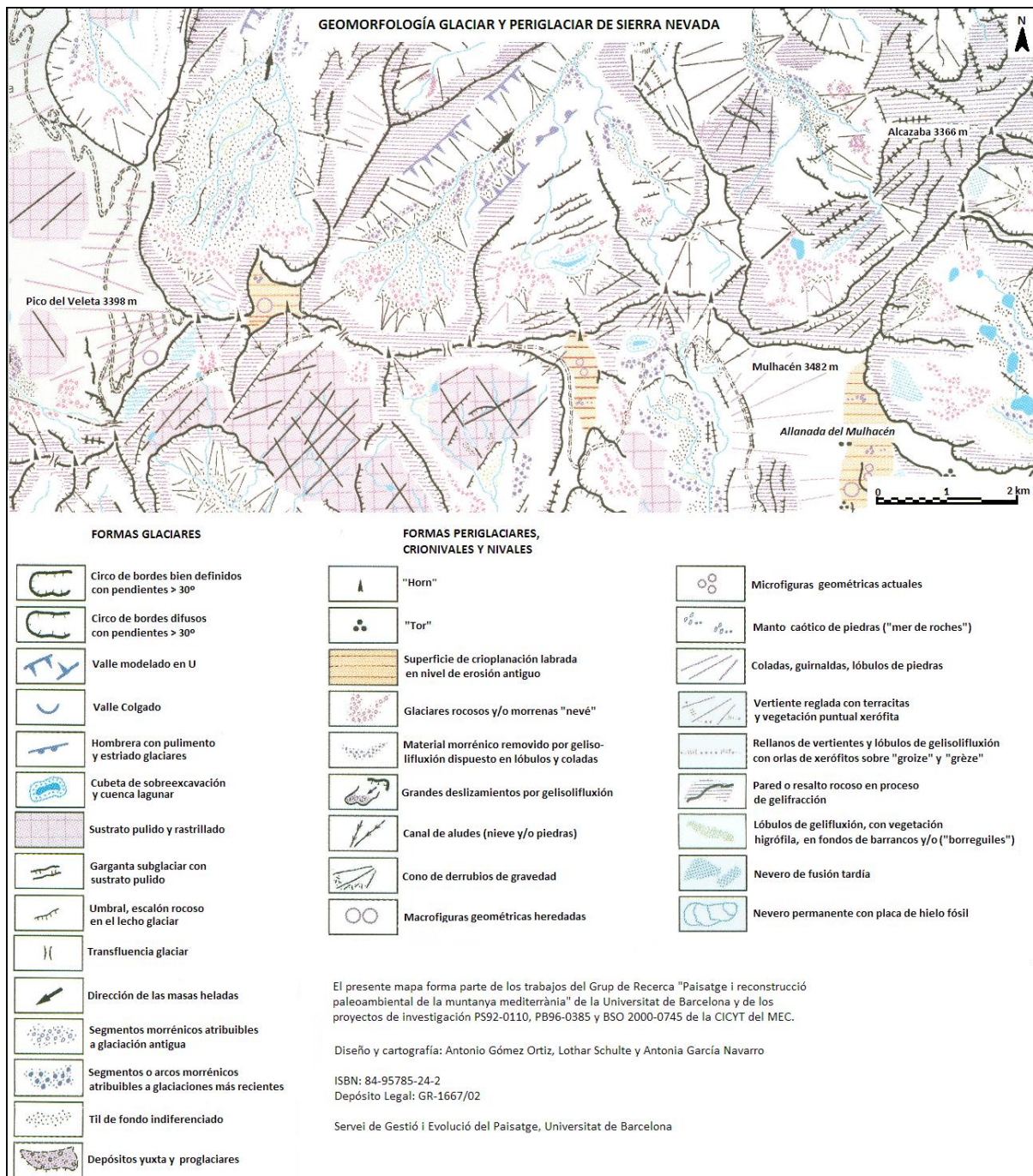


Fig. 2.5 – Sección del Mapa Geomorfológico Glaciar y Periglacial de Sierra Nevada. Fuente: adaptado de Gómez Ortiz *et al.*, (2002b)

La acción mecánica y abrasiva de las masas de hielo en movimiento así como la crioclastia fueron los principales procesos erosivos de los sectores más cimeros, formando, pináculos rocosos o puntales (*horns*), cresterías, circos glaciares, valles en U, cubetas de sobreexcavación, etc. Las planicies cimeras acaecieron terrazas de crioplanación, *Tors*, campos de figuras geométricas (suelos poligonales o estriados), etc. En las cotas inferiores, se dio lugar, preferentemente, a formas deposicionales o de acumulación, morrenas instaladas en los fondos de valle y laderas adyacentes. Actualmente es la dinámica periglacial la que sigue modelando de forma activa las cimas de la Sierra (Gómez Ortiz *et al.*, 2006). A continuación se presenta un enclave donde esta dinámica se viene estudiando con particular interés, el Corral del Veleta.

2.2.2. Corral del Veleta: un enclave singular

El Corral del Veleta, (como localmente se designa) se sitúa entre los 3050 m de altitud en la base y los 3398 m en el punto más elevado de sus paredes empinadas, el Picacho del Veleta. Este enclave, edificado en series de micasquitos feldespáticos, constituye uno de los ámbitos de estudio de mayor interés en Sierra Nevada. Forma parte de la cabecera del barranco del Guarnón (antiguo circo glaciar) y presenta una longitud (W-E) superior a los 600 m y una anchura (S-N) entre los 175 y los 250 m. Su desnivel puede alcanzar entre los 250 y 300 m. Tiene la configuración de una concavidad ovalada abierta a NW, con la base inclinada hacia el oeste y con un cordón morrénico frontolateral que aísla la cabecera del valle (Gómez Ortiz *et al.*, 2008a).

Además de sus particularidades estructurales, el antiguo circo glaciar del Veleta exhibe otros rasgos que lo tornan singular en el seno de Sierra Nevada y que justifican su elección para el desarrollo de muchos de los trabajos de investigación que se viene llevando a cabo en los últimos años. Su orientación, altitud y la existencia de una pared vertical orientada al norte, han proporcionado una eficaz protección de un foco glaciar formado durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH) (Gómez Ortiz *et al.*, 2012b y 2012c). Aunque en la actualidad no existen vestigios visibles de ese glaciar, sí persisten áreas de *permafrost* discontinuo en fase de degradación y un glaciar rocoso activo (Gómez Ortiz *et al.*, 1999, 2002a); Palacios *et al.*, 2000, 2001; Ramos *et al.*, 2001, 2002).

En el verano del año de 1995 el Corral del Veleta se presentó por primera vez completamente descubierto de nieve, permitiendo analizar de forma pormenorizada el modelado del circo (Fig. 2.6). A partir de ese momento se anunció la posible existencia de masas heladas en profundidad, atrapadas bajo clastos provenientes de las paredes del Corral. La validación de esta hipótesis fue realizada a partir de prospecciones geofísicas. En

ese momento los grupos de investigación de *Paisatge i Paleoambients de la Muntanya Mediterrània* de Universidad de Barcelona (UB) y el grupo de *Geografía Física de Alta Montaña* de la Universidad Complutense de Madrid comenzaron a trabajar conjuntamente a partir de la concesión del Proyecto Europeo PACE - "*Permafrost And Climate in Europe: climate change, mountain permafrost degradation and geotechnical hazards*" entre 1998 y 2000. El objetivo de este proyecto fue establecer una red europea de monitorización térmica de la evolución del *permafrost* en relación con el cambio climático en diferentes montañas europeas.

En 1999, se delimitó el área ocupada por este hielo fósil y *permafrost* (Gómez Ortiz *et al.*, 1999, 2006; Palacios *et al.*, 2000, 2001), y a partir de 2001 la dinámica de las masas heladas y la subsidencia de las mismas empezaron a ser monitorizadas (Gómez Ortiz *et al.*, 2008a). Estos controles se han llevado a cabo en un área experimental, que coincide con el glaciar rocoso instalado en el tercio oriental de la base. Éste tiene cerca de 129.6 m de longitud, 37.5 m de anchura y 8 m de espesor medio, ocupando una superficie en torno a 3815 m² (en 2014), (Gómez Ortiz *et al.*, 2014). El glaciar rocoso asienta sobre masas heladas relictas, que se situaban a una profundidad en torno de 120 cm (en 1999), situándose en la actualidad por debajo de los 2 m (Salvador Franch *et al.*, 2011a). Los resultados de los controles fotogramétricos y registros térmicos efectuados en el interior de la capa activa del glaciar rocoso muestran la paulatina fusión del *permafrost* y del glaciar rocoso (Sanjosé *et al.*, 2007a, 2007b, 2012b), Salvà *et al.*, 2010; Salvador Franch *et al.*, 2011a, 2015).

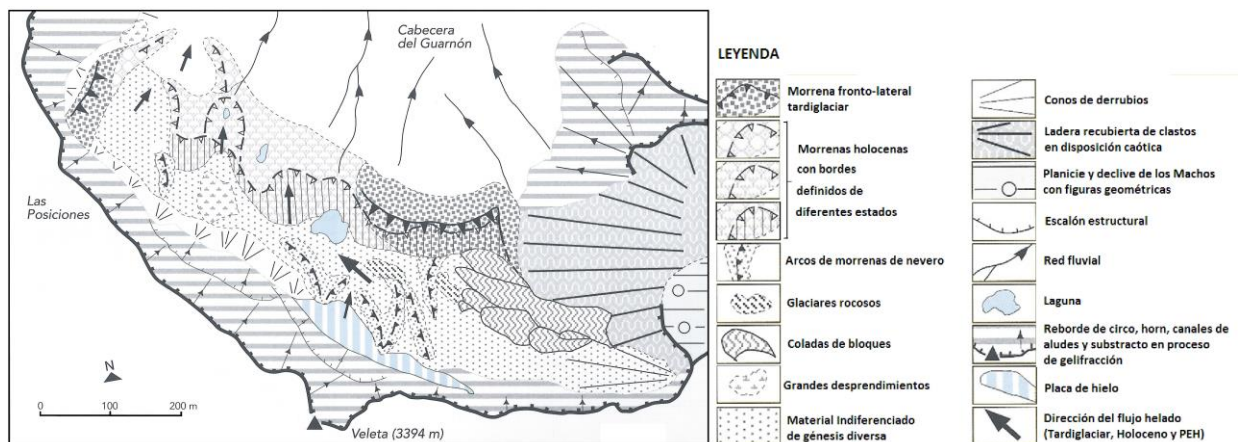


Fig. 2.6 – Corral del Veleta: Formas Periglaciares, Julio de 1995. Fuente: adaptado de Gómez Ortiz *et al.*, 2002b).

La estabilidad o degradación de estos cuerpos helados está subordinada, principalmente, a la presencia de nieve en el suelo. Es evidente que el grado de recubrimiento nival controla la capacidad de penetración de la radiación externa en el suelo, pero en su ausencia la expansión térmica interna en la capa activa resulta muy eficaz. Además, la naturaleza del sustrato rocoso de las cumbres compuesto por micasquitos oscuros favorece la absorción

de energía. Si hace algunas décadas Sierra Nevada era conocida por la permanencia de nieve en sus cumbres a lo largo de todo el año, inclusive en verano, en la actualidad, sobre todo desde de la década de 90, la presencia y distribución de la nieve resulta más irregular.

2.3. Hidrografía

La línea de cumbres de Sierra Nevada constituye la divisoria de las dos principales cuencas hidrográficas de este macizo. La cuenca del Guadalquivir orientada al norte vierte aguas al Atlántico y la cuenca Mediterránea Andaluza, orientada al sur, vierte aguas al mar Mediterráneo (Fig. 2.7). Esta divisoria se prolonga a lo largo de 45 km, desde los picos del Caballo (3015 m) hasta el Chullo (2069 m), a partir de éste, tanto la vertiente norte como sur drenan hacia el Mediterráneo (a través de la subcuenca del río Andarax) (Castillo *et al.*, 1996). A su vez, estas dos grandes unidades se subdividen en subcuencas hidrográficas correspondientes a cada uno de los sistemas fluviales que las conforman.

La red fluvial de Sierra Nevada se organiza de forma radial a partir de las cumbres más elevadas (Gómez Ortiz, 2004). De este modo, ríos como Lanjarón, Poqueira, Trévez y Andarax desaguan en el mar Mediterráneo. Mientras que los ríos Dílar, Monachil, Genil y Guadix, orientados hacia el norte, tributan sus aguas en la cuenca hidrográfica del Guadalquivir.

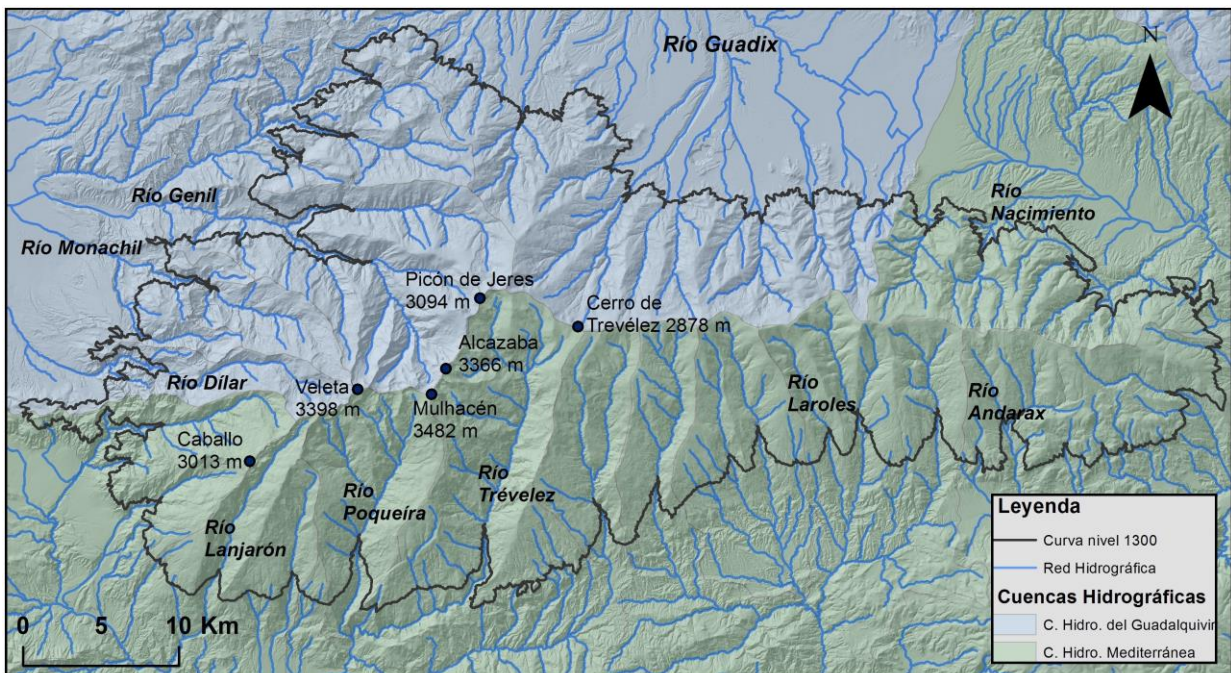


Fig. 2.7 – Cuencas hidrográficas y red fluvial de Sierra Nevada. Fuente datos: DEA100, CD

En base a criterios hidrológicos, Sierra Nevada presenta una superficie próxima a 2000 km², de los que 1300 km² pertenecen a la vertiente mediterránea y 700 km² a la atlántica. Los recursos hídricos medios drenados se han estimado en 750 hm³/año (Castillo *et al.*, 1996).

Por lo que respecta a la caracterización de los regímenes hídricos de las cuencas de la Sierra, hay un consenso en la literatura en cuanto a la deficiencia de registros de carácter pluviométrico, donde la red de estaciones existentes suele encontrarse mal repartida, sobre todo en las áreas de cumbres, y bajo insuficiente manutención. Esto afecta, especialmente, a la cuantificación y caracterización de los recursos hídricos procedentes de la fusión nival, que tanta relevancia tiene en Sierra “Nevada” (Castillo *et al.*, 1996; Herrero, 2007). No obstante, según los datos existentes, los regímenes hídricos de los ríos mencionados suelen ser bastante irregulares, característica de las áreas mediterráneas aún teniendo en cuenta la contribución particular del deshielo de la nieve de las cumbres hasta la primavera-verano.

Esta irregularidad hídrica, no solo espacial sino también temporal, tiene diferentes orígenes: por un lado, las características orográficas (altitud y orientación) de la Sierra y, por otro lado, el comportamiento del clima mediterráneo, conocido por sus rasgos pluviométricos irregulares temporalmente. Pero también, variables como la litología, la cubierta vegetal y los usos del suelo asumen un papel importante en el comportamiento hidrológico. El conjunto de todas estas características justifican las variaciones de los comportamientos hídricos de unas cuencas a las otras. Por ejemplo, las cuencas más occidentales presentan los mayores coeficientes de escorrentía de todo el macizo (60%) mientras que las orientales poseen valores del orden del 10-15%, estando esto relacionado con la disminución de la pluviometría y aumento de la evapotranspiración hacia levante (Castillo *et al.*, 1996).

Castillo *et al.*, (1996) remarca también, y con particular interés para el presente trabajo, que los ríos occidentales son marcados por un fuerte comportamiento nival, los máximos valores son los registrados en mayo, seguidos por los de junio, abril y julio. Los mínimos se registran en septiembre, seguido por agosto y diciembre (correspondiendo este último a un “estiaje invernal” impuesto por la inmovilización de la precipitación en forma de nieve). A su vez, los ríos orientales presentan regímenes menos nivales (incluso casi pluviales, como es el caso del río Nacimiento), con deshielos más leves, cortos y adelantados con respecto a los ríos occidentales. Exhiben máximos en abril y mínimos en septiembre, momento en que es frecuente el agotamiento estival de muchos de estos ríos.

Estudios realizados en los ríos occidentales (Pulido Bosch, 1980; Castillo, 1993 *en*: Castillo *et al.*, 1996) como el Genil, Monachil y Dílar cifran las aportaciones drenadas por escorrentía superficial del deshielo entre 30 y 50 % del total drenado. El deshielo es también el agente

responsable por la formación de las 74 lagunas de origen glaciar (permanentes o estacionales) existentes por toda Sierra Nevada, de donde tienen origen muchos de los ríos que fluyen por la montaña hacia cotas más bajas (Gómez Ortiz, 2004; Zamora *et al.*, 2015).

Trabajos más recientes como los presentados en Zamora *et al.*, (2015) vienen a subrayar los impactos del cambio global en los ríos y lagos de montaña de la Sierra. En este sentido, los autores mencionan que los sistemas acuáticos de la Sierra son extremadamente sensibles a los cambios ambientales y que la temperatura del agua de los ríos en 2008-09 presenta un incremento de 1.63 °C con respecto a la temperatura del agua del periodo 1984-1987. Los autores refieren que este incremento en la temperatura del agua de los ríos (correlacionada de forma significativa con la temperatura del aire, en la que también se detectó un aumento de 1,5 °C entre 1950-60 y 2000-10, Fajardo-Merlo *et al.*, 2015) suponen repercusiones de suma importancia sobre las comunidades biológicas de los ríos. Otras datos relacionados con los impactos de la actual variabilidad climática sobre los recursos hídricos hacen referencia a una disminución del caudal medio anual de los ríos bien como la pérdida de diversidad taxonómica en las lagunas de alta montaña de la Sierra.

2.4. El clima

Sierra Nevada acomoda un volumen y altitudes considerables que suponen unas condiciones climáticas diferenciadas con respecto a las tierras circundantes, aunque la compartimentación del relieve y la multiplicidad de exposiciones introducen variaciones significativas en el comportamiento termopluviométrico (Gómez Ortiz *et al.*, 2002b). Ésta acusada variabilidad, particularmente de las precipitaciones, se explica en el trabajo de Raso (2011). El autor menciona que distintos factores, zonales y azonales, condicionan el régimen de los elementos del clima de Sierra Nevada. En primer lugar, el hecho de que la Sierra está sometida a los efectos alternativos de las masas de aire de origen subtropical y templado, las cuales, a lo largo de su trayectoria modifican sus condiciones térmicas e higrométricas por influjo de las aguas atlánticas y mediterráneas. Y en segundo lugar, la orientación y el intrincado relieve resultan determinantes en la diversificación de la distribución pluviométrica en el conjunto montañoso. Mediante todos los rasgos distintivos que la caracterizan, Sierra Nevada se enmarca en el clima de alta montaña mediterránea árida.

Igual que otros autores ya mencionados en el capítulo introductorio, también Raso (2011) vuelve a remarcar que, pese a la existencia de un apreciable número de observatorios pluviométricos en el área de estudio, son pocos los que cuentan con series de datos amplias y completas, siendo muchas las que muestran excesivas lagunas y además, como es habitual en regiones montañosas, las carencias aumentan con la altitud. Al respecto, el autor hizo

una valiosa labor recopilatoria de los datos existentes provenientes de todos los observatorios pluviométricos en el área de Sierra Nevada. Inicialmente excluyó todas las series de datos que no alcanzaban un mínimo de 30 años. Las que se presentan en su trabajo cubren este requisito temporal aunque con algunas deficiencias. Posteriormente, las lagunas existentes han sido completadas tras la estimación de su valor mediante regresión en relación a otras series procedentes de puntos de observación más o menos próximos y con coeficientes de correlación favorables entre las series.

En la figura 2.8 se presentan una serie de datos termoplumiométricos referentes al periodo 1973-1977; 1984-1987 y 1990-1992, para el Albergue Universitario situado a 2505 m, con los cuales se ha elaborado el gráfico ombrotérmico de *Gausson*. Según estos datos termoplumiométricos, la precipitación media anual se fija en torno a los 775.7 mm, de los cuales 371.1 mm en forma de nieve. Si consideramos la reciente serie reconstruida de Raso (2011), la serie de datos pluviométricos entre 1960 e 2001 para el mismo observatorio, indican una precipitación media anual 754.7 mm. La diferencia en los valores presentados se supone tener origen en el periodo de análisis en cuestión, el primero referente a 19 años (con lagunas) y el segundo a 41 años. Trabajos previos (Oliva, 2008 y Gómez Ortiz *et al.*, 2010) que también consideraban periodos de análisis distintos, situaban la precipitación media anual de éste observatorio en los 702 mm y 750 mm, respectivamente, es decir, dentro del rango presentado anteriormente.

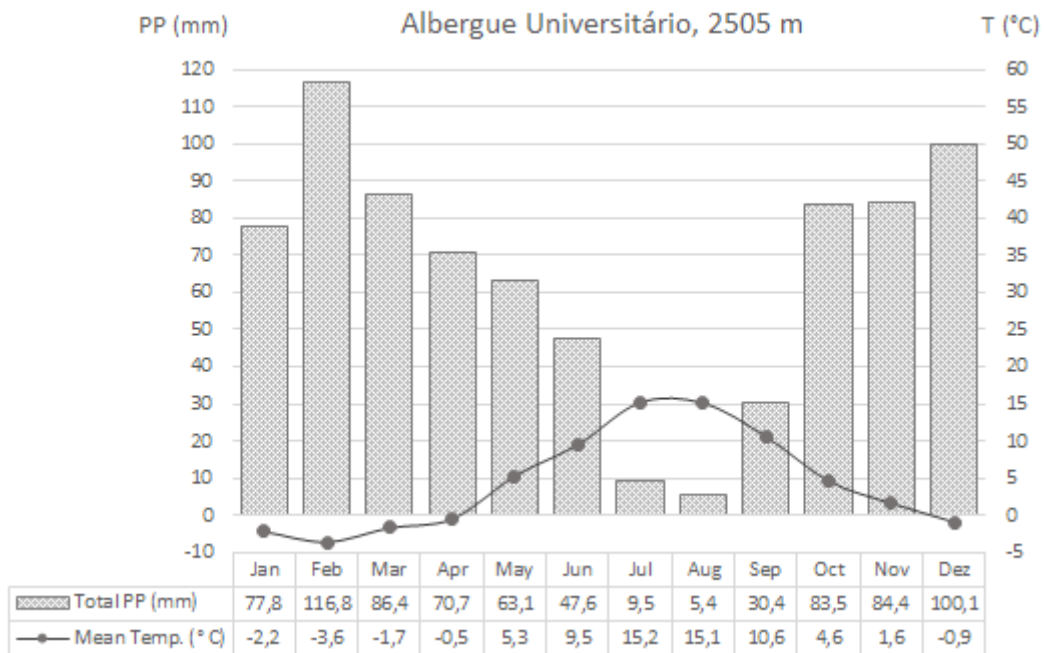


Fig. 2.8 - Gráfico Ombrotérmico de *Gausson* para el Albergue Universitario situado a 2505 metros. Periodo: 1973-1977; 1984-1987; 1990-1992. **Fuente datos:** Observatorio de Sierra Nevada (Gómez Ortiz, 2004)

Estacionalmente, Raso (2011) perfila los siguientes valores medios: primavera, 198.6 mm; verano, 49.2 mm; otoño, 209.5 mm; invierno, 297.4 mm. Por encima de los 2500 m de altitud, la precipitación cae, sobre todo, en forma de nieve, principalmente durante el periodo noviembre-abril, pero hay registros que detectan nevadas en todos los meses del año (Capel Molina, 2000). Los meses más lluviosos coinciden con los meses más fríos del invierno boreal, siendo escasa la ocurrencia de precipitación en los meses estivales, especialmente entre julio y agosto.

La distribución intraanual de las precipitaciones mensuales (Fig. 2.8), muestra que los meses más húmedos son, con bastante regularidad, diciembre y febrero, al que sigue un segundo máximo anual en marzo, octubre y noviembre. Por el contrario, los meses más secos son, generalmente, julio y agosto. El predominio de las precipitaciones sólidas se da en altitudes superiores a los 2000 m (más del 75% de las aportaciones hídricas), las cuales ocurren fundamentalmente, entre los meses de diciembre a marzo; el máximo nival, tanto en número de días como en espesor de nieve caída, se registra en febrero (Castillo *et al.*, 1996).

El reparto y distribución de las de las precipitaciones y del carácter nival de las mismas resulta irregular en términos de cota pero también en orientaciones, W-E y N-S. Castillo *et al.* (1996) y Raso (2011) se refieren a ello como el gradiente pluviométrico altitudinal. Es decir, las precipitaciones acusan variaciones más o menos importantes con la altitud y orientación de las laderas y con la procedencia de los flujos atmosféricos. Generalmente experimentan un neto incremento con la elevación del territorio (Raso, 2011).

Por lo que respecta a la temperatura del aire, suele ocurrir el opuesto, es decir un descenso de las temperaturas con la altitud. Según los datos del Albergue Universitario para el periodo considerado en la figura 2.8, la temperatura media anual a 2505 m de altitud, se situaba en los 4.4 °C. Pero a partir de finales de la década de 90 del siglo pasado los datos de este observatorio dejan de estar disponibles, posiblemente por motivos técnicos. Desde entonces, el grupo de investigación de *Paisatge i Paleoambients de la Muntanya Mediterrània* de la UB, ha instalado sensores térmicos a la misma altitud con el objetivo de dar continuidad a la serie de datos ya existente y que se vienen recogiendo desde el año hidrológico 2008-09. Según esos datos recogidos entre los años 2008-09 y 2013-14, se ha registrado una importante subida de la temperatura media anual, situándose ahora ese valor en los 5.89 °C. Con base en los datos termopluviométricos presentados en Gómez Ortiz (2004) para el periodo entre 1973 y 1992, que aquí se presentan de forma más resumida en la figura 2.8, se pueden aún observar que las temperaturas del aire máximas y mínimas extremas pueden alcanzar los 27 °C en julio y agosto y en torno a los -20 °C en diciembre, enero y febrero, respectivamente.

En altitudes superiores a los 3000 m, la temperatura media anual se sitúa en torno a los 0 °C. En términos térmicos, la vertiente norte se muestra más fría que la sur, pues dada su orientación y morfotopografía recibe menos insolación, siendo significativas las diferencias térmicas generadas entre ambas vertientes. Estas diferencias están asociadas también a otros factores como la presencia de nieve durante más de mitad del año (de noviembre a mayo), en las vertientes al norte.

Por lo que respecta a amplitudes térmicas, también es importante señalar los días de heladas y los ciclos de hielo-deshielo del suelo. Salvador Franch *et al.*, (2011a) vienen monitorizando el régimen térmico del interior del suelo desde 1998-99, con particular interés en la caracterización térmica de la capa activa en el interior del Corral del Veleta (3107 m). Con relación a los días de heladas, los autores realzan el elevado número de días de helada continua en superficie (-5 cm) contabilizando 60.9% del año, aumentando este valor paulatinamente en profundidad (88.5% a -150 cm). Además, desde final de otoño y durante invierno-primavera el congelamiento del suelo a partir de -20 cm de profundidad es permanente. También se señala en el referido trabajo la importante diferencia entre el número de ciclos de hielo-deshielo del aire y del suelo. Mientras se registran un centenar de ciclos (108) en la temperatura del aire, este valor se reduce a un tercio (32.2) en la superficie del suelo (-5 cm), lo que demuestra el distinto comportamiento térmico en ambos medios. Así como la diferente capacidad de absorción y pérdida de energía del aire y del suelo y la influencia que supone la presencia de la nieve. Por el interés que supone este asunto para el análisis de la presente tesis, se volverá a retomar en el capítulo 6.

Un último aspecto relativo al clima de Sierra Nevada que es relevante tener en cuenta es la aridez, que viene marcada, sobre todo, por la fuerte insolación que recibe en sus laderas y su posición tan meridional de la Sierra (37° N). En tal sentido señalar el predominio de la aridez a partir de mayo hasta octubre. Acerca de la aridez de la Península Ibérica, Capel Molina (1982), presenta 3 índices de aridez: el de *Lang*, el de *Martonne* y el de *Thornthwaite*. Importante mencionar que la grande mayoría de los índices de aridez son razones entre la precipitación y la temperatura de un determinado lugar, deduciendo de cierto modo la evapotranspiración potencial.

El índice de *Lang*, clasifica Sierra Nevada en el límite de la región húmeda y seca, es decir la mitad occidental de la Sierra estaría incluida en la región húmeda y la mitad situada más a oriente mostraría tendencias más áridas. El índice de *Martonne* introduce una clase intermedia correspondiente a la región semiárida. Así, Sierra Nevada se encuentra clasificada como una región húmeda aislada en una gran región clasificada como semiárida.

Finalmente, el índice de *Thornthwaite*, el más complejo (compuesto por 5 clases), y Sierra Nevada se presenta como húmeda a muy húmeda en los tramos más elevados, encontrándose envuelta en áreas semiáridas, como en el índice de *Martonne*.

Según se puede interpretar del análisis anterior, los tres autores mencionados por Capel Molina (1982) coinciden en clasificar Sierra Nevada como una área montañosa que incluye sectores húmedos y áridos, según que altitudes y orientaciones. Esta montaña mediterránea, entre otras, tiende a ser clasificada como un medio húmedo si se contemplan los valores termopluviométricos anuales, pero cuando se analiza estacionalmente o mensualmente sus altitudes y orientaciones introducen cambios significativos. Solo la estación del verano es la estación árida por excelencia, imponiendo una presencia escasa de vegetación. El resto de estaciones resulta variable en cuanto a los regímenes de precipitación y temperatura tan decisivos en la cubierta vegetal y tenencia de humedad de los suelos. Por esta razón el clima de Sierra Nevada se enmarca en clima de alta montaña mediterránea árida o semiárida.

Relativamente a las tendencias del clima en la región de Sierra Nevada, Zamora *et al.*, (2015) presentan una serie de estudios climáticos referentes a los últimos 50 años (1960-2010). Los resultados revelan una tendencia hacia la reducción de la precipitación en casi toda Sierra Nevada, más intensa en altitud, y más pronunciada en la zona occidental de la Sierra. En cuanto a la temperatura del aire, se observa una tendencia hacia el incremento de la temperatura máxima en la mayor parte de la montaña, y al igual que sucede con la precipitación, esa tendencia resulta más intensa en las cotas altas.

2.5. Biogeografía

Durante la última glaciación, ocurrieron importantes migraciones de flora y fauna desde las latitudes nórdicas hacia el sur, como consecuencia de los periodos de fríos intensos que cubrieran de hielo gran parte del hemisferio norte. Blanca *et al.*, (2001), describe estos acontecimientos en su obra "*Flora amenazada y endémica de Sierra Nevada*". Actualmente Sierra Nevada es un refugio para muchas de las especies nórdicas que durante el Cuaternario migraron hacia latitudes meridionales en busca de ambientes climáticos más templados.

Sierra Nevada por su altitud y situación meridional en el continente, permite la coexistencia de hábitats semiáridos y alpinos; pues mientras que en las zonas basales se presentan especies mediterráneas termófilas, en las cumbres muchas plantas son propias de latitudes nórdicas (Blanca *et al.*, 2001). El autor menciona también, que durante los periodos más cálidos llegaron elementos florales procedentes de las regiones esteparias del norte de

África y del suroeste asiático. A medida que las especies se fueron adaptando gradualmente a los nuevos biotopos existentes, éstas tendieron a aislarse de las demás poblaciones que colonizaran otras sierras colindantes. A veces, la diversificación fue tan importante que aparecieron barreras de aislamiento genético, formándose especies distintas. Así, pudieron originarse muchas de las especies exclusivas de Sierra Nevada (Blanca *et al.*, 2001).

De hecho, Sierra Nevada es considerada como el centro de diversidad vegetal más importante de la Región Mediterránea occidental. Hasta la actualidad se han catalogado 2100 plantas, lo que constituye el 30% de la flora española peninsular en tan solo 0.4% del territorio. Según los conocimientos actuales, más de 80 plantas vasculares son endémicas de la Sierra (*endemismos nevadenses*), y en la zona de cumbres entre el 30 y 40% de la flora es exclusiva de este macizo (Blanca *et al.*, 2001).

Sin embargo, en ambientes de montaña como Sierra Nevada el aumento de la altitud supone la persistencia de la nieve durante gran parte del año (> 8 meses), así como el aumento de la fuerza de los vientos que, en ocasiones las ráfagas son superiores a 120 km/h. Durante la estación cálida, la evapotranspiración y la insolación constituyen los elementos climáticos más representativos. Las condiciones descritas no son las más favorables para el desarrollo biológico de un revestimiento vegetal denso. Por encima de los 2500 m el porte arbóreo se reduce casi totalmente. De este modo, el paisaje en los tramos más cimeros se presenta bastante más árido que en las cotas inferiores, permitiéndose solamente el desarrollo de arbustos, pastizales crioxéricos discontinuos y pastizales hidrófilos compactos como los *borreguiles* que se desarrollan entorno de las lagunas o zonas de concentración de aguas de fusión nival. En cotas inferiores a los 2500 m los estratos vegetales están más desarrollados, tanto en términos de diversidad como de densidad.

Ante estas condiciones climáticas la cubierta vegetal que domina Sierra Nevada tiende a organizarse en altura en pisos bioclimáticos (Rivas Martínez, 1992), identificándose 5 de los 6 pisos bioclimáticos existentes en el Mediterráneo (Tabla 1). Los límites altitudinales de los pisos bioclimáticos presentados por Rivas Martínez, (1987, 1992) pueden variar según se trate de la vertiente sur o norte. En los flancos meridionales los extremos de los pisos pueden dilatarse, mientras que en los norteños pueden contraerse, debido a la menor disponibilidad en radiación solar.

Altitudes (m)	Piso Bioclimático	Especies Predominantes	Condiciones Climáticas
> 2800-2900	Crioromediterráneo	<p>Endemismos nevadenses: <i>Arenaria nevadensis</i> (Arenaria) <i>Artemisia granatensis</i> (manzanilla real - en peligro de extinción) <i>Erigeron frigidus</i> (zamárraga), <i>Viola crassiuscula</i> (violeta de la Sierra), <i>Chaenorrbium glareosum</i> (dragoncillos de la Sierra) <i>Saxifraga nevadensis</i> (romperocas de la Sierra)</p> <p>Borreguiles - pastizales de elevada cobertura: <i>Nardus Stricta</i> (cervuno)</p>	<p>Zona de cumbres</p> <p>Escasez de vegetación</p> <p>Condiciones climáticas extremas: presencia de nieve > 8 meses</p> <p>Fuerte carencia hídrica – rápida pérdida del agua de deshielo por escorrentía superficial y sublimación</p>
1800/1900 – 2800/2900	Oromediterráneo	<p>Especies de repoblación: <i>Pinus sylvestris</i> (Pino silvestre)</p> <p>Hemicriptófitos: <i>Arenaria pungens</i>, <i>Hormathophylla spinosa</i>, <i>Vella spinosa</i>, <i>Genista versicolor</i>, <i>Cystisus galioni</i>, <i>Erinacea anthyllis</i>, <i>Astragalus sempervirens</i>, <i>Bupleurum spinosum</i> (piornos) <i>Juniperus communis</i> (enebro de montaña) <i>Juniperus sabina</i> (sabina rastrera) <i>Thymus serpylloides</i> (tomillo de la sierra)</p>	<p>Alta montaña mediterránea</p> <p>Limite altitudinal de las especies arbóreas (2500/2600 m)</p> <p>Factor limitante: nieve y viento</p> <p>Corto periodo vegetativo</p>
1200/1400 – 1800/2000	Supramediterráneo	<p>Bosques caducifolios: <i>Quercus pirenaica</i> (roble melojo) <i>Sorbus aria</i> (mostajo) <i>Acer granatense</i> (arce) <i>Acer monspessulanum</i> (arce)</p> <p>Bosques de hoja perene: <i>Pinus nigra</i> (Pino negral) <i>Pinus pinaster</i> (Pino resinero)</p>	<p>Corresponde a la montaña media nevadense.</p> <p>Déficit hídrico moderado</p> <p>Factor limitante: bajas temperaturas</p>
500/600 – 1200/1400	Mesomediterráneo	<p>Bosques de hoja perene: <i>Quercus rotundifolia</i> (encina)</p>	<p>Presencia de heladas</p> <p>Sequia estival, stress hídrico, plantas xerófitas</p>
< 500/600	Termomediterráneo	<p>Especies termófilas: <i>Cytrus</i> sp. (citrinos) <i>Agave americana</i> (Pita) <i>Opuntia Picus-indica</i> (Chumbera)</p>	<p>Escasez de heladas</p> <p>Temperaturas medias elevadas</p>

Tabla. 1 – Pisos bioclimáticos presentes en Sierra Nevada. **Fuente:** Rivas Martínez, (1992) y Blanca *et al.*, (2001).

Con respecto a la zona de cumbre de la Sierra, Fernández y Molero (2011) han cartografiado detalladamente la vegetación y flora del piso crioromediterráneo de Sierra Nevada. El objetivo de su trabajo fue detectar si han habido cambios en las comunidades vegetales de las cumbres. Teniendo en cuenta que Sierra Nevada está clasificada como Parque Natural y Nacional y se encuentra bajo normativas de protección ambiental, los autores deducen que cualquier cambio observado en la vegetación debe ser resultado del predominio de nuevas

condiciones ambientales. Los resultados de su trabajo apuntan a una reducción de la extensión del piso crioromediterráneo. En tal sentido, contabilizan una extensión de 3875.5 ha (Fernández y Molero, 2011), mientras que Rivas-Martínez (1987) y Valle *et al.*, (2003) lo estimaban en torno a 5000 ha, lo que debió suponer un remonte altitudinal del piso bioclimático inferior.

Muñoz *et al.*, (2015) analizan las tendencias de 4 especies de la flora de Sierra Nevada, algunas de ellas en peligro de extinción como por ejemplo la *Arenaria nevadensis*, a través de la observación de las respectivas poblaciones durante 14 años de seguimiento. Su estudio ha permitido evaluar el estado de conservación de las 4 especies estudiadas e identificar los factores que condicionan su dinámica poblacional. En el caso de la *Arenaria nevadensis* los autores han observado una disminución del área de distribución pero un ligero incremento de la densidad. Además, señalan que el promedio de estructuras reproductoras ha descendido durante el periodo de análisis, y por lo tanto la continuidad de la especie está sujeta a riesgos derivados de su restricción a enclaves aislados, una vez que su baja capacidad de dispersión actúa como un factor limitante a su expansión.

3. PRINCIPIOS FUNDAMENTALES DE TELEDETECCIÓN

El contenido de este capítulo no pretende dar una explicación exhaustiva de conocimientos relacionados con la teledetección, sino abordar términos fundamentales que facilitaran la comprensión de los métodos y técnicas aplicadas en esta tesis.

Chuvieco (2008), define la teledetección como *la técnica que nos permite obtener información a distancia de los objetos situados sobre la superficie terrestre. Para que esta observación remota sea posible, es preciso que entre los objetos y el sensor exista algún tipo de interacción (flujo energético).*

3.1. La radiación y el espectro electromagnético

La radiación electromagnética describe la transferencia de energía de un cuerpo/superficie a otro/a. El modo como esta radiación se propaga en el espacio obedece a dos modelos conocidos de la física: el modelo de la onda electromagnética (de *Maxwell*) y el de la partícula (de *Planck, Einstein*). La radiación electromagnética se propaga a través del espacio sin soporte material y presenta propiedades ondulatorias y corpusculares (Henriques, 1982). De este modo, esta radiación está constituida por partículas designadas fotones que poseen una determinada energía¹. Las características del flujo energético se pueden definir por dos unidades: la frecuencia (ν) y la longitud de onda (λ) (Fig. 3.1).

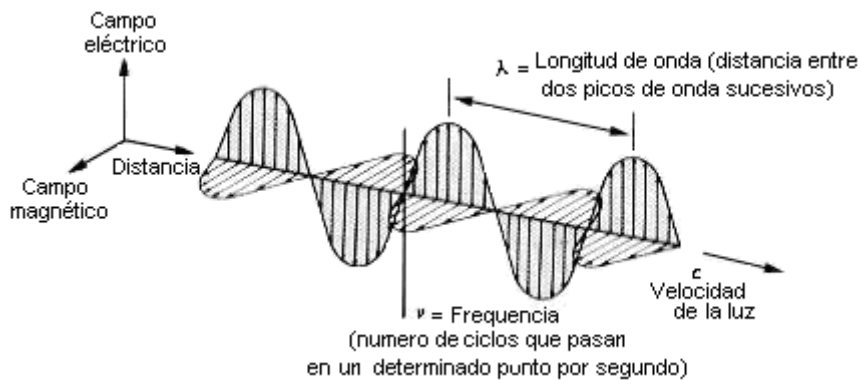


Fig. 3.1 – Esquema de radiación electromagnética

La organización de la radiación electromagnética según su longitud de onda y frecuencia define el espectro electromagnético. Observando la figura 3.2 se permite identificar los intervalos de las longitudes de onda que delimitan los diferentes flujos energéticos.

¹ La energía de un fotón se expresa por $Q = h \cdot \nu$, en que h representa la constante de *Planck* ($6,626 \times 10^{-34}$ J.s), ν la frecuencia de la luz constante en el vacío (3×10^8 m/s), y λ la longitud de onda, distancia entre dos picos de onda sucesivos. (Chuvieco, 2008)

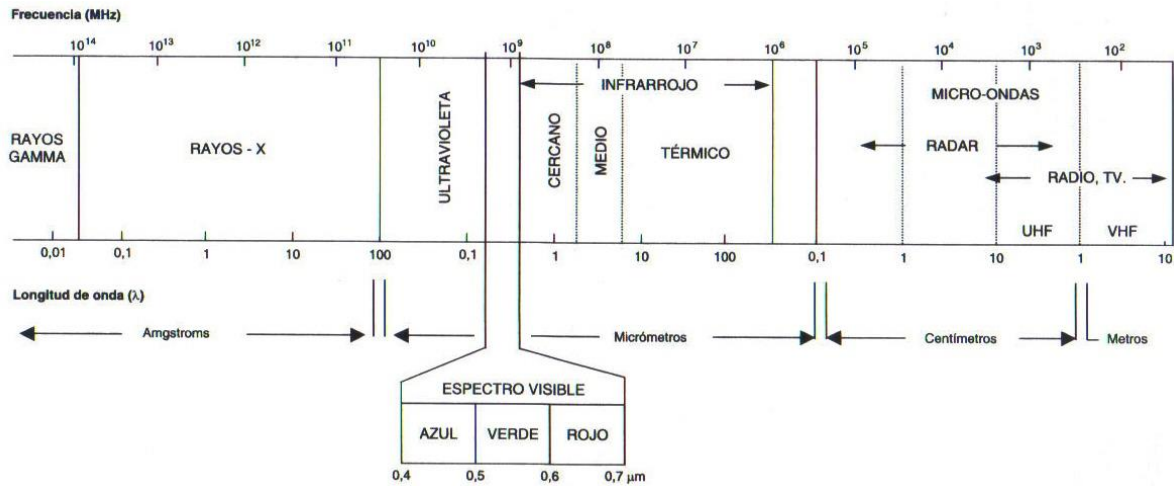


Fig. 3.2 - Espectro electromagnético. Fuente: Chuvieco (2008)

La tabla 2 que se presenta a continuación destaca las regiones espectrales más comúnmente usadas en los diferentes campos de la teledetección. La delimitación de las bandas espectrales puede variar según los autores, pero en este trabajo se asume la terminología y amplitudes propuestas por Chuvieco (2008).

Banda Espectral	Longitud de onda	Principales características espectrales
Espectro visible (VIS)	0.4 a 0.7 μm	Única radiación perceptible por la visión humana. Se distinguen 3 bandas elementales: azul, verde y rojo.
Infrarrojo cercano o próximo (IRC)	0.7 a 1.3 μm	Su importancia resulta de su capacidad de para discriminar masas vegetales.
Infrarrojo medio (IRM)	1.3 a 8 μm	Entre 1.3 y 2.5 μm, región idónea para estimar el contenido de humedad de la vegetación y/o suelos. Entre 2.5 y 5 μm, determinante para la detección de focos de alta temperatura (incendios o volcanes activos).
Infrarrojo lejano o térmico (IRT)	8 a 14 μm	Porción emisiva del espectro terrestre, detecta el calor proveniente de las cubiertas terrestres.
Micro-ondas (M)	> 1 mm	Su gran interés resulta del hecho que es transparente a las cubierta nubosa. Frecuentemente usado por el radar meteorológico.

Tabla 2 - Principales bandas espectrales usadas en teledetección. Fuente: adaptado de Chuvieco, (2008)

3.2. Atmósfera y radiación

Según Henriques (1982), la propagación de la radiación electromagnética casi no sufre perturbación cuando se encuentre en el vacío. Sin embargo, la radiación que captan los sensores de los satélites atraviesa un medio que puede ser atenuador o, al revés, resultar una fuente de energía extra: la atmósfera. Los elementos químicos que la constituyen como: gases, polvo, partículas de agua, entre otros, están en el origen de múltiples efectos

perturbadores que en muchas ocasiones constituyen un obstáculo a la libre propagación de la radiación electromagnética. A continuación se enumeran los principales fenómenos resultantes de la propagación de la radiación electromagnética, que proviene de la superficie terrestre, atraviesa la atmósfera para finalmente ser registrada por el sensor, y que se conocen como procesos de transferencia radiativa (Jiménez-Muñoz, 2005):

- La **absorción** - La atmósfera absorbe longitudes de onda en la región de los ultravioletas (**UV**) y de los **IR**, siendo estos últimos los que más relevancia tienen en este estudio. Para las longitudes de onda donde existe mayor absorción de la radiación se dice que la atmósfera es opaca, pero existen ventanas de transmisión donde la atmósfera es transparente a la radiación, es decir, permite el paso del flujo energético. Los principales gases responsables por la absorción en la región de los **UV** son el oxígeno y el ozono, mientras que en el dominio de los **IR** son el vapor de agua, el gas carbónico, el nitrógeno, entre otros (Henriques, 1982). El vapor de agua es uno de los elementos atmosféricos que más interfiere en la propagación de la radiación en el dominio del térmico (**IRT**), afectando sobre todo el cálculo de las temperaturas de superficie terrestre. La absorción atmosférica en esta región espectral supone una reducción de la radiación captada por los sensores de los satélites.
- La **dispersión** - Es un proceso de difusión de la radiación electromagnética. En este sentido los principales elementos causantes son los aerosoles, gotas de agua, gases, partículas de polvo y humos existentes en la atmósfera. De acuerdo con la literatura, existen tres tipos de dispersión que se clasifican conforme la dimensión de las partículas atmosféricas en cuestión: la dispersión de *Rayleigh* cuando la medida de las partículas es inferior a la longitud de onda de la radiación; la dispersión de *Mie* cuando las partículas presentan dimensiones próximas a la longitud de onda de la radiación; y la dispersión *no selectiva* cuando la medida de las partículas es superior a la longitud de onda de la radiación. Los procesos de dispersión son muy complejos y difíciles de cuantificar (Chuvieco, 2008). Esto en parte por la dualidad de su efecto, tanto absorbente como dispersor. El autor explica que la reflexión causada por las partículas atmosféricas en suspensión supone un aporte adicional de energía en la atmósfera, pero que ésta se ve reducida por lo que respecta a la radiación directa y aumentada relativamente a la radiación difusa.
- La **emisión** - La atmósfera, como cualquier cuerpo cuya temperatura sea superior al cero absoluto emite energía equivalente a la cuarta potencia de su temperatura

absoluta¹. Por tanto, la atmósfera también emite radiación y ésta constituye un parámetro distinto de la radiación proveniente de la superficie terrestre.

Otros dos procesos que ocurren en el medio atmosférico, con menor relevancia para el presente estudio, son la refracción y la difracción. La primera, está relacionada con las diferentes direcciones en las que la radiación se puede propagar en la atmósfera. Este fenómeno depende de la presión, temperatura y altitud, bien como la turbulencia que puede aumentar el proceso de refracción. La segunda, resulta de la interacción de la radiación con las "superficies" traduciéndose en transmisión lateral de radiación de un medio a otro (Henriques, 1982). Como se puede deducir, la dinámica atmosférica y los procesos que se desarrollan entre la radiación y la atmosfera asumen un papel muy importante en los datos recogidos por los sensores a bordo de los satélites. De este modo, y como se explicará más detalladamente en los capítulos 4 y 6, la corrección radiométrica, que incluye una corrección de los efectos de la atmósfera y de la topografía de las bandas ópticas (del visible) y una corrección atmosférica en el caso de las bandas térmicas, es un proceso importante durante el procesamiento general de las imágenes de satélite.

3.3. Interacciones de las superficies y la radiación

Además de los procesos de transferencia radiativa atmosférica ya enumerados, que influyen en el modo como la radiación que (directa y/o indirectamente) llega a la superficie terrestre, existen también los fenómenos propios de la interacción de la radiación con la superficie terrestre. En este sentido, la cantidad de radiación directa que llega a ella es menor que la que alcanza el techo de la atmosfera. De ese flujo energético incidente en las superficies pueden resultar distintas interacciones: **absorción, transmisión y/o reflexión**, que se esquematizan en la figura 3.3.

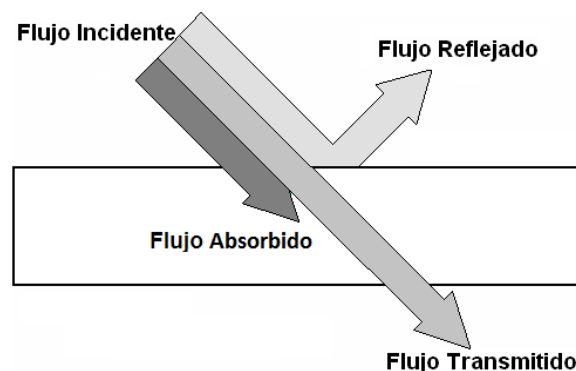


Fig. 3.3 - Esquema de las interacciones entre la superficie y radiación incidente. Fuente: Adaptado de www.csc.noaa.gov

¹ Ley de **Stefan-Boltzman** ($E = \sigma \cdot T^4$, donde $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W /m}^2/\text{K}^4$) (Chuvienco, 2008)

El comportamiento radiativo de las superficies terrestres se encuentra inicialmente afectado por la cantidad de energía que cada lugar recibe en cada momento y por las características físicas de cada superficie. Así tenemos que, la **radiancia (L)** es el total de energía radiada por una superficie en una determinada dirección por unidad de área y ángulo sólido; y hablamos de **radiancia espectral** cuando nos referimos a una banda del espectro electromagnético en particular. La importancia de este término radica en el hecho de que el sensor de un satélite mide la radiancia que proviene de la superficie, que es atenuada por la atmósfera, más la propia emisión de la atmósfera (Jiménez-Muñoz, 2005).

De este modo, la suma de los tres parámetros representados en la figura 3.3 deberá ser igual al total de energía incidente (E_i). Es decir, la suma de la **reflectividad**¹, con la **absortividad**² y la **transmisividad**³ ha de ser igual a 1.

$$E_i = E_R + E_A + E_T$$

La cantidad de energía que es reflejada, absorbida y/o transmitida por una superficie es determinada por aspectos como la rugosidad, el ángulo de incidencia de los rayos solares y las características de los materiales que componen dicha superficie.

Igualmente relevante es el concepto de **emisividad espectral (ϵ)** de un cuerpo que resulta del cociente entre la energía emitida por dicho cuerpo a una determinada temperatura y longitud de onda y la energía que emitiría un cuerpo negro a igual temperatura y longitud de onda (Jiménez-Muñoz, 2005). El conocimiento de la emisividad espectral de cada superficie es de grande importancia para el cálculo de la temperatura de superficie terrestre (TST), que se explicará más detalladamente en el capítulo 6.

3.4. Las firmas espectrales de la vegetación, agua, suelo y nieve

La superficie terrestre está constituida por diferentes cuerpos con características espectrales muy diferenciadas y éstas pueden variar en el tiempo y en el espacio (Fonseca y Fernandes, 2004). En la figura 3.4, se pueden observar las reflectividades espectrales de los tres tipos de cubiertas más frecuentes en la Tierra: agua, suelo (desnudo), y vegetación.

¹ **Reflectividad** – relación entre flujo incidente y el reflejado por una superficie (valores relativos);

² **Absortividad** - relación entre flujo incidente y el que absorbe una superficie (valores relativos);

³ **Transmisividad** - relación entre flujo incidente y el transmitido por una superficie (valores relativos);

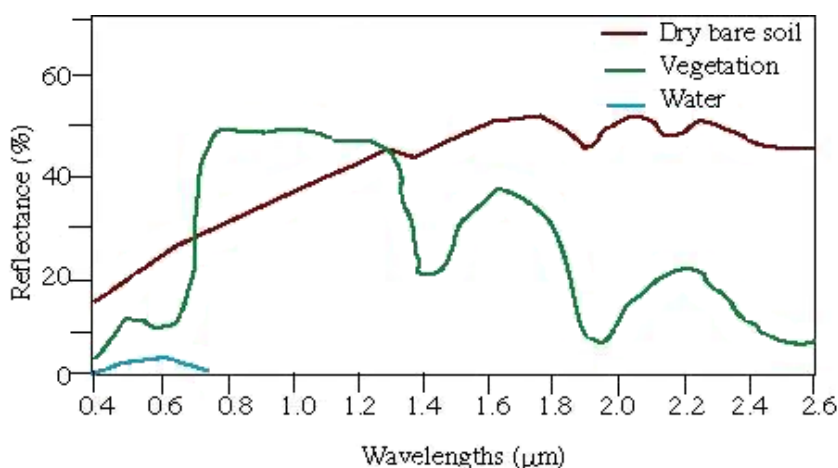


Fig. 3.4 - Curvas padrón de las reflectividades espectrales de la vegetación, del agua y del suelo desnudo.
 Fuente: <http://www.ucalgary.ca>

Las diferentes cubiertas vegetales en la Tierra presentan diferentes firmas espectrales con zonas comunes. De este modo, la clorofila existente en las plantas absorbe fuertemente la región visible, presentando dos picos; el primero, en los 0.45 μm y el segundo, en los 0.65 μm, además de un máximo de reflectividad entre los 0.65 y 1.3 μm, es decir, en el dominio del infrarrojo cercano donde la vegetación absorbe muy poco la radiación.

El agua absorbe radiación de forma intensa principalmente en tres longitudes de onda ubicadas en 1.4, 1.9 y 2.7 μm. Su reflectividad es mayor en la región visible, aunque con valores de reflectividad muy bajos. Las tres longitudes de onda mencionadas también se presentan en la curva de la vegetación, pues ésta cuando es bastante verde incluye una elevada proporción de agua y, por lo tanto, exhibe un aumento de absorción en estos valores (Fonseca & Fernandes, 2004). Además, en el dominio del térmico, el agua posee una elevada inercia térmica¹. Esta resistencia a cambiar de temperatura es debida a su baja conductividad²: la radiación incidente es fuertemente absorbida y transmitida a lo largo de la superficie por movimientos de convección, con lo que resulta más difícil que cambie de temperatura (Chuvienco, 2008).

En el caso de los suelos las reflectividades dependen sobre todo del tipo de textura, composición química y mineralógica, contenido de humedad y materia orgánica del suelo. Pero el contenido en agua sigue siendo el componente que más afecta a las curvas de reflectividad. Así, los suelos compuestos por partículas finas como las arcillas que retienen gran cantidad de agua presentan reflectividades inferiores a suelos compuestos por partículas más groseras como las arenas de mayor dimensión, cuya posibilidad de retener la

¹ Resistencia de un material a cambiar de temperatura; mayor en suelos húmedos y arcillosos.
² Ritmo al que se transmite el calor a una superficie; las áreas urbanas son buenas conductoras del calor.

humedad es mucho menor que las arcillas, luego presentan mayores valores de reflectividad. Esto ocurre sobre todo en suelos arenosos cuarcíticos, cuyas arenas tienen una coloración muy clara, lo que intensifica su reflectividad. En las cumbres de Sierra Nevada, como se mencionó en el capítulo anterior, predominan los suelos rocosos desnudos, ricos en micasquitos oscuros, que presentan mayor capacidad de absorción de la radiación solar incidente, siempre y cuando la nieve no esté presente.

En el caso de la nieve, que constituye el elemento de mayor interés en este trabajo, presenta las reflectividades más elevadas, principalmente en la región del espectro visible. Su elevado albedo está en el origen de este fenómeno, pues al reflejar la mayor parte de la energía incidente, absorbe una cantidad relativamente reducida. En la región de los infrarrojos la nieve empieza a absorber más radiación. Los factores que más afectan la reflectividad de la nieve son el tamaño del grano, la profundidad y densidad de la capa de nieve y la cantidad de impurezas que contenga (Kelly y Hall, 2008, *en*: Chuvieco, 2008). Una nieve que incluya impurezas presenta una reflectividad menor que una nieve reciente; del mismo modo que la nieve que ya pasó al estado de hielo también refleja menos, como se puede ver en las curvas de reflectividad de la figura 3.5.

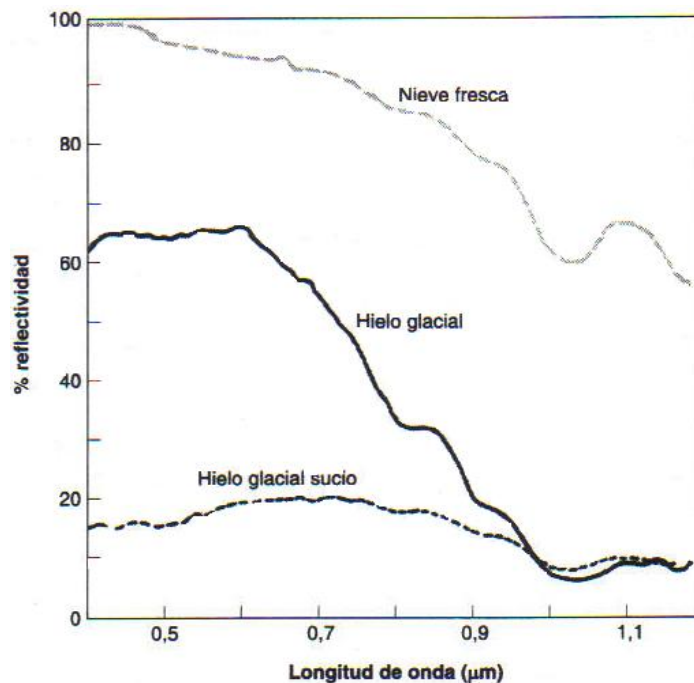


Fig. 3.5 - Curvas de reflectividad de referencia para distintos tipos de nieve
Fuente: Adaptado de Hall y Martinec, 1985 *en*: Chuvieco, 2008)

Herrero, (2007) en su tesis doctoral hace una referencia equivalente, mencionando que 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 con impurezas, lo cual quiere decir que refleja menos energía del sol y, por absorber el resto, se calienta más. Los cambios que hacen disminuir la reflectividad de la nieve son, principalmente, el grosor del grano, la acumulación de impurezas en la superficie y la presencia de agua de fusión (USAGE, 1956, *en*: Herrero, 2007).

CAPÍTULO 4.
PROCESAMIENTO GENERAL DE LOS DATOS DE TELEDETECCIÓN
Y DE CAMPO

En este capítulo se describe la tipología de los datos usados en el estudio de la cubierta nival y de la temperatura de superficie terrestre (TST) en Sierra Nevada. Es decir, los datos satelitales y los de campo. Como se verá, se dedica mayor atención a los métodos de procesamiento de las imágenes de satélite, pues son la fuente primordial de datos de esta tesis. De este modo, son abordados los procesos que envuelven la adquisición e importación de las imágenes Landsat y MODIS y, posteriormente, las necesarias correcciones geométricas y radiométricas (o atmosféricas). En el caso de la banda térmica de las imágenes Landsat, la corrección atmosférica tiene lugar en el momento del cálculo de la TST, por lo que esta operación se explicará en el capítulo 6. En el presente capítulo también se abordarán los datos de campo, su procedencia y tratamiento estadístico. Estos últimos datos son usados, sobre todo, como elemento de comparación con los resultados obtenidos a través de la teledetección.

Para el procesamiento de las imágenes de satélite utilizadas en esta tesis, se utilizó principalmente el programa MiraMon (Pons, 2004). Ocasionalmente también se ha usado el programa *ArcGis 10* para la elaboración de cartografía (Jiménez, 2007). En el ámbito estadístico fueron usadas herramientas de cálculo de programas como *STATISTICA* y *EXCEL*.

4.1. Datos de Teledetección

En el capítulo introductorio de esta tesis, fueron ya mencionados los principales motivos por los cuales se eligió la teledetección como herramienta para el estudio de la dinámica de la cubierta nival que se presenta a continuación.

Sin embargo, como en todas las técnicas y metodologías, la teledetección también presenta sus desafíos a la hora de utilizar los datos que se pretenden analizar. El uso de las imágenes de satélite envuelve una importante labor por lo que respecta a correcciones tanto geométricas como radiométricas. Como se ha mencionado en el capítulo 3, existe una determinada complejidad en la observación remota de la superficie terrestre, pues el comportamiento de una determinada superficie en el espectro óptico y térmico está influido por sus propias características y por una serie de factores externos que se enumeran a continuación (Chuvieco, 2008):

- Ángulos de iluminación y observación, que varían con la latitud, época del año y hora de observación, además de la posición del sensor.
- Modificaciones que el relieve introduce en el ángulo de iluminación así como orientación de las laderas o pendientes.

- Influencia de la atmósfera, especialmente en lo que se refiere a la absorción por nubes y dispersión selectiva de las distintas longitudes de onda.
- Variaciones ambientales en la cubierta: homogeneidad, estado fenológico, etc.
- Sustrato edafológico o litológico presente, especialmente influyente cuando la cubierta observada presenta una densidad baja o media.

Teniendo en cuenta las ventajas y los retos que supone el uso de los datos provenientes de las imágenes de satélite, y de entre los numerosos sensores disponibles en la actualidad, para la presente tesis se han procesado dos tipos de imágenes de satélite. Las imágenes Landsat 5 TM (*Thematic Mapper*) y Landsat 7 ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) para la delimitación de la cubierta nival y el para cálculo de la TST. Para la corrección atmosférica de la banda térmica, se ha utilizado el producto de vapor de agua atmosférico (MOD05_L2 (*Level 2 Water Vapour product*)) del satélite Terra y sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) en tándem con los satélites Landsat 5 y Landsat 7.

La selección de los datos de teledetección utilizados para la elaboración de este estudio se fundamenta en los siguientes aspectos:

- Duración de las series de datos; siendo Landsat una de las más largas y continuas.
- Resolución espacial y temporal media.
- Disponibilidad de los datos inmediata, sin costes y ya corregidos geoméricamente.

4.1.1. Imágenes Landsat 5 TM y 7 ETM+

4.1.1.1. Adquisición e importación

Inicialmente se han obtenido un total de 205 imágenes Landsat 5 y 7, para los 14 años hidrológicos que van desde enero de 2000 hasta diciembre de 2014. Los satélites Landsat 5 y 7, sensores TM y ETM+ (Fig. 4.1), respectivamente, son operados por la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*); no obstante, es el Servicio Geológico Norteamericano, USGS (*United States Geological Survey*), quien las hace disponibles de forma gratuita a la comunidad científica. Son numerosas las plataformas donde se pueden obtener estas imágenes de satélite. Las que se han utilizado para el presente estudio fueran obtenidas a partir del *website* de *Earth Explorer*¹ del USGS. Las imágenes obtenidas corresponden a la órbita 200 y fila 34. Los datos originales en formato .GEO TIFF se importaron al formato propio del programa MiraMon así como los respectivos metadatos (necesarios para las correcciones geométrica y radiométrica).

¹ Plataforma *Earth Explorer*, USGS – <http://earthexplorer.usgs.gov/>

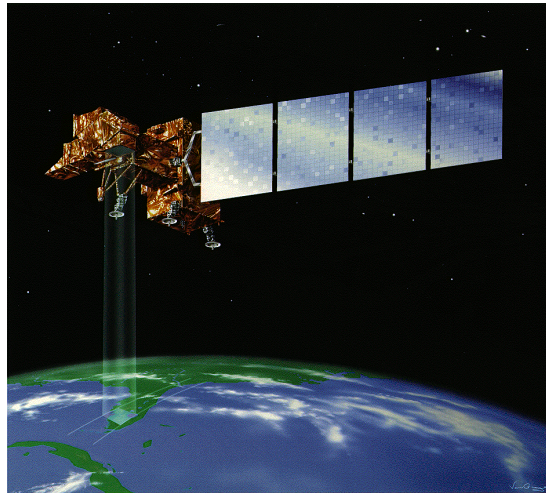


Fig. 4.1 – Landsat 7 ETM+ Fuente: http://landsat.usgs.gov/about_landsat7.php

4.1.1.2. Selección de las imágenes

Para el análisis de los datos satelitales de esta tesis se consideraron años hidrológicos, así de las 205 imágenes de satélite obtenidas inicialmente para los 15 años civiles (2000-2014), 11 de ellas quedaban fuera del periodo de análisis que va desde setiembre de 2000 a agosto de 2014 (14 años hidrológicos) (ver tabla 3, en anexo). Además, 32 imágenes han sido suprimidas pues presentaban problemas de índole diversa. Algunas se encontraban afectadas por fuerte nubosidad en el momento de paso del satélite, otras presentaban problemas a nivel técnico, como la falta de metadatos necesarios para la lectura de la imagen o su tratamiento digital. De este modo, han sido analizadas un total de 162 imágenes Landsat (118 del sensor ETM+ y 44 del sensor TM) de media a muy buena calidad. La mayor parte de las imágenes están libres de nubes y un número reducido de ellas presentan nubosidad puntual o alejada del área de estudio, y por eso se han incluido en el análisis.

4.1.1.3. Características de los satélites Landsat 5 TM y 7 ETM+

Considerado por numerosos científicos como uno de los proyectos más productivos en el ámbito de la teledetección, la familia Landsat (*Land Satellite*) que lanzó su primer satélite en 1972, sigue prosperando. Recientemente fue puesto en órbita Landsat 8 y el lanzamiento de Landsat 9 está agendado para el año 2023 (Fig. 4.2).

En la tabla 4, se puede analizar con más detalle la evolución de los instrumentos a bordo de los satélites Landsat y algunas de las características más interesantes de las diferentes misiones. Es importante destacar que con la disminución de la altitud nominal de los satélites de 917 km a 705 km, se ha logrado mejorar la resolución espacial de los primeros

sensores (80 m) hasta la actualidad (15/30/60 m). La resolución temporal pasó de 18 a 16 días, así como el número de bandas espectrales incluidas en los sensores que pasó de 4 bandas espectrales en los primeros instrumentos MSS de los años 70 a 9 bandas en el satélite más reciente. El tránsito de Landsat 5 al Landsat 7 supuso la inclusión de una banda extra, la pancromática con 15 metros de resolución y la banda térmica pasó de 120 m a 60 m de resolución espacial, además de incluir dos niveles de ganancias.

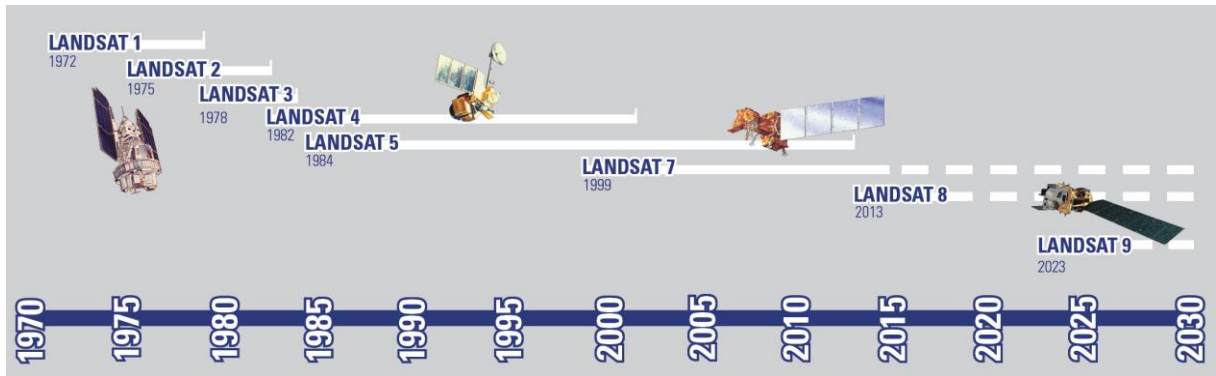


Fig. 4.2 – Landsat timeline Fuente: http://landsat.usgs.gov/about_mission_history.php

Satélite	Misión (Inicio –Fin)	Sensor(es)	Resolución Espacial (m)	Altitud (Km)	Resolución Temporal (días)
Landsat 1	6 años (Jul. 1972 – Jun. 1978)	RBV ¹ MSS ²	80 80	917	18
Landsat 2	7 años (Jan. 1975 – Feb. 1982)	RBV MSS	80 80	917	18
Landsat 3	5 años (May. 1978 – Mar. 1983)	RBV MSS	40 80	917	18
Landsat 4	11 años (Jul. 1982 – Ago. 1993)	MSS TM	80 30	705	16
Landsat 5	29 años (Mar. 1984 – Jun. 2013)	MSS TM	80 30 (Ms)³ 120 (IRT)⁴	705	16
Landsat 6	Misión sin suceso (Mayo 1993)				
Landsat 7	Operacional hace ± 17 años (Abr. 1999 – Actualidad)	ETM +	15 (Pan)⁵ 30 (Ms) 60 (IRT)	705	16
Landsat 8	Operacional hace ± 3 años (Feb. 2013 – Actualidad)	OLI ⁶ TIRS ⁷	15 (Pan) 30 (Ms) 100 (IR)	705	16
Landsat 9	Lanzamiento planeado para 2023				

Tabla 4 – Principales características de las misiones Landsat (Adaptado de *Landsat 7 Handbook*, NASA)

¹ Return Beam Vidicon

² Multispectral Scanner

³ Multispectral

⁴ Infrarrojo Térmico

⁵ Pancromático

⁶ Operational Land Imager

⁷ Thermal Infrared Sensor

En esta tesis se ha utilizado preferencialmente el material proveniente de los satélites Landsat 5 y 7. El primero, Landsat 5, ha proporcionado todo un legado de datos de observación de la Tierra durante su misión a lo largo de 29 años, cuando inicialmente había sido diseñado para una duración en torno a los 5 años. En el caso de Landsat 7, sigue operacional y cuenta ya con una misión de 17 años, superando también la duración prevista. Ambos satélites tienen una órbita heliosíncrona y casi polar. Situados a una altitud nominal de 705 km, transitan a una velocidad de 7.5 km/seg. realizando una órbita en aproximadamente 99 minutos, completando 14 vueltas a la Tierra cada día. Cubren todo el planeta en 16 días, entre las latitudes 81° N y 81° S. La órbita es descendente, es decir, recorre el planeta de norte a sur y cruza la zona ecuatorial en torno a las 10.00 a.m. (+/- 15 min.) con una inclinación de 98.2° (USGS - *Landsat Missions: Imaging The Earth Since 1972*).

Cada imagen obtenida por los sensores a bordo del Landsat tiene cerca de 185 km de lado permitiendo explorar una superficie de territorio bastante amplia. Además, cada escena tiene una resolución radiométrica de 8 bits por píxel y por banda. La resolución espectral y espacial de cada banda se presentan a continuación en la tabla 5.

Banda	Limites espectrales (µm)	Resolución espacial al nadir (m)
1	0.45 – 0.52	30
2	0.53 – 0.61	30
3	0.63 – 0.69	30
4	0.78 – 0.90	30
5	1.55 – 1.75	30
6	10.4 – 12.5	120 - TM / 60 - ETM+
7	2.09 – 2.35	30
8	0.52 – 0.90	15 (solo presente en el ETM+)

Tabla 5 – Características técnicas de los sensores TM y ETM+ (Adaptado de *Landsat 7 Handbook*, NASA)

La resolución temporal de las imágenes es de 16 días, sin embargo, no siempre ha sido posible obtener imágenes con esta resolución temporal. Como se puede ver en la tabla 3 en anexo, mediante la combinación del paso de Landsat 5 y 7 por el área de estudio, se pueden encontrar periodos más cortos o más largos entre dos imágenes consecutivas. Así, por ejemplo, durante el año 2001 se obtuvieron 8 imágenes que cubren tan solo 6 meses de ese mismo año. En circunstancias opuestas, se registra el año 2009, para el cual se han logrado 14 imágenes que cubren 10 meses, lo que constituye una buena representatividad. Por lo tanto, la distribución de las imágenes disponibles puede resultar algo irregular. Por ejemplo, hay 4 imágenes disponibles para el mes de octubre de 2009, sin embargo, no hay ninguna imagen disponible o de buena calidad para el mes de agosto y de setiembre de ese mismo año. En términos medios, a lo largo del periodo de estudio, se ha conseguido una media de 11 imágenes de satélite por año que cubren cerca de 8.5 meses al año.

4.1.1.4. Formatos y niveles de procesamiento de las imágenes Landsat

Existen dos sistemas de generación de imágenes Landsat: **LPGS** (*Level 1 Product Generation System*) y **NLAPS** (*National Land Archive Production System*). Los dos sistemas difieren, sobre todo, en aspectos técnicos como: la geometría y los límites de la imagen; en general, LPGS contienen una fila y una columna más que NLAPS para las bandas 6 y 8. También hay diferencias en los valores radiométricos extremos (0 y 255): en el LPGS el valor 0 se reserva para valores NODATA (sin valor) y 255 para valor saturado. En el NLAPS, el valor 0 puede ser NODATA o valor radiométrico (Pons *et al.*, 2010). Las diferencias encontradas dependen de la fecha de adquisición de la imagen. Además, las imágenes Landsat pueden presentar diferentes niveles de procesamiento: **LOR** (*Reformatted, Raw*) – Imagen sin procesar; **L1G** (*Systematic Correction*) – Corrección geométrica; **L1Gt** (*Systematic Terrain Correction*) – Corrección geométrica con MDE; **L1T** (*Standard Terrain Correction*) – Corrección geométrica usando puntos de control sobre el terreno y un MDE (Pons *et al.*, 2010).

A partir de mayo de 2003 se produjo un fallo en el mecanismo de barrido (*Scan Line Corrector, SLC*) de Landsat 7, lo que supuso la pérdida de parte de los datos originales (Chuvienco, 2008). El mal funcionamiento del sistema de barrido fue el responsable del rayado que aparece en todas las imágenes ETM+ adquiridas después de 31.05.2003, visibles en la figura 4.4. Afortunadamente, las principales cumbres de Sierra Nevada, área en la que se centra mayoritariamente el análisis de esta tesis, no se encuentra afectada significativamente por esta anomalía. De éste y otro tipo de problemas detectados en las imágenes Landsat se puede consultar en Cristóbal *et al.*, (2004).



Fig. 4.3 y 4.4 - Imágenes Landsat 7 ETM+, antes y después de la avería del SLC del Landsat 7. Fuente: NASA/USGS

4.1.1.5. Corrección geométrica

Las imágenes obtenidas por un sensor remoto suelen presentar imperfecciones sea a nivel geométrico o radiométrico. Las fuentes de distorsión más comunes de una imagen espacial se refieren a: la órbita de la plataforma, la rotación y la curvatura terrestre, funcionamiento del sensor, la atmósfera, el relieve terrestre o efecto topográfico (Palà y Pons, 1995; Chuvieco, 2008; Cristóbal, 2008a; Pons *et al.*, 2010). De este modo, la corrección geométrica de la imagen incluye cualquier cambio en la posición que ocupan los píxeles que la forman. Esta transformación puede emplearse tanto para corregir cartográficamente una imagen, como para superponer dos o más imágenes entre sí. Además, esto permite que la imagen resultante pueda combinarse con información auxiliar (red hidrográfica, topografía, etc.) o integrarse a un SIG (Chuvieco, 2008).

Teniendo en cuenta que la mayor parte de las imágenes Landsat 5 y 7 ya cuentan con una corrección geométrica de nivel **L1T** (*Standard Terrain Correction*), y solo 9 imágenes son de nivel **L1G** (*Systematic Correction*), teóricamente no es requerida una corrección geométrica adicional (Pons *et al.*, 2010). Sin embargo, se procedió a un cambio de la proyección cartográfica original, WGS (*World Geodetic System*) 1984, para la UTM (*Universal Transversal de Mercator*) usada en España. En el caso de Sierra Nevada se aplicó el fuso 30 del hemisferio norte del sistema Datum ED50. El remuestreo se efectuó en la aplicación CanviPrj del programa MiraMon usando el método del vecino más próximo (que preserva la radiometría original del píxel) y con la resolución nominal espacial propia de las plataformas Landsat 5 TM y 7 ETM+ (Tabla 5, apartado 4.1.1.3).

4.1.1.6. Corrección radiométrica

Las imágenes captadas por sensores multispectrales, como Landsat, presentan inconvenientes de interpretación debido principalmente a:

- la calibración de los diferentes sensores;
- la iluminación diferencial recibida en cada píxel en función de la posición solar, la pendiente y la exposición, etc.;
- así como las condiciones atmosféricas (Pons *et al.*, 2010) y 2014a).

Esta problemática es igualmente señalada en Pons y Solé (1994), donde presentan un modelo de corrección radiométrica para datos satelitales multispectrales. Los autores concluyen que la topografía de las montañas mediterráneas produce errores evidentes en las clasificaciones. El método de corrección radiométrica propuesto por los dos autores

permite reducir la presencia de los inconvenientes mencionados anteriormente. No obstante, presenta algunas limitaciones en su aplicabilidad, como por ejemplo, el modelo no es adecuado para zonas de sombras proyectadas y asume que todas las superficies son reflectores lambertianos¹, no siendo el caso de la nieve, por ejemplo.

La metodología de Pons y Solé (1994) fue posteriormente revisada por Cristóbal (2008a) y Pons *et al.*, (2014a), presentando algunas mejoras con respecto al modelo inicial. En esencia, este modelo de corrección radiométrica convierte una imagen con valores DN (*Digital Numbers*) a radiancias recibidas por el sensor en una imagen de reflectividades donde los efectos del relieve y de la atmósfera se han eliminado (Cristóbal, 2008a). La conversión de los DN a radiancias ocurre mediante la lectura de los metadatos (en formato .MTL) que acompañan cada imagen.

Esos avances fueron implementados en el módulo de corrección radiométrica (CorRad) de MiraMon que incorpora 4 opciones o "singularidades":

- admitir reflectividades superiores a 100 % (que se encuentran en zonas poco lambertianas, como es el caso de la nieve);
- admitir sobrepasar el límite lambertiano;
- efectuar el cálculo de reflectividad en zonas con ángulos de incidencias superiores a 90°;
- y, efectuar el cálculo de reflectividad en zonas sin radiación directa.

El modelo de corrección radiométrica, descrita en Pons *et al.*, (2014a), también tiene en cuenta otros factores como el relieve (ángulos de incidencia y sombras proyectadas), la posición solar, la distancia Tierra-Sol en el momento de paso del satélite, el efecto atenuador de la atmósfera en la radiación, los parámetros de calibración (disponibles en Chander *et al.*, 2009) para cada banda (densidad óptica atmosférica, irradiancia exoatmosférica solar y calibración del sensor).

Tras la aplicación de este método, hay dos aspectos fundamentales corregidos, el efecto atmosférico y el topográfico. La corrección atmosférica se basa en la resta de los valores radiométricos más bajos de cada banda (excepto de las térmicas) a partir del análisis visual de las imágenes (Cristóbal, 2008a). Este valor mínimo se designa KI (Constante de luminancia – sinónimo de radiancia). Este método, designado DTA (*Dark Target Approach*) fue inicialmente propuesto por Chávez (1988 y 1996) y plantea la identificación de zonas que prácticamente no presentan otra contribución a la radiancia recibida por el sensor que la

¹ Superficies que reflejan la radiación uniformemente en todas las direcciones, siendo la radiancia reflejada constante en cualquier ángulo de reflexión (Chuvieco, 2008)

propia atmósfera (por ejemplo masas de agua en el infrarrojo medio o sombras duras en el visible) (Pons *et al.*, 2010a).

De igual forma, diversos estudios (Justice *et al.*, 1981; Schaaf *et al.*, 1994; Salvador *et al.*, 1996; Riaño *et al.*, 2003, entre otros) vienen comprobando la necesidad de considerar los efectos de la topografía en la medida de las reflectividades cuando se estudian áreas de montaña (Fig. 4.5). El efecto topográfico es definido como la variación de la radiancia de una superficie inclinada cuando es comparada con una superficie horizontal; esa variación surge en función de la orientación de las superficies relativamente a la fuente de radiación y de la posición del sensor (Justice *et al.*, 1981).

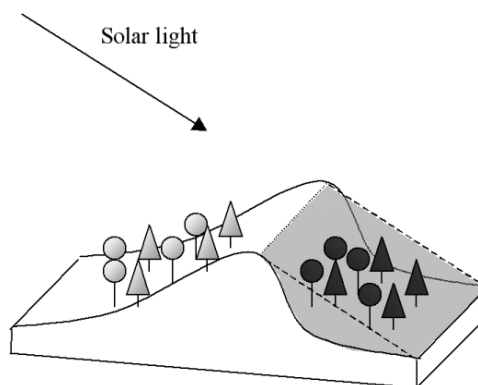


Fig. 4.5 – Efecto topográfico en las reflectividades. Fuente: Riaño *et al.*, 2003

La corrección del efecto topográfico es por lo tanto imprescindible en una área montañosa. Por eso, se incorporó a la corrección radiométrica, un MDE (Modelo Digital de Elevaciones) con 30 m de resolución espacial de ASTER¹ (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). Además, se consideró un ángulo lambertiano con valor 73° (ya testado en zonas de montaña), que es el valor a partir del cual el modelo considerará que la superficie ya no se comporta de forma lambertiana. Para eso, en el campo de las “singularidades” ofrecidas por el módulo CorRad, se han seleccionado las dos primeras opciones que admiten reflectividades superiores a 100 %, y que se sobrepase el límite lambertiano estipulado anteriormente.

- **Conversión de los DN a Radiancias y a Reflectividades**

Como se explicó anteriormente, el cálculo de las radiancias y respectivas reflectividades ocurre de modo simultáneo con el proceso de corrección radiométrica. Las ecuaciones que

¹ Sensor a bordo del satélite Terra (Fig. 4.6).

el módulo CorRad de MiraMon considera para el respectivo cálculo son las que se describen a continuación.

Inicialmente, los DN (*Digital Numbers*) son convertidos en radiancias espectrales usándose el procedimiento descrito en Chander *et al.*, (2009). La ecuación usada es la siguiente:

$$L_{\lambda} = ((L_{Max\lambda} - L_{min\lambda}) / (Q_{CalMax} - Q_{calMin})) * (Q_{Cal} - Q_{calMin}) + L_{Min\lambda} \quad (4.1)$$

Donde:

L_{λ} – Radiancia Espectral ($W/(m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1})$)

$L_{Max\lambda}$ - Radiancia Espectral máxima ($W/(m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1})$)

$L_{min\lambda}$ – Radiancia Espectral mínima ($W/(m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1})$)

Q_{Cal} – Valor del píxel calibrado (DN)

Q_{CalMax} – Valor máximo del píxel calibrado (L_{Max} en DN, normalmente = 255)

Q_{calMin} - Valor mínimo del píxel calibrado (L_{Min} en DN¹)

Posteriormente son calculadas las respectivas reflectividades o albedo planetario. Este procedimiento permite reducir la variabilidad entre imágenes adquiridas entre diferentes fechas y normalizar su información. En Markham y Barker, (1985) y Chander *et al.*, (2009) se describe la ecuación para convertir las radiancias espectrales a reflectividades, siendo la siguiente:

$$P = (\pi * L_{\lambda} * d^2) / (ESun_{\lambda} * \cos\theta_s) \quad (4.2)$$

Donde:

P – Reflectividad o albedo planetario

L_{λ} – Radiancia espectral (calculada anteriormente)

d – Distancia Tierra –Sol (en unidades astronómicas)

$ESun_{\lambda}$ – Media de las irradiancias solares exo-atmosféricas ($W/(m^2/\mu m)$)

θ_s – Ángulo solar zenital (grados)

Los parámetros de L_{Min} y L_{Max} , Q_{CalMax} y Q_{calMin} , d , $ESun_{\lambda}$, y el θ_s pueden ser consultados en el *Handbook* de Landsat, en los metadatos que acompañan cada una de las imágenes de satélite o en la última publicación de Chander *et al.*, (2009) donde se suministran los coeficientes de calibración radiométrica más actualizados y detallados, tanto para el sensor TM de Landsat 5 como para el sensor ETM+ de Landsat 7.

¹ normalmente $Q_{calMin} = 1$ para productos LPGS y NLAPS procesados después de 4/4/2004, $Q_{calMin} = 0$ para productos NLAPS procesados antes 4/5/2004), véase Chander *et al.*, (2009).

El uso de las reflectividades presenta ventajas con relación al uso de los DN. El mismo valor de DN en diferentes imágenes TM/ETM+ pueden corresponder a diferentes reflectividades. Así, el uso de reflectividades mejora la identificación de la nieve una vez que se basa en la fracción de la radiación solar incidente, y tiene en cuenta el efecto del ángulo solar de cada imagen (Hall *et al.*, 1995).

4.1.2. Imágenes Terra MODIS

4.1.2.1. Adquisición e importación

De los diversos productos ofrecidos por el sensor MODIS del satélite Terra se ha usado únicamente el vapor de agua atmosférico (MOD05_L2) obtenido con una resolución espacial de 1000 m y una resolución temporal diaria. De este modo han sido adquiridas imágenes MODIS correspondientes a cada uno de los días de las imágenes Landsat que se pretendieron analizar. Al igual que las imágenes Landsat, las imágenes MODIS se han obtenido gratuitamente *online* a partir del LAADS *website* de la NASA (2015).

Su importación se hizo en formato .HDF propio de la NASA, juntamente con sus correspondientes metadatos necesarios a su tratamiento. Posteriormente todas las imágenes han sido pasadas al formato propio de MiraMon. Más información sobre el producto se puede consultar en Gao y Kaufman,(1998).

4.1.2.2. Características técnicas de Terra MODIS

El sensor MODIS (*Moderated Resolution Imaging Spectroradiometer*) a bordo de los satélites Terra y Aqua, describe una órbita heliosíncrona a 705 km. El satélite Terra (Fig. 4.6) fue lanzado en diciembre de 1999 mientras que el satélite Aqua fue lanzado en mayo de 2002 (Chuvienco, 2008). Ambos siguen operacionales en la actualidad.

El satélite Terra cruza el Ecuador entorno a las 10:30 (hora local) en una órbita descendente, mientras que el satélite Aqua lo hace más tarde, sobre la 13:30 a lo largo de una órbita ascendente (Cristóbal, 2008a). Un aspecto interesante con respecto a las numerosas misiones de observación de la Tierra, es que NASA viene organizando los satélites de teledetección en órbitas en tándem. Por ejemplo, en el presente estudio, se han seleccionado las imágenes MODIS del satélite Terra, una vez que presenta una órbita y hora de paso similar a las de Landsat. Tener órbitas próximas permite a estas plataformas recoger información complementaria para mejorar la medición de procesos terrestres y atmosféricos muy variados, además de seguir la evolución diaria de su dinámica (Parkinson *et al.*, 2006).

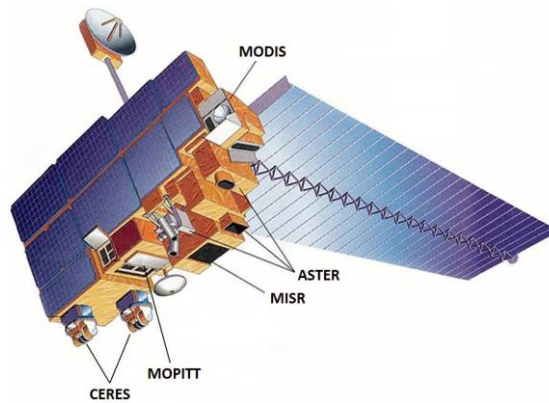


Fig. 4.6 – Satélite Terra y sensores a bordo: MODIS, ASTER, CERES, MOPITT y MISR.

Fuente: http://www.nasa.gov/mission_pages/terra/spacecraft/index.html

El propósito primario de MODIS es permitir estudiar regional y globalmente la superficie terrestre, la atmósfera y el océano a una escala diaria (Salomonson *et al.*, 1992). MODIS explora toda la superficie terrestre diariamente, recogiendo datos relativos a cambios en los usos del suelo, vegetación, albedo, temperatura de la superficie terrestre y de los océanos, características de las masas de hielo y nieve, bien como las propiedades atmosféricas, como los aerosoles, temperaturas del aire, vapor de agua atmosférico, nubes, etc... (Fig. 4.7). Son numerosos los datos y productos proporcionados por MODIS. Este sensor recoge imágenes de la superficie terrestre en 36 bandas espectrales (tabla 6, en anexo) desde el visible hasta el infrarrojo térmico. La resolución espacial de MODIS en el nadir varía de 250, 500 y 1000 m, según de que banda espectral se trate (Hall *et al.*, 1995). Cada imagen tiene 2300 km de lado y una resolución radiométrica de 12 bits por píxel por banda.

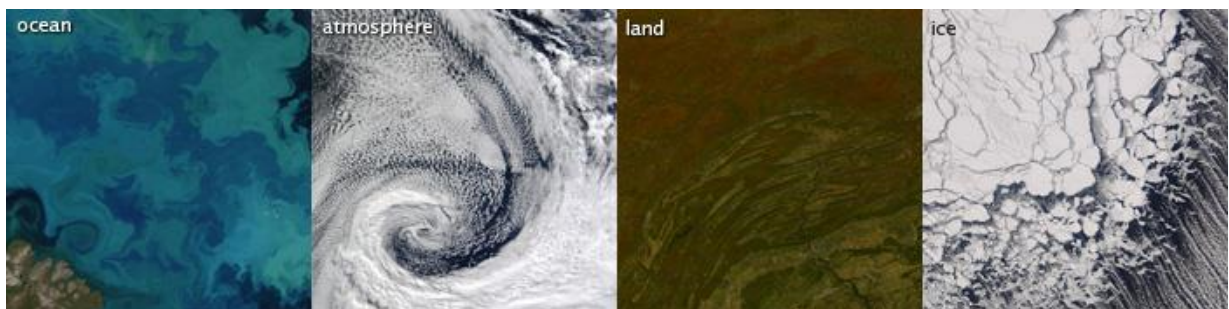


Fig. 4.7 – Ámbitos de estudio del sensor MODIS

Fuente: <http://terra.nasa.gov/about/terra-instruments/modis>

El vapor de agua atmosférico constituye uno de los parámetros necesarios para la corrección atmosférica de la banda térmica de Landsat y respectivo cálculo de la TST (cap. 6). El sensor MODIS origina diariamente dos productos de vapor de agua atmosférico, el MOD05_L2 proveniente del satélite Terra, órbita diurna, y el MYD05_L2 que deriva del satélite Aqua, órbita vespertina. En la presente tesis solo se hace uso del producto MOD05_L2 (diurno) que, es el que mejor coincide con el hora de paso de Landsat por el área de estudio.

4.1.2.3. Corrección geométrica

Las imágenes MODIS obtenidas han sido corregidas geométricamente mediante el programa MRTSwath¹ que permite la transformación de los productos MODIS en formato HDF-EOS para una imagen geográficamente referenciada de acuerdo con la proyección y parámetros de remuestreo que el utilizador pretenda. El proceso cuenta también con la corrección del efecto *bow-tie*, el cual envuelve una distorsión de los extremos de la imagen con relación al nadir. Posteriormente, igual que para las imágenes Landsat se ha re-proyectado su cartográfica inicial (WSG 1984) para el huso 30 del hemisferio norte del sistema UTM Datum ED50.

4.1.3. Comparación entre Landsat y MODIS

Para terminar este apartado dedicado, sobre todo, al procesamiento digital de las imágenes de satélite, se presenta la tabla 7 que pretende ilustrar un resumen de los principales contrastes entre los sensores usados en esta tesis y que, en cierta medida justifican la selección de Landsat para el análisis de la cubierta nival y la TST en Sierra Nevada.

Sensores	LANDSAT TM / ETM+	Terra MODIS
Ventajas y Desventajas	<ul style="list-style-type: none"> - Resolución del píxel: Visible: 30 m; Térmico: 60 m; Pancromático: 15 m - Imagen: 185 Km (lado) - Adecuado para estudiar cuencas hidrográficas - Menor número de bandas espectrales (7 / 8 respectivamente) - 1 banda térmica (6) - Mayores problemas con la saturación² del píxel en el dominio del visible 	<ul style="list-style-type: none"> - Resolución del píxel: 250 a 1000 m; - Imagen: 2300 km (lado) - Adecuado para estudios regionales y globales - Maior numero de bandas espectrales (36); abrange más longitudes de onda - 6 bandas térmicas (31 – 36) - Banda 4 (visible) no satura en presencia de reflectividades elevadas

Tabla. 7 – Principales diferencias entre Landsat TM / ETM+ y MODIS

4.2. Datos de campo

Tal como es perceptible, el trabajo de investigación desarrollado en esta tesis se basa principalmente en el análisis de imágenes de satélite, sin embargo, la introducción y comparación de datos de campo son esenciales para mejor entender la extensión de los resultados derivados de los datos satelitales. De este modo, además de los datos satelitales, se han utilizado datos relativos a: temperaturas del aire derivadas de estaciones meteorológicas, temperaturas de superficie derivadas de sensores *Thermochron*,

¹ Disponible en https://lpdaac.usgs.gov/tools/modis_reprojection_tool_swath

² Condición en la que el flujo de energía excede el rango de sensibilidad de un sensor (*Landsat 7 Handbook – NASA*); Cuando la radiancia de una superficie es igual o mayor que la máxima sensibilidad del sensor (Hall *et al.*, 1988)

temperaturas del interior del suelo a -5 cm de profundidad y también datos relativos a precipitación. La procedencia de estos datos bien como el periodo utilizado en el análisis se explica a continuación.

4.2.1. Temperaturas del Aire (T° del aire) y Precipitación (P)

Inicialmente fueron utilizados datos de T° del aire y P referentes a Granada y que se han obtenido directamente a partir del aeropuerto de la ciudad situado a 567 m de altitud. El tiempo considerado va entre 2000 y 2014. Estos son utilizados, sobre todo, en el capítulo 5.7 donde se compara y discute la influencia de estos dos parámetros en la cubierta nival de Sierra Nevada (Tabla 9, Cap. 5.7).

Posteriormente, fueron utilizados datos de T° del aire referentes al Albergue Universitario a 2510 m de altitud para el periodo entre 2008 a 2014. Igual que antes, estos datos también han servido para comparar y analizar la evolución de la cubierta nival en Sierra Nevada, sobre todo en altitud (Tabla 9, Cap. 5.7).

Por fin, se ha considerado también una serie de datos de T° del aire referentes al Pico del Veleta situado a 3398 m de altitud, siendo relativos al periodo que va de 1998-99 hasta 2008-09. En este caso las T° del aire se han utilizado en el análisis de las temperaturas de superficie (TST) en el sector de cumbres del Pico el Veleta (Cap. 6.5.2).

Con excepción de las T° del aire relativas al aeropuerto de Granada, los datos de T° del aire tanto del Albergue Universitario como los del Pico del Veleta, son provenientes de cadenas de sensores térmicos instaladas y gestionadas a partir de proyectos llevados a cabo por el grupo de investigación de *Paisatge i Paleoambients de la Muntanya Mediterrània* de la UB. Los datos utilizados en esta tesis han sido tratados y cedidos gentilmente por el Prof. Salvador-Franch, el Dr. Gómez Ortiz y por la Dra. Salvà-Catarineu.

4.2.2. Temperaturas de superficie (Ts) - *Thermochrons*

Otra tipología de temperaturas utilizadas fueron las referentes a las temperaturas de superficie medidas *in-situ* a partir de sensores térmicos conocidos por *iButton* o *Thermochrons*. Estos se tratan de sensores térmicos portátiles de reducidas dimensiones que permiten la medición tanto de temperaturas del aire como de temperaturas de superficie. Para más información sobre sus características y múltiples aplicabilidades ver por ejemplo, Koenig y Hall, (2010), Ramos *et al.*, (2010), Trindade *et al.*, (2010), González García *et al.*, (2015), Gómez Lende *et al.*, (2015).

Experimentalmente algunos *Thermochrons* han sido instalados en diferentes superficies de las cumbres de Sierra Nevada entre 2011-12. Los respectivos datos de Ts fueron gentilmente cedidos por Dr. Oliva y tratados por el Prof. Salvador Franch. Los datos utilizados en esta tesis son relativos a 2 días de verano (7 y 15 de setiembre) y a 2 días de otoño (1 y 9 de octubre) del año 2011 como se explicará en el capítulo 6.3.4. Los días seleccionados dicen respecto a disponibilidad de datos de ambas fuentes (*in-situ* y satelitales) para días coincidentes. De este modo, se procedió a una comparación de las Ts (procedentes de los *Thermochrons*) con las TST (procedentes de Landsat) para el respectivo lugar donde se encontraba instalado el *Thermochron*.

Con relación a las mediciones de temperaturas de superficie *in-situ* cabría mencionar que también se han recogido experimentalmente Ts a través de un radiómetro manual tipo APOGEE con sensibilidad de 0.2 K, durante la campaña de campo en el Corral del Veleta del verano de 2009. Los datos recogidos a pesar de su gran valor no se han utilizado estadísticamente para comparar con las TST (satelitales) dado que las fechas no eran coincidentes con ninguna de las imágenes de satélite disponibles para ese periodo estival. No obstante, en el periodo de años analizados, se han encontrado numerosas veces TST en el mismo rango de valores que los registrados manualmente con el radiómetro durante el día 27 de agosto de 2009.

4.2.3. Temperatura del subsuelo/interior del suelo (T° -5 cm)

Por fin, también se han utilizado temperaturas referentes al interior del suelo en la base del circo glaciar del Veleta situado a 3107 m de altitud. Los datos son relativos al periodo entre 1998-99 y 2008-09 y forman parte del trabajo de campo desarrollado cada verano por el grupo de investigación de *Paisatge i Paleoambients de la Muntanya Mediterrània* de la UB. Así, una vez más las T° (-5 cm) utilizados en este trabajo fueron recogidos, tratados y suministrados por el Prof. Salvador-Franch, Dr. Gómez Ortiz y Dra. Salvà-Catarineu.

En este caso las T° (-5 cm) se han utilizado en el análisis de las TST (satelitales) registradas en interior del Corral del Veleta, mediante la comparación de la evolución de las temperaturas de los dos ambientes, superficie e interior del suelo (Cap. 6.5.2).

El registro térmico en el interior del suelo se viene llevando a cabo en sectores puntales de las cumbres de Sierra Nevada donde el desarrollo de la dinámica periglacial resulta muy significativa en la evolución del modelado del sistema natural. De este modo cadenas de sensores térmicos han sido instalados en el interior de sondeos mecánicos realizados en el Picacho del Veleta (114.5 m) y en el interior del Corral del Veleta (1.90 m) (Gómez Ortiz *et*

al., 2006). En el caso del circo glaciar del Veleta la cadena de sensores térmicos se encuentra instalada en el seno de la capa activa que cubre las masas heladas que actualmente se encuentran en estado de degradación/fusión como se ha explicado en el capítulo 2. Éstas se localizan en el interior de un pequeño glaciar rocoso situado a 3100 m de altitud, en el tercio oriental de la base del Corral del Veleta. Tanto los datos relativos a la T° del aire del Pico del Veleta como la T° (-5 cm) en el interior del suelo del Corral del Veleta, bien como otros aspectos de interés sobre la instalación de los sensores térmicos utilizados se pueden consultar en mayor detalle en Salvador *et al.*, 2011a).

CAPITULO 5.
DELIMITACIÓN DE LA CUBIERTA NIVAL

5.1. Estado de la cuestión

Inicialmente, resulta oportuno precisar el concepto de nieve, pues son múltiples las definiciones que se pueden encontrar al respecto. En la presente tesis se ha tenido en consideración la publicación de Dozier, (1989) en la que se describe la nieve como un conjunto de cristales de hielo y aire y que cuando se encuentra a 0 °C también contiene una importante fracción de agua líquida. Con frecuencia la nieve también incluye partículas e impurezas (polvo, sedimentos, hollín y otros materiales). Por eso, las propiedades ópticas de la nieve dependen de sus componentes y condiciones en que estos se encuentren.

Por lo que respecta a los estudios relativos a la criosfera, suele enfatizarse, sobre todo, la dinámica de las regiones polares. *“Durante las dos últimas décadas, las capas de hielo de Groenlandia y Antártica vienen perdiendo masa contribuyendo al aumento del nivel del mar a lo largo del siglo XX. (hc¹). Los glaciares continúan disminuyendo casi en todo el mundo (hc).” “En el hemisferio norte la extensión de la cubierta nival durante la primavera viene disminuyendo (hc)”* (IPCC-SR, 2014).

En la actualidad, es importante mencionar que los trabajos en el ámbito de la criosfera tienden a centrarse en dos dominios preferentes, los glaciares y la cubierta nival, y en algunos casos en ambos (Hall *et al.*, 2009, 2012a, 2012b). Las tendencias disciplinares de estudio son múltiples. Sobre los glaciares (polares y de montaña) se presta particular atención a su inventario y a las variaciones superficiales durante las últimas décadas (Paul, Kääb y Haeberli, 2007; Serrano *et al.*, 2006 y 2010; Gardent *et al.*, 2014; Winsvold *et al.*, 2014; Gascoin *et al.*, 2015; López-Moreno *et al.*, 2016). Sobre la nieve se viene poniendo énfasis en el análisis de la evolución de la cubierta nival y su tendencia temporal (Macías *et al.*, 1988; Alonso y Moreno, 1996; Andrew *et al.*, 1998; Gómez Ortiz *et al.*, 2002a; Hall *et al.*, 2002, 2007a; Cea *et al.*, 2007a; Palacios *et al.*, 2007; Andrés y Palacios, 2010; Santos *et al.*, 2010b, 2012; Pons *et al.*, 2012).

Los casquetes glaciares así como los glaciares de montaña requieren décadas, siglos o milenios para presentar cambios, mientras las banquisas de hielo marino y la cubierta nival cambian estacionalmente (Bindschadler *et al.*, 2001). Los estudios dedicados a los glaciares, entre otros objetivos, buscan evidencias sobre cambios en el clima, una vez que la edad de estas masas heladas es muy antigua y suele presentar indicios del clima pasado. Los estudios sobre variación de la cubierta nival ilustran la variabilidad estacional y anual de la misma, aunque dado su carácter efímero (Hall *et al.*, 2012a), puede o no asumirse como

¹ hc – high confidence, (elevada confianza) IPC-SR, 2014

respuesta de la actual variabilidad climática. Por ello, la caracterización del manto nivoso es de gran importancia para:

- determinar la línea de tendencia en la variabilidad estacional de la nieve;
- cuantificar el equivalente en agua procedente de la fusión de la nieve, información imprescindible para los modelos hidrológicos.

En cualquiera de las situaciones disciplinares descritas, análisis evolutiva de los glaciares o registro de tendencias de la cubierta nival, ambos son considerados por la comunidad científica como indicadores sensibles a la variabilidad climática aunque que se refieren a escalas temporales distintas. No obstante, los resultados suelen presentar trayectorias coincidentes. Esto quiere decir que la mayor parte de los estudios analizados apuntan a una reducción tanto de las áreas glaciadas como de la cubierta nival, principalmente en verano y en latitudes medias. Además, es de extrema importancia recordar que las áreas glaciadas se encuentran intrínsecamente dependientes de la presencia de la nieve, tanto por lo que respecta a alimentación de los sistemas glaciares durante el invierno, como en su preservación durante el estío, por lo que exhiben una relación simbiótica.

Como ya se mencionó en el capítulo introductorio, la presente tesis se ocupa, en una primera fase, de la evolución de la cubierta nival en un ambiente periglacial en las cumbres de Sierra Nevada. Pero por las razones referidas en el párrafo anterior, no deja de ser relevante el análisis de la actuales transformaciones que ocurren en los ambientes glaciares. En este sentido son numerosos los investigadores internacionales y nacionales que vienen contribuyendo con estudios de suma importancia en el ámbito de la criosfera. A continuación se nombran algunos de esos autores y los estudios que se han considerado más relevantes e inspiradores para la elaboración de esta tesis.

La cubierta nival es un componente clave en el clima regional y global, y en la hidrología de las regiones montañosas, por eso, es indispensable disponer de series largas de datos térmicos y de extensión nival y su variabilidad (Dozier, 1989; Hall *et al.*, 1995; Dozier y Painter, 2004). Dedieu *et al.*, (2009) destaca también la utilidad de conocer las características espectrales de la nieve para los estudios sobre el balance radiativo superficial, así como para la previsión de los riesgos de avalanchas en los Alpes franceses. Los autores mencionados han contribuido con importantes estudios al conocimiento de la criosfera como también para al campo de la teledetección.

La obra científica de Hall, D. (1987, 1995, 2002, 2007b, 2012b) en el ámbito de las técnicas remotas aplicadas a la criosfera es muy amplia. La autora viene desarrollando estudios tanto

sobre glaciares como sobre cubierta nival y sus características espectrales. Desarrolló ratios para cartografiar la cubierta nival, a partir de Landsat y de MODIS (Hall *et al.*, 2002), y además, también trabajó en el ámbito de las temperaturas de superficie de áreas glaciadas. Además, la autora aplicó estas técnicas en regiones polares, con particular incidencia en Groenlandia, como también en áreas de montaña, a citar: *Glacier National Park* (Montana), *Chugach Mountains* (Alaska), *Glacier Bay National Park* (Alaska) (Fig. 5.1), *Sierra Nevada Mountains* (California), *Wind River Range* (Wyoming), y en la región de los Alpes (Austria).



Fig. 5.1 – Retroceso del Glaciar Muir, *Glacier Bay National Park*, Alaska, a la izquierda 1941, y a la derecha 2004.

Fuente: NSIDC² collection.

Hall *et al.*, (2003) compara los cambios detectados en dos glaciares en los Alpes austriacos, *Pasterze* and *Kleines Fleißkees*, mediante el uso de imágenes Landsat y mediciones en el terreno. Cuando son comparados los datos de campo y de satélite las tendencias son coincidentes, apuntando una recesión de la lengua glaciar del *Pasterze* entre 1150-1300 m y una pérdida de 30% del área del glaciar *Kleines Fleißkees* desde 1984, ambos hechos debido a la subida de las temperaturas durante el verano.

Todavía en el ámbito de los Alpes, Rabatel *et al.*, (2013) utiliza la ELA (*Equilibrium Line Altitud*) a partir de imágenes de satélite (Landsat, SPOT y ASTER) para analizar la evolución de 43 glaciares en el sector oeste de los Alpes franceses. Las tendencias observadas durante el periodo de estudio (1984-2010) apuntan una subida media de la ELA alrededor de 170 m,

² National Snow and Ice Data Center, USA

y como sería de esperar, la causa está fuertemente relacionada con el aumento de las temperaturas del aire, sobre todo en verano. También se ha podido observar un comportamiento diferencial entre los glaciares de cuencas orientadas al norte y al sur. Gardent *et al.*, (2014), presentó también un inventario multitemporal de los glaciares alpinos franceses entre 1960 y finales de 2000, con base en mapas topográficos, fotografías aéreas e imágenes de satélite. Los autores confirman un decrecimiento de 25% de la área superficial glaciada. Paul, Kääb y Haeberli (2007) han encontrado tendencias de comportamientos similares para el periodo 1985 a 1999, apuntando una pérdida de cerca de 18% del área glaciada en los Alpes suizos.

Por lo que respecta a los glaciares en Noruega, Winsvold *et al.*, (2014) procede a un análisis de la superficie de las más de las 2700 unidades inventariadas en el país, desde 1947 hasta 2006, mediante diferentes datos y materiales, habiendo recurrido para los años más recientes de su estudio a imágenes Landsat TM y ETM+. Los resultados muestran una reducción superior a 320 km² del área glaciada y una pérdida media de 240 m en términos de longitud de las unidades glaciares. Andreassen *et al.*, (2008) había anteriormente estudiado la evolución de los glaciares en la región de *Jotunheimen* and *Breheimen* en Noruega comparando el área glaciada obtenida de imágenes Landsat TM para el año 2003 con mapas previos, ortofotografías y fotografías aéreas de los años 1930, 1960 y 1980. Los resultados mostraron una disminución del 23% para 38 glaciares analizados desde 1930, y del 12 % para 164 glaciares analizados después de 1960.

A nivel de la Península Ibérica, a pesar de su reducido dominio frío, son igualmente relevantes los estudios que abordan la pérdida del espacio glaciado y ambiente periglaciado, sobre todo en Pirineo, Picos de Europa y Sierra Nevada.

Por ejemplo Serrano *et al.*, (2006, 2010) investiga sobre los cambios del ambiente glaciado, periglaciado y nival en Picos de Europa y Pirineos. Para ello usó técnicas de prospección, topográficas y fotogramétricas. Los resultados sobre la dinámica actual del helero del Jou Negro registran una pérdida del 60% de la superficie del helero durante los últimos 30 años. Trabajos más recientes como lo de López-Moreno *et al.*, (2016), analiza la evolución del glaciado del Monte Perdido también en los Pirineos, desde 1981 hasta la actualidad, a través de fotografías aéreas, modelos digitales de elevaciones entre otros métodos derivados de la teledetección. Los autores concluyen que la degradación del glaciado del Monte Perdido ha sufrido una aceleración después de 1999 hasta la actualidad.

También indicar que investigadores nacionales igualmente dedican algunos de sus trabajos en ámbitos de estudio más distantes, en particular en Antártica. Por ejemplo, Pérez *et al.*,

(1995) presenta un estudio sobre la dinámica de la línea de nieve en Antártida a partir de imágenes de radar ERS-1³ y Landsat 5 TM. Corbera *et al.*, (1995) aborda el comportamiento temporal de las fluctuaciones del casquete glaciar de las islas *Livingston* y *Greenwich* (Antártica) utilizando también imágenes del satélite Landsat MSS y TM, SPOT⁴ así como fotografías aéreas para diferentes años. Y más recientemente Jiménez *et al.*, (2015) presenta un estudio sobre la variabilidad térmica de la capa activa junto a la Base Antártica Española (BAE) Juan Carlos I relacionándola con el espesor nival. Aunque se traten de ámbitos de estudio alejados y con contextos geográficos muy distintos de los de Sierra Nevada se consideran de interés por resaltar la tendencia evolutiva regresiva tanto de los glaciares polares como del comportamiento nival, pues en todos los casos se verifica un importante retroceso glaciar en las áreas de estudio bien como un notable incremento del ritmo de retroceso durante el periodo estudiado.

Con respecto a los estudios sobre la cubierta nival, desde temprano se ha reconocido la necesidad de estudiar el comportamiento de la nieve en las montañas ibéricas, pudiendo nombrarse proyectos de gran interés. Por ejemplo, el programa ERHIN “Estudio de los recursos hídricos procedentes de la fusión nival en alta montaña - La nieve en el Pirineo español”, coordinado por Macías *et al.*, (1988). Como resultado de este trabajo se pretendía diseñar un sistema operativo que, a partir del análisis de imágenes de satélites (Landsat MSS y TM, SPOT, NOAA⁵) se pudieran efectuar previsiones sobre la cantidad de nieve acumulada y su equivalente hídrico embalsable para cada cuenca y subcuenca.

Posteriormente, Alonso y Moreno (1996) presentan la misma preocupación considerando que los estudios sobre la extensión de la cubierta nival y su equivalente en agua constituye una prioridad en las cuencas de alta montaña. Subrayando el hecho que el agua es un recurso natural escaso, vulnerable e irremplazable. Además, es irregular en su forma de presentarse en el tiempo, originando regímenes fluviales fuertemente dependientes de la retención y fusión nival, igual que en Sierra Nevada. Para actualizar el inventario de las masas de hielo en el Pirineo Aragonés (Macizo Aneto-Maladeta), los autores referidos han utilizado imágenes de satélite Landsat 5 TM, y señalan que los glaciares pirenaicos han sufrido un continuo proceso de degradación y retroceso en los últimos años, provocando la extinción de algunos de ellos.

Pero la importancia del estudio de la nieve no solo interesa por constituir un recurso hídrico fundamental, sino que también está relacionada con la estabilidad de ámbitos fríos cuya

³ *European Remote Sensing Satellite*

⁴ *Satellite Pour l'Observation de la Terre*

⁵ *National Oceanic and Atmospheric Administration*

dinámica geomorfológica depende de la existencia/ausencia de la nieve. Palacios, D. entre otros, llevan dos décadas estudiando los efectos e influencia de la nieve en los procesos erosivos de alta montaña, sobre todo en la Sierra de Guadarrama en el macizo central. (Palacios *et al.*, (1997, 2003, 2004a, 2004d, 2007) determinan la influencia de la nieve en diferentes formas de relieve, pertenecientes a distintos momentos (preglaciario, glaciario y postglaciario) situadas a diferentes altitudes. Los autores concluyeron que la presencia de la nieve protege el sustrato de cambios térmicos, pero que al mismo tiempo es una fuente de agua que proporciona la inestabilización de bloques en vertientes con pendientes acentuadas, así como la ocurrencia de procesos de gelifracción. En estos estudios los autores observan también una correlación directa entre los procesos geomorfológicos erosivos, la distribución de la vegetación y la cubierta nival.

Aún en el ámbito de los Pirineos otros investigadores como Pons *et al.*, (2010, 2014a), Cristóbal *et al.*, (2004, 2008b), Cea *et al.*, (2007a, 2007b), entre otros, principalmente, por lo que respecta al desarrollo de programas de tratamiento y análisis de imágenes de satélite y también en el perfeccionamiento de las técnicas de teledetección para la determinación de la cubierta nival. Los autores trabajan con ambos tipos de imagen, Landsat y MODIS, enfocando sus estudios, sobre todo, a áreas montañosas como los Pirineos Catalanes. Sus trabajos abordan algunos aspectos de la metodología aplicada en esta tesis, entre otros. De entre ellos: la cartografía de nieve, detección automática de nubes y sombras, incorporación del relieve en la corrección geométrica, mejoras en los modelos de corrección radiométrica, balances energéticos, cálculo de la TST, etc.

Por lo que respecta a nuestra área de estudio, el Observatorio del Cambio Global de Sierra Nevada ha elaborado un estudio sobre la caracterización de la cubierta nival en Sierra Nevada y sus tendencias temporales mediante el uso de imágenes MODIS inicialmente para el periodo 2000–2008, publicado en 2009 por la Junta de Andalucía y por el Centro Andaluz de Medio Ambiente. Este estudio se realizó para dar respuesta a algunas cuestiones comunes a esta tesis y también planteadas en la introducción, como por ejemplo: ¿Hay tendencias temporales consistentes en la cubierta de nieve? ¿En qué sentido? ¿Qué papel juega la nieve en el caudal de los ríos? Para ello, fueron analizadas a través del producto de ocho días de la cubierta nival (MOD10A2) del sensor Terra MODIS, la duración y extensión de la nieve y las fechas de las primeras nieves y de la fusión de ella. Los resultados exhibidos (Fig. 5.2) son bastantes ilustrativos del comportamiento nival en Sierra Nevada, pero con algunas reservas.

A pesar del interés de este trabajo así como del valor de la información expuesta, el estudio presenta algunas limitaciones oportunamente señaladas por los autores. Los inconvenientes

detectados se refieren, sobre todo, a errores por omisión. Estos son menores cuando el análisis incide sobre toda Sierra Nevada y cuando la extensión de la nieve es abundante como en Invierno, mientras que los resultados se perciben más desajustados cuando el análisis incide sobre la presencia de nieve en las cumbres durante el verano, época en que la cubierta nival es más reducida y fragmentada. Esto significa que delimitar la nieve durante el periodo estival en base a imágenes de baja resolución espacial (500 m), es suponer que en verano las superficies de nieve remanentes en las cumbres pueden no ser contabilizadas.

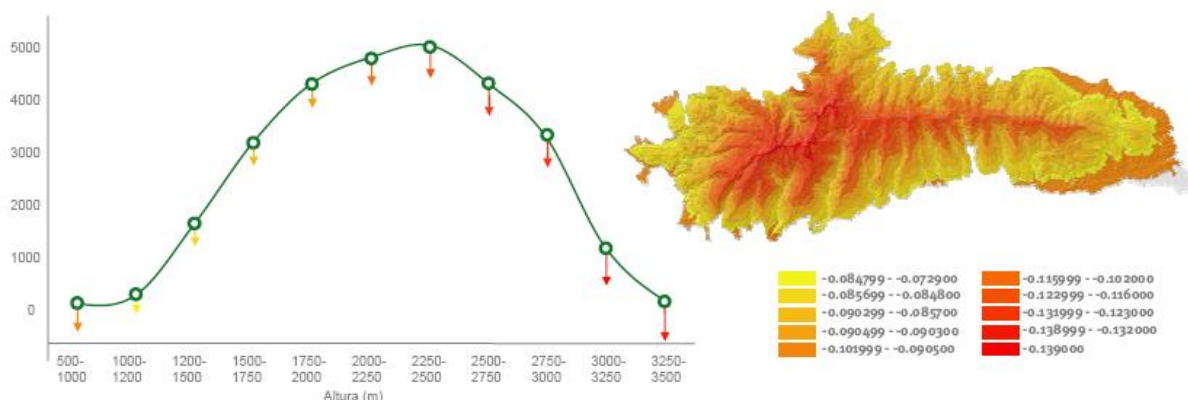


Fig. 5.2 – Tendencia del promedio de superficie (ha) ocupada por nieve en cada rango altitudinal en Sierra Nevada, entre 2000 – 2008. **Fuente:** Observatorio Cambio Global, 2009.

Así que, “*aparentemente hay más días con presencia de nieve a 2000 m que a 3000 m*” (Obs. Cambio Global, 2009). La cubierta nival de las cumbres de la Sierra empieza visiblemente a reducirse desde inicios de junio hasta finales de setiembre, en general. Pero, como se verá más adelante, aunque de forma reducida y fragmentada la cubierta nival resiste el paso de algunos veranos. De ser el caso, el uso de imágenes MODIS no logra detectar dichas superficies de nieve. Además, el periodo cálido suele ser aquél en el que la sensibilidad al incremento de las temperaturas es más acusado, y por lo tanto, se considera importante tener conocimiento de la presencia o ausencia de la nieve, pues no tenerlo en cuenta es asumir un error estadístico en los resultados. A este respecto también Gascoin *et al.*, (2015) alerta para el hecho de que los productos MODIS deben ser utilizados con precaución para temas hidrológicos una vez que son menos precisos en las áreas de transición donde la fusión de la nieve ocurre rápidamente y la resolución del píxel de MODIS no es sensible a ese proceso.

Aún, sobre la cubierta nival en el ámbito de Sierra Nevada hay que recordar las importantes aportaciones de Gómez Ortiz *et al.*, (2002a, 2008b, 2012a), Palacios *et al.*, (2000, 2001, 2004c), Salvador *et al.*, (2010a, 2011a) Herrero, (2007) y Carpintero *et al.*, (2011) entre otros, que a lo largo de más de 3 décadas vienen estudiando la Sierra. Los estudios sobre Sierra Nevada, vienen abordando diversas temáticas. Con particular interés para esta tesis

están los últimos trabajos referentes a la inestabilidad de taludes como consecuencia directa de la dinámica de la cubierta nival, espesor y duración del manto nival (Palacios *et al.*, 2000, 2001; Tanarro *et al.*, 2010, 2012; Santos *et al.* 2010b, 2012) que juegan un papel determinante en el patrón térmico del suelo encontrado en el Corral del Veleta (Palacios *et al.*, 2004c); Salvador *et al.*, 2010b, 2015). Además, aunque la dinámica nival en Sierra Nevada exprese una variabilidad anual relativamente acentuada, se viene verificando una reducción significativa de la superficie nevada que resiste al paso del verano. Pues, en el año 1995 fue la primera vez que se vio el interior del Corral del Veleta completamente descubierto de nieve (Gómez Ortiz *et al.*, 2004), algo que viene ocurriendo con más frecuencia desde entonces.

5.2. Aspectos que afectan la delimitación de la nieve

Son diversos los aspectos que pueden afectar la delimitación de la cubierta nival. Unos más tangibles que otros. La teledetección permite abordar las características espectrales de la nieve bajo diferentes condiciones topográficas, atmosféricas, nubosidad, iluminación. Además, como mencionado en el capítulo 4, también permite percibir el efecto de saturación espectral frecuente en las primeras bandas del espectro visible o las sombras orográficas en áreas de montaña. A continuación se comentaran los aspectos que más frecuentemente afectan la delimitación de la nieve, sobre todo los que tuvieron que ser considerados en esta tesis para el caso de Sierra Nevada.

5.2.1. La nubosidad

La nubosidad suele ser uno de los primeros problemas que es necesario solventar. En el caso del espectro visible, las nubes pueden distinguirse de la nieve a través de la textura, no obstante, esto podrá no ser posible en los casos en que nubes y nieve saturan el sensor, como puede ocurrir en primavera. Además, la textura es algo difícil de analizar durante el procesamiento de las imágenes de satélite, por ello, se deben utilizar longitudes de onda donde nieve y nubes presenten firmas espectrales distintas (Dozier, 1989).

En el caso de Sierra Nevada, se hizo una pre-selección de las imágenes con nubosidad, como se explicó en el capítulo anterior, por lo que solo algunas imágenes utilizadas pueden contener puntualmente alguna nubosidad o no afectar a las cumbres más occidentales de Sierra Nevada. Para una discriminación de las nubes más automatizada véase Cea *et al.*, (2005) y Riggs y Hall, (2002).

5.2.2. La vegetación

La presencia de vegetación, sobre todo del estrato arbóreo denso representa en muchos estudios un problema en la delimitación de la nieve. Esto ocurre porque la nieve bajo la copa de los arboles tiende a no ser contabilizada (Hall *et al.*, 1995; Cea *et al.*, 2007a). Dependiendo del estado fenológico del estrato arbóreo los errores por omisión pueden incrementarse, principalmente cuando la vegetación presenta mayor desarrollo (primavera).

El método propuesto por Klein *et al.*, (1998) es de los más usados entre la comunidad científica, y fue desarrollado para el producto de nieve de MODIS. Se trata de un método basado en un modelo de reflectividades de la nieve en conjunto con un modelo de reflectividades de la vegetación.

Hall *et al.*, (1995) y Cea *et al.*, (2007a, 2007b) confirman que rebajar el umbral para el cual se considera que un determinado píxel está cubierto de nieve permite cartografiar más nieve en áreas forestales, pero que al hacerlo píxeles sin nieve podrán ser incluidos también. Sin embargo, aún permanecen incertezas por lo que respecta a este tipo de generalización.

En el caso de Sierra Nevada, al tratarse de una montaña de gran altitud y con características semiáridas, principalmente en la zona de cumbres, el estrato arbóreo es prácticamente inexistente. Por lo que respecta a las cotas inferiores la densidad arbórea es mayor, sobre todo, durante primavera y verano. No obstante, y por lo que respecta a la nieve, durante las estaciones cálidas la cubierta nival ya no está tan presente en los rangos altitudinales medios-bajos, quedando muy recluida a las cotas cimera de la Sierra. En tal sentido, señalar que de toda la serie de imágenes Landsat estudiadas han sido registrados algunos casos puntuales de nevadas a finales de primavera, en las que se pudo observar la existencia de nieve por entre el arbolado, pero debido a su escasa magnitud se considera que su significado es muy reducido como para tener efectos importantes en la contabilización de la cubierta nival final.

5.2.3. Las sombras topográficas

En áreas montañosas la influencia de la topografía en las reflectividades no es depreciable. En terrenos rugosos, la nieve encubierta en las sombras puede presentarse más oscura que el suelo o la vegetación bajo radiación directa, por eso, cartografiar la cubierta nival en áreas de montaña no suele ser sencillo (Dozier, 1989).

Tras la corrección radiométrica aplicada a las imágenes de satélite y descrita en el capítulo 4, las sombras orográficas son establecidas como valores NODATA, hecho que tiene implicaciones importantes en la clasificación de la cubierta nival si solo se tiene en cuenta la superficie calculada con las imágenes corregidas radiométricamente, ya que de estas zonas no se tienen datos, lo que conlleva a una estimación de la cubierta nival inferior a la superficie real, sobre todo en imágenes de invierno (Cea *et al.*, 2007a). Los autores refieren una pérdida de área cubierta de nieve en torno a 25 - 45 % en imágenes de invierno y entre 5 - 10 % para imágenes de primavera. Una de las soluciones para corregir el efecto de la sombra orográfica es usar el método de clasificación supervisada basada en el algoritmo ISODATA descrito también en Cea *et al.*, (2007a, 2007b).

Otra alternativa, es analizar las reflectividades de la banda 1 (TM y ETM+) una vez que esta banda se satura en la mayor parte de las superficies cubiertas por nieve, ayudando a distinguir la nieve en áreas de sombras (Dozier, 1989).

En el caso de Sierra Nevada, aunque se utilizó un MDE en las correcciones, pueden observarse zonas de cumbres afectadas por las sombras topográficas, principalmente en las imágenes de invierno, lo que supone una importante pérdida de información. El inconveniente fue solucionado con una simple corrección manual de los límites de nieve omitida (véase el apartado 5.5.2.), procedimiento planteado por diversos autores (Rott, 1994; Andreassen *et al.*, 2008; Winsvold *et al.*, 2014).

5.2.4. El tamaño del píxel analizado

Cada píxel del espectro solar (visible, infrarrojo cercano y medio) de Landsat representa un área de 900 m² que puede estar total o parcialmente cubierto de nieve, y por ello la reflectividad de cada píxel dependerá del porcentaje de ocupación de nieve en esta superficie (Herrero, 2007). Robinson *et al.*, (1993), menciona a propósito de la elaboración de mapas de cubierta nival del hemisferio norte utilizando imágenes NOAA-AVHRR, que solamente píxeles cubiertos de nieve al menos en 50% de su área son cartografiados como nieve. Hall *et al.*, (1995) se refiere a errores de omisión cuando la nieve cubre menos de 60% del píxel en imágenes Landsat TM. Crawford *et al.*, (2013) también menciona que en el caso de imágenes Landsat MSS, TM y ETM+, píxeles con $\geq 50\%$ de nieve son clasificados como “presencia” y que un píxel con $< 50\%$ de nieve es clasificado como “ausencia”. Este problema es particularmente relevante en las zonas limítrofes de la cubierta nival, donde los píxeles pueden representar nieve y suelo simultáneamente. Así que cuanto mayor sea la resolución espacial de la imagen de satélite analizada menores serán los errores por omisión, cuando se proceda a la delimitación de la nieve.

5.2.5. Las dimensiones de la cubierta nival

La delimitación de los glaciares o cubierta nival mediante técnicas de teledetección, funciona mejor en la observación de glaciares de grandes extensiones, aspecto que parece comprensible dado que la falta de precisión de los ratios e índices empleados surgen en el delineado de los contornos y no en las zonas interiores (Maestro y Recio, 2004; Gascoin *et al.*, 2015). De la misma forma Winsvold *et al.*, (2014) remarca que para superficies glaciadas/nevadas inferiores a 1 km² la incertidumbre de los límites aumenta con la reducción del tamaño de la superficie estudiada. Por tanto, y por lo que respecta a Sierra Nevada, esta problemática se torna más evidente en las imágenes de satélite de verano, donde la cubierta nival es más reducida y fragmentada. Además, como dicho antes, las áreas limítrofes de la cubierta nival suelen ser las zonas que mayor dificultad ofrecen a la hora de contabilizar la nieve existente. En esta franja limítrofe la nieve puede presentar características relativamente distintas de la nieve de zonas con mayor abundancia.

5.2.6. Las propiedades de la nieve

Otro aspecto muy relevante que interfiere en la delimitación de la nieve son las propiedades de la nieve en el momento de paso del satélite. La nieve presenta características espectrales distintas dependiendo del momento del año, puede tratarse de una nieve más reciente y por eso con mayor reflectividad o más antigua y por ello menor reflectividad.

Por otra parte, la fusión de la nieve supone la merma de la cubierta nival tanto en superficie como en volumen. La reducción del espesor de la cubierta nival bien como la posibilidad de que esta se encuentre cubierta por impurezas y sedimentos (Fig. 5.3) también conlleva a valores de reflectividad menores.

La reflectividad de la nieve disminuye con el tiempo (Maestro y Recio, 2004), siendo tanto mayor cuanto más reciente y vice-versa. Esto ocurre porque la fusión de la nieve supone un aumento de la dimensión de los cristales de nieve, reduciendo enormemente su reflectividad (Dozier, 1989) en la región del infrarrojo cercano (Fig. 3.5, Cap.3). Sin embargo, cabe remarcar que la reflectividad de la nieve en el espectro visible no depende de la talla de los cristales de nieve como en el infrarrojo cercano. En la región del visible, la reflectividad de la nieve es más sensible a la presencia de sedimentos y polvo (Hall *et al.*, 1988; Dozier, 1989). Además, la reducción del valor de albedo puede verse acelerada por la penetración de la radiación a través de la nieve, cuando el manto nival tiene poco espesor, siendo la radiación absorbida por el suelo. Esto ocurre cuando el espesor del manto nival se reduce a unos 50 cm (Macías *et al.*, 1988).



Fig. 5.3 – Sedimentos sobre nieve y hielo glaciar. Alpes suizos, Agosto de 2008. **Foto:** B. Santos

Kokhanovsky, A. (2013) propone un modelo simple para averiguar la influencia de determinadas impurezas en el albedo de la nieve “sucia” y consecuentemente en su duración. El autor refiere que las impurezas modifican considerablemente la reflectancia espectral de la nieve sobre todo en el espectro visible pero también en la región del IRC. Esto hecho se debe a la absorción de la radiación por parte de las impurezas, ocurriendo una reducción del albedo de la nieve entre 5 y 20%, dependiendo de las características de las impurezas en cuestión. El autor concluye que el modelo propuesto podría también ser útil para conocer el efecto de las impurezas de la superficie de la nieve en el cálculo de la temperatura de superficie, lo que podría ser muy útil en el caso de Sierra Nevada.

5.3. Delimitación de la cubierta nival: Selección de los métodos

Son varias las técnicas que se vienen utilizando y perfeccionando para cartografiar la cubierta nival a partir de datos satelitales: interpretación visual, clasificaciones multispectrales, detección de cambios, ratios e índices (Hall *et al.*, 1995). En base en el análisis de la extensa bibliografía existente sobre los métodos para delimitación de la cubierta nival se han evaluado la validez de 2 ratios y un índice normalizado. Los tres métodos que se presentan a continuación han sido aplicados para un año experimental (año hidrológico 2007-2008) con el objetivo de dilucidar el método más adecuado para la área de estudio y tramo temporal en cuestión (Santos *et al.*, (2010a, 2010b). Tras el análisis y selección del método, esto se aplicó a toda la serie de imágenes de satélite correspondientes a los 14 años hidrológicos.

Los dos ratios y índice que se presentan a continuación también han sido previamente aplicados por Maestro y Recio (2004) para evaluar la superficie cubierta por los glaciares en

el Pirineo axial aragonés. El primer método aplicado a Sierra Nevada es denominado R_{35} y se trata de un ratio, entre la banda 3 (visible) y la banda 5 (infrarrojo medio) de Landsat. Este ratio, fue aplicado por Rott, (1994) para estudiar los glaciares de la región de *Ötztal*, situada en los Alpes austriacos. Rott aplicó un umbral igual o superior a 1.3 para áreas ocupadas por nieve y hielo. La expresión que lo define es la siguiente:

$$\begin{aligned} R_{35} &= TM3 / TM5 & (5.1) \\ R_{35} &\geq 1.3 = \text{nieve o hielo} \end{aligned}$$

El segundo método aplicado para calcular la superficie nival es el R_{45} y tal como el anterior es un ratio, ahora entre la banda 4 (IRCercano) y la banda 5 (IRMedio). Fue definido por Hall *et al.*, (1987), y fue aplicado en *Grossglockner Mountains*, también en los Alpes austriacos y en las *Chugach Mountains* en el sur de Alaska. El hecho de que se use la banda 4 permite evitar los problemas de saturación que ocurren con más frecuencia en las primeras bandas (1-3) del espectro visible. Posteriormente a partir del ratio R_{45} , Jacobs *et al.*, (1997), consideró un umbral superior a 1 para píxeles cubiertos de nieve o hielo. El ratio R_{45} se define por la siguiente expresión:

$$\begin{aligned} R_{45} &= TM4 / TM5 & (5.2) \\ R_{45} &> 1 = \text{nieve o hielo} \end{aligned}$$

Maestro y Recio (2004), mediante los resultados obtenidos tras la aplicación del ratio R_{45} verificó que la mayoría de los píxeles referentes a nieve o hielo presentaban valores iguales o superiores a 3, logrando una mejor delimitación de la cubierta nival para el Pirineo aragonés, que la obtenida a partir del umbral inicialmente propuesto por Jacobs *et al.*, (1997). Sin embargo, en el caso de Sierra Nevada, se ha aplicado el umbral superior a 1, inicialmente propuesto por Jacobs *et al.*, (1997). Dado que aplicar un umbral superior implicaría una depuración demasiado selectiva excluyéndose muchos píxeles aun cubiertos de nieve, como se verá en el apartado 5.4 referente a la comparación de los métodos.

El tercer índice calculado fue el **NDSI** (*Normalized-Difference Snow Index*). Se trata de un índice análogo al conocido NDVI⁶ aplicado a la vegetación. Contrariamente a los métodos descritos anteriormente, este no es un ratio entre bandas pero si un índice normalizado entre las bandas 2 (visible) y 5 (IRMedio) de Landsat. Se define así:

$$\begin{aligned} \text{NDSI} &= (TM2 - TM5) / (TM2 + TM5) & (5.3) \\ \text{NDSI} &\geq 0,4 = \text{nieve o hielo} \end{aligned}$$

⁶ *Normalized-Difference Vegetation Index*

La diferencia normalizada entre las bandas 2 y 5 (Landsat TM) fue inicialmente propuesta por Dozier (1989) en su trabajo sobre la signatura espectral de la nieve mediante el uso del sensor TM de Landsat. El autor aplicó este índice en el sur de Sierra Nevada (California, USA) situada a 37° de latitud N, similar a latitud de Sierra Nevada en España. El umbral que Dozier (1989) consideró para que un determinado píxel se encuentre cubierto de nieve fue 0.4. También Hall *et al.*, (1995) ha obtenido buenos resultados utilizando el mismo umbral en otros ámbitos geográficos como Alaska, California, Montana, Minnesota e Islandia. Además, esta autora concluyó que es válido cambiarse el umbral de 0.4 y analizar la sensibilidad de otros umbrales cuando la situación lo requiera, tal como se verificará a continuación en el apartado 5.5.1 relativo a los ajustes de los métodos para las imágenes de satélite de verano.

Tras los diversos estudios de Dozier sobre las características espectrales de la nieve son numerosos los investigadores que han utilizado este índice para calcular la extensión ocupada por la nieve, no solo en ambientes de montaña si no, también, en regiones polares. Fue posteriormente, en el ámbito del proyecto MODIS, que se nombró de NDSI la diferencia normalizada entre las bandas 2 y 5 (Riggs *et al.*, 1994; Hall *et al.*, 1995, 2002). Riggs *et al.*, (1994) también ha aplicado el NDSI para cartografiar la nieve en el *Glacier National Park* (Montana, USA).

5.4. Delimitación de la cubierta nival: Comparación de los métodos

Tras el cálculo de los 2 ratios e índice normalizado de nieve los resultados obtenidos en formato ráster fueron convertidos a vectores (polígonos). El análisis de los polígonos resultantes para el año experimental 2007-08 han permitido averiguar cuál de los tres métodos usados es el más adecuado para el ámbito de Sierra Nevada. En ese sentido, las tres delimitaciones de la cubierta nival obtenidas fueron superpuestas a combinaciones de imágenes en color real (combinación R+G+B, bandas 3+2+1) y algunos casos en falso color (R+G+B, bandas 5+4+2) que permiten distinguir mejor la nieve de alguna nubosidad puntual.

La figura 5.4, muestra una combinación en color real relativa al sector culminante occidental de Sierra Nevada, con especial incidencia sobre el área que va desde el Pico del Veleta (V) al Pico del Mulhacén (M), correspondiente al día 01.05.2008. La cartografía resultante refleja, a título de ejemplo, los resultados obtenidos para cada uno de los 3 métodos utilizados. El análisis es simple y se basa en determinar cuál de las 3 demarcaciones obtenidas delimita con mayor exactitud la cubierta nival visible en la imagen de satélite que sirve de referencia. (Por una cuestión de resolución espacial alguna de la cartografía, tal como la que se muestra enseguida marcada en pie de figura con *^{CD}, está disponible con mayor detalle en el CD que acompaña esta tesis).

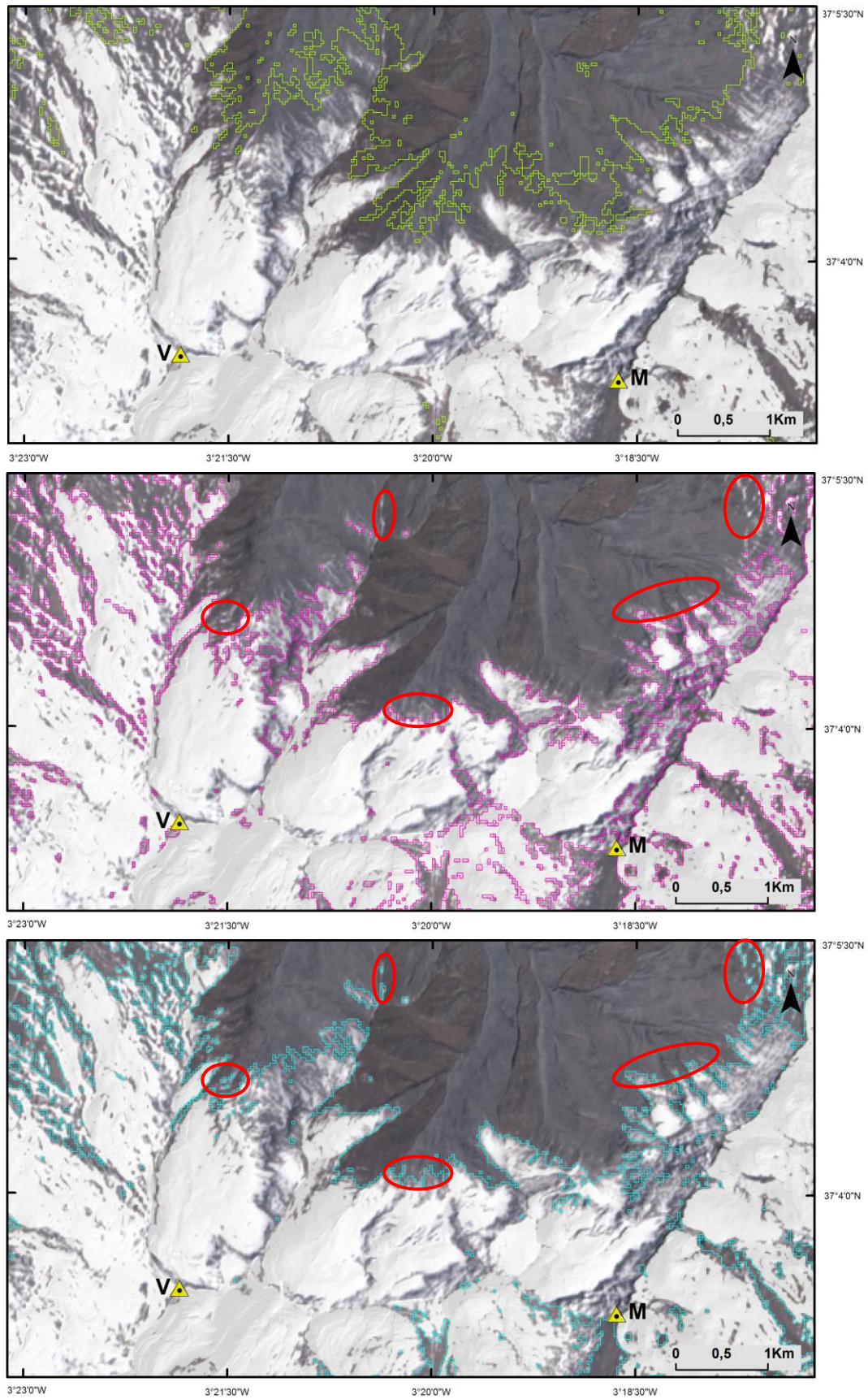


Fig. 5.4 ^{*CD} – Comparación de la cubierta nival calculada a partir del R_{35} (verde), R_{45} (fucsia) y NDSI (azul), respectivamente. Imagen en color real del día 01.05.2008 a partir de Landsat 7 ETM+. (V) – Pico del Veleta; (M) – Pico del Mulhacén.

Observando la figura 5.4 se comprueba que las delimitaciones obtenidas para cada uno de los tres métodos usados no son coincidentes. La delimitación correspondiente al índice R_{35} , es la más desvinculada de la cubierta nival visible en la imagen de satélite. Así, estudiar la cubierta nival a partir del ratio propuesto por Rott (1994) supondría la inserción de significativos errores por comisión, por lo que se incluirían conjuntos de píxeles que efectivamente no están cubiertos de nieve obteniéndose un área de nieve superior a la existente en realidad.

Las delimitaciones relativas al ratio R_{45} y al NDSI presentan diferencias reducidas, pero cuando se analizan las áreas limítrofes de la cubierta nival (señaladas a rojo en la figura 5.4), se puede depurar con mayor exactitud cuál de los métodos se ajusta mejor. En cuanto al método NDSI la delimitación obtenida incluye píxeles que aún tienen presencia de nieve y que el ratio R_{45} ya no considera. Esto significa que el NDSI presentará una área de nieve más cercana a la real y que el ratio R_{45} , por lo que los resultados son más cercanos a la realidad. La razón de ello es que el R_{45} no considerara píxeles cubiertos de nieve (errores por omisión) con bajos valores de reflectividad.

Como se menciona en Santos *et al.*, (2012), el uso del NDSI presenta una ventaja adicional que es el hecho de que la reflectividad de las nubes y de la nieve en la banda 2 son ambas elevadas. En el caso de la banda 5, la reflectividad de las nubes permanece elevada mientras que la de la nieve cae para valores cercanos al cero, por lo que el cálculo del NDSI proporciona también una buena discriminación de ambas cubiertas (Hall *et al.*, 1988, 1995; Dozier, 1989). De esta forma, tras la evaluación realizada a los tres métodos, se concluyó que el mejor procedimiento para estudiar la cubierta nival en Sierra Nevada es el índice NDSI. Además, después de analizada la bibliografía existente sobre los métodos que permiten cartografiar la cubierta nival, el NDSI suele ser el método más utilizado y con los mejores resultados hasta la actualidad, siendo numerosos los investigadores que lo aplican en sus estudios.

Por fin, es importante mencionar que la delimitación de la nieve a partir de un $NDSI \geq 0.4$ también incluye masas de agua, y por eso, posteriormente al cálculo del NDSI para las 162 imágenes Landsat, se aplicó una máscara de masas de agua la cual evitará que píxeles correspondientes a agua sean identificados como nieve. Este procedimiento es necesario sobre todo para imágenes de primavera-verano, donde las lagunas de montaña suelen ya no estar cubiertas de nieve o hielo (Cea *et al.*, 2007b). Para ello, se analizaron cada imagen individualmente una vez que la fechas de fusión de la nieve sobre las lagunas es variable cada año, y por eso, la aplicación de la máscara de masas de agua puede o no ser necesaria.

5.5. Ajustes de los métodos

Como se muestra a continuación, la cubierta nival en las cumbres de Sierra Nevada (por encima de los 3000 m) puede resultar bastante variable en verano. Como viene siendo recurrente desde la década de los 90, la presencia de nieve en verano es reducida o inexistente. Pero han habido años excepcionales, como el 2010 y 2011, con presencia de nieve muy abundante (Fig. 5.5).

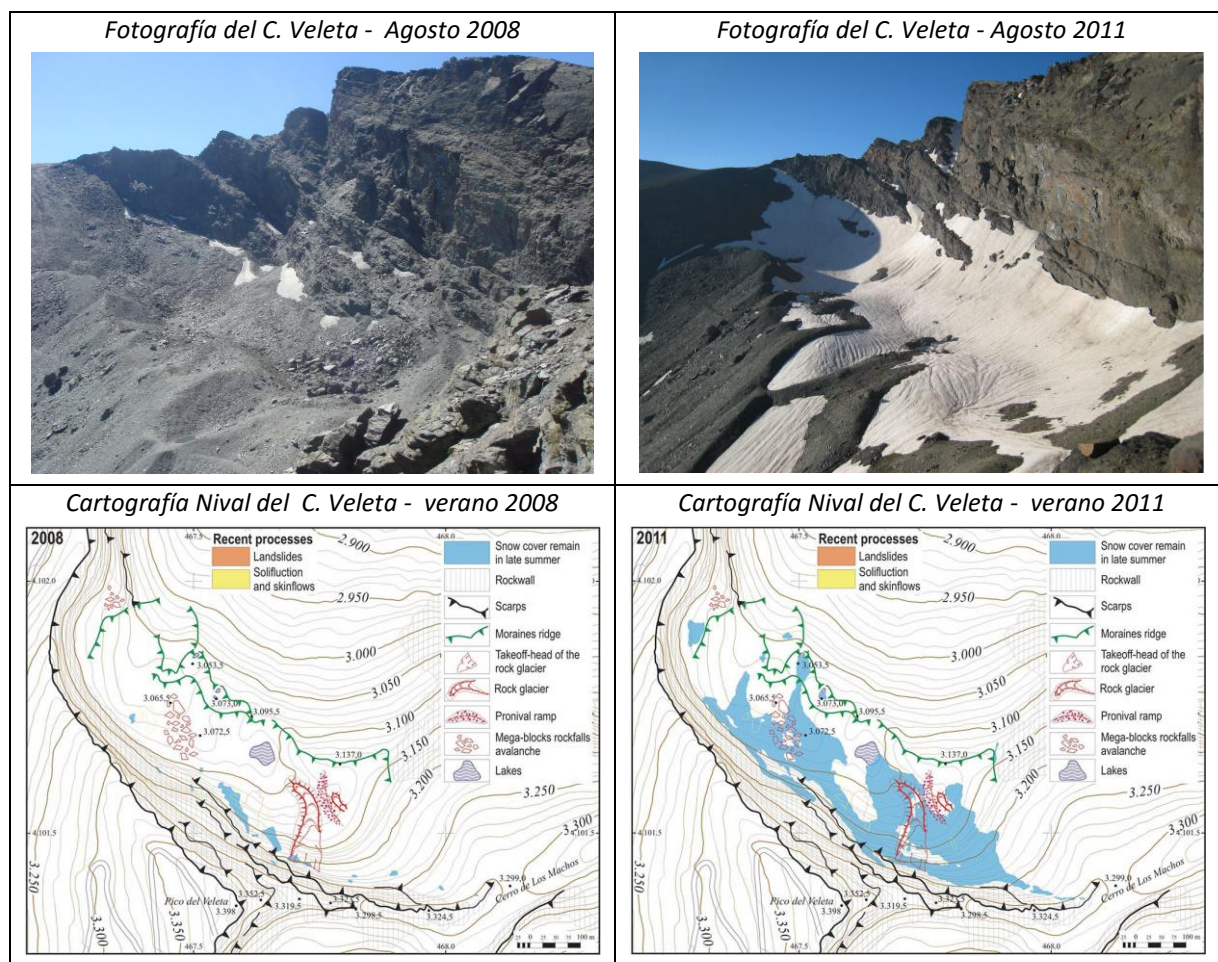


Fig. 5.5 – Fotografías y cartografía nival del interior del Corral del Veleta durante los veranos de 2008 y 2011, respectivamente. Las fotografías son tomadas durante las campañas de campo anuales, habitualmente en la última semana de agosto.

Desde finales de la década de los 90 que el grupo de investigación de *Paisatge i Paleoambients en la Muntanya Mediterrànea* de la UB, viene realizando campañas de campo cada verano en las que se controlan e recogen datos instrumentales, sobre todo en el interior del Corral del Veleta, el antiguo circo glaciar que aún alberga *permafrost* y un incipiente glaciar rocoso bajo un manto de clastos y bloques. Durante las campañas de campo los controles efectuados son de diferente índole, como se ha explicado en el capítulo anterior. Así que, además de datos cuantitativos relativos a la temperatura del interior del

suelo y temperatura del aire, también son tomadas fotografías del interior del Corral del Veleta desde diferentes perspectivas (oblicuas (Fig. 5.5, encima) y verticales). A partir de las fotografías se viene elaborando la cartografía nival de verano que se presenta en la figura 5.5 (en bajo). Las fotografías, obtenidas desde 1998, son obtenidas a finales de verano (última semana de agosto, inicios de septiembre, ocasionalmente octubre), periodo en el que la cobertura nival es mínima o incluso inexistente (Tanarro *et al.*, 2012). De la colección de fotografías que se dispone algunas están en formato analógico, habiéndose escaneado, y las más recientes son digitales. Con ayuda de una ortofotografía de 2008, de 50 cm de resolución espacial se han podido georreferenciar las fotografías en un ambiente SIG (*ArcMap* v. 9.3 de ESRI) (Tanarro *et al.*, 2012).

A través del control fotográfico ha sido posible estudiar la evolución geomorfológica de los movimientos de masa en el talud detrítico del Corral del Veleta. Tanarro *et al.*, (2010) concluyeron que esta dinámica se encuentra asociada a los procesos derivados de la fusión nival que recubre el suelo en verano, así como a la posible degradación del *permafrost* y/o antiguo hielo glaciar que perdura bajo el talud. De esta forma, el uso de fotografías de detalle no solo es de gran utilidad para el estudio de los movimientos de masa en el interior del Corral del Veleta, sino que se ha revelado de gran interés para el monitoreo de la cubierta nival durante del verano en este sector de la Sierra.

La mayor ventaja del uso de fotografía en la delimitación de la cubierta nival estival es su excelente resolución espacial la cual permite obtener una cartografía de gran detalle. No obstante, el método también presenta sus limitaciones, pues no se puede aplicar a áreas extensas ni tampoco a lo largo de todo el año, esto por su dificultad de acceso. Por ello, con el uso de la teledetección se pretende expandir el estudio a toda la Sierra Nevada y durante tiempo continuado, recurriendo a la cartografía nival generada a través de las fotografías de campo para comparar los resultados durante los periodos estivales que suelen presentar más dificultad a la hora de cartografiar extensiones reducidas de nieve a través de las imágenes de satélite (compárense las Fig.s 5.5 y 5.6).

En la figura 5.6 se presentan dos imágenes Landsat de diferentes años y fechas, lo más próximas posible a la última semana de agosto. Las imágenes de satélite (encima) resultan de la combinación R+G+B de las bandas 5+4+2 muestran la nieve en tonos azules (falso color). La cartografía nival (Fig. 5.6, en bajo) se obtuvo a partir del cálculo del NDSI y su posterior reclasificación para un NDSI igual o superior a 0.4, y los resultados se presentan sobre el MDE del Corral del Veleta. Si las referidas imágenes se comparan con las de la figura 5.5 se detecta una gran concordancia a pesar de que no coincidan exactamente en las fechas.

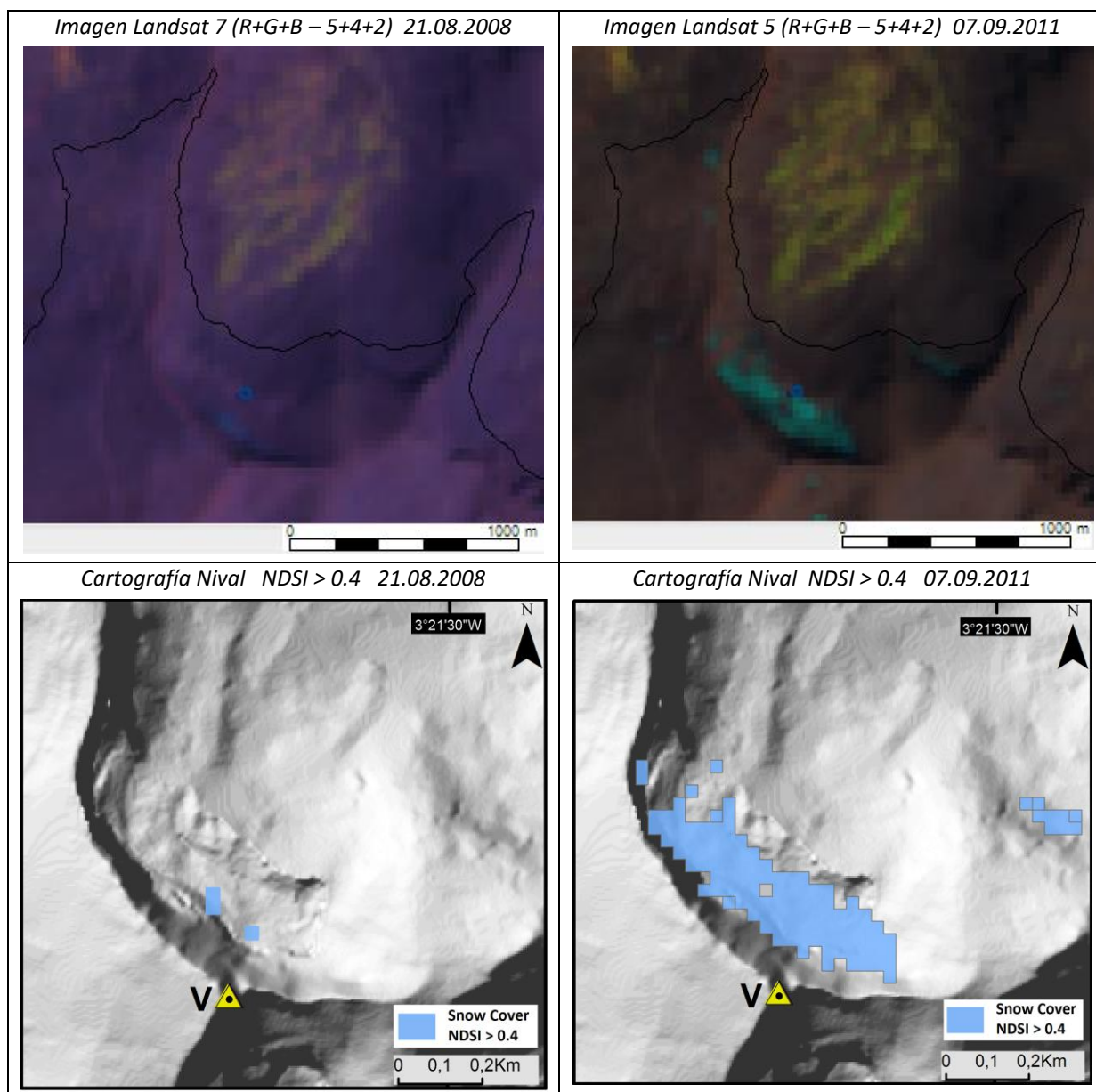


Fig. 5.6 – Encima: Combinación de imágenes Landsat (RGB 5+4+2) del año 2008 y 2011 respectivamente para el Corral del Veleta. En bajo: Cubierta nival resultante de la reclasificación del NDSI para valores superiores a 0.4 sobre el MDE. V. Corresponde al Pico del Veleta (3398 m).

En el caso de la imagen del verano de 2008 se puede verificar que el área ocupada por la nieve es bastante reducida cuando se compara con la del verano de 2011. En este caso, se percibe una cubierta nival más abundante a través de la cartografía generada a partir de la imagen de satélite que la proveniente de fotografía de campo. Esto puede explicarse por no coincidir las fechas del periodo estival, pues el estado de la cubierta nival evoluciona rápidamente en cuestión de días. También puede derivar del tamaño del píxel analizado, ya mencionado en otros apartados. Es decir, cuando en determinadas superficies existen espacios intersticiales sin nieve, como se detecta en la cartografía generada a partir de las

fotografías de campo, éstos no se captan en un píxel con 30 m de lado por lo que prevalecerá el tipo de cubierta más abundante, y en el caso del verano de 2011 fue la nieve. En general, los resultados logrados para el conjunto de imágenes analizadas entre 2007-2008 son bastante satisfactorios. Sin embargo, aún debe mejorarse la delimitación de la cubierta nival tanto para algunos días de invierno cuyos problemas se refieren sobre todo, a la existencia de sombras topográficas, como para días de verano cuya cubierta nival es muy reducida como es el caso del día 21.08.2008. A continuación se enseñan el tipo de ajustes necesarios a cada una de las situaciones.

5.5.1. Ajustes para las imágenes de verano

Una vez seleccionada el método más adecuado para la delimitación de la cubierta nival en Sierra Nevada, y teniendo en cuenta los aspectos analizados anteriormente que más afectan la delimitación de la nieve, es necesario analizar la precisión del umbral para el cual se considera que un determinado píxel está cubierto de nieve. Este procedimiento es necesario, sobre todo para la cartografía nival de verano, ya que la nieve empieza a presentarse de forma más discontinua y superficial.

La cartografía de áreas glaciadas o cubiertas por nieve exhibe acusada sensibilidad a pequeñas variaciones en los umbrales usados (Winsvold *et al.*, 2014). De esta forma son numerosos los autores que investigaron la viabilidad de rebajar este umbral para permitir la inclusión de áreas de nieve fragmentadas y/o con reflectividades reducidas (Hall *et al.*, 1995; Cea *et al.*, 2007a; Herrero, 2007; Santos *et al.*, 2012; entre otros). El objetivo de este procedimiento es reducir los errores por omisión, frecuentes durante el verano.

En el trabajo de Hall *et al.*, (1995) se analizó la sensibilidad de los resultados al cambiar el umbral del NDSI para valores inferiores y superiores a 0.4. En ese sentido, se verificó que el uso de un umbral igual o superior a 0.5 resultaba en la reducción de la cubierta nival real mientras que el uso de un umbral igual o superior a 0.20 resultaba en la inclusión de muchos píxeles no cubiertos de nieve. De este modo, la autora define como aceptable la cartografía generada a partir de la aplicación de umbrales de NDSI entre 0.25 y 0.45.

En veranos como los de 2011 la cubierta nival en Sierra Nevada cuenta con una dimensión susceptible de ser bien delimitada sin necesidad de alterar el umbral 0.4 y sin incluir significativos errores de omisión. Por lo que respecta a veranos como los de 2008 se ha considerado rebajar el umbral del NDSI para ensayar si ocurriría alguna mejora relevante. En la primera serie de imágenes de la figura 5.7 (imágenes superiores) se muestra la cartografía nival obtenida a partir de imágenes Landsat, para el día 21.08.2008 sobre el MDE del Corral

del Veleta, usando un $\text{NDSI} \geq 0.4$, un $\text{NDSI} \geq 0.3$ y un $\text{NDSI} \geq 0.25$. En la segunda serie de imágenes (imágenes inferiores), se añadió a la información anterior la cartografía elaborada manualmente a través de las fotografías de campo, y así poder comparar los resultados de los diferentes umbrales de NDSI.

En la primera cartografía relativa al $\text{NDSI} \geq 0.4$ se puede observar que hay neveros de dimensiones muy reducidas aislados en el sector oriental del circo glaciar que no son contabilizados, aunque los 2 neveros de mayores dimensiones sean detectados pero no delimitados en su totalidad. Esto ocurre por los motivos que fueron explicados antes y que tiene que ver con el porcentaje de recubrimiento del píxel. Con respecto al umbral $\text{NDSI} \geq 0.3$, los dos neveros de mayores dimensiones quedan ahora mejor delimitados pero todavía no incluye los neveros aislados. El umbral $\text{NDSI} \geq 0.25$, detecta los neveros más reducidos pero eso supone cartografiar más área sin nieve, pues hay píxeles cuya presencia de ella es muy inferior al área del píxel, incrementando los errores de comisión.

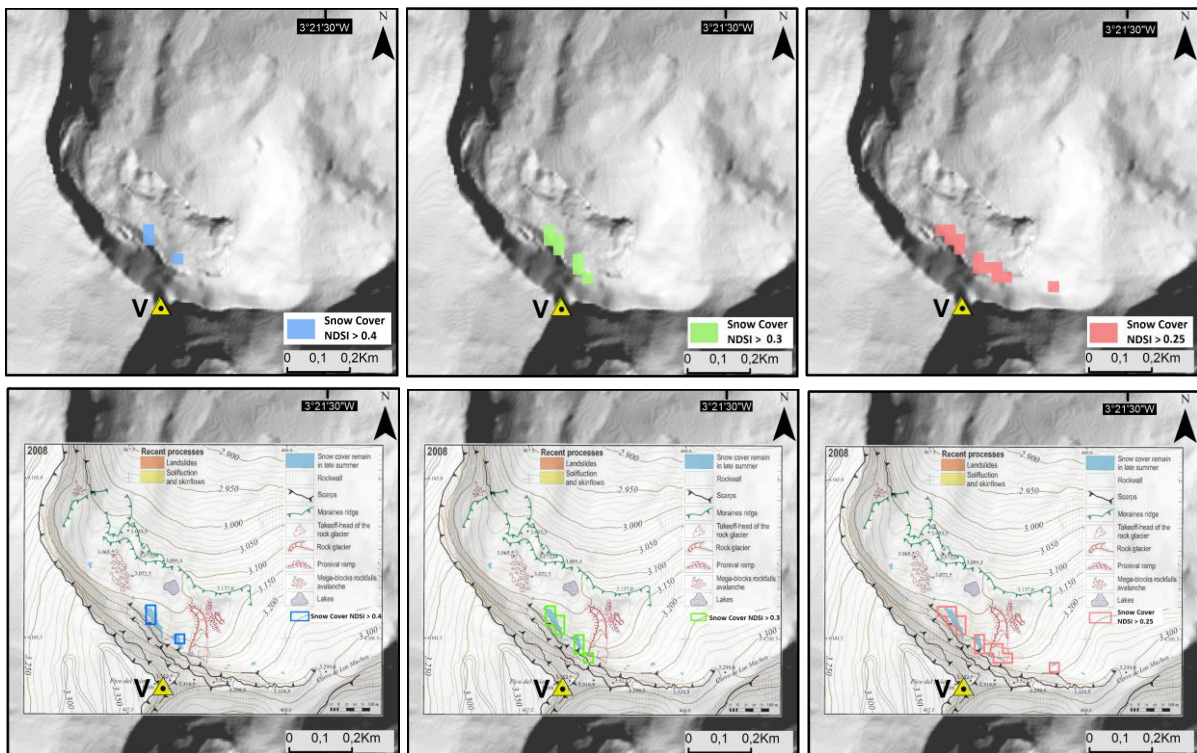


Fig. 5.7 - Encima: Cubierta nival para el día 21.08.2008, calculada a partir de un $\text{NDSI} \geq 0.4$, 0.3 y 0.25 , respectivamente. En bajo: Comparación de los 3 umbrales ($\text{NDSI} \geq 0.4$, 0.3 y 0.25) con la cartografía elaborada a partir de las fotografías de verano de las campañas de campo.

Tras la evaluación de la sensibilidad de los 3 umbrales se verificó que el uso del $\text{NDSI} \geq 0.4$ es suficiente preciso para veranos como los de 2011. No obstante para veranos como los de 2008 se cree que un $\text{NDSI} \geq 0.3$ sería más exacto en la delimitación de la cubierta nival y que el $\text{NDSI} \geq 0.25$ supone ya más errores de comisión que los iniciales errores de omisión que se intentaban corregir. Por tanto y por lo que respecta al análisis de la totalidad de

imágenes Landsat para los 14 años de estudio de esta tesis, se procede siguiendo el método que se presenta en este apartado para evaluar en qué momento se debe pasar de un umbral de NDSI a otro. Este es un proceso largo y laborioso, pero su automatización implicaría errores de análisis, con lo que se prefirió seleccionar el umbral de forma individual para cada imagen.

Además, los resultados obtenidos han demostrado que reducir el umbral del NDSI para el cual se considera que un píxel está cubierto de nieve ofrece mejoras en la estimación de la cubierta nival de las imágenes de verano, siempre que las mismas estén libres de nubosidad y que las sombras orográficas no sean significativas (Santos *et al.*, 2012).

5.5.2. Ajustes para las imágenes de satélite de Invierno

En el caso de las imágenes de invierno el mayor inconveniente son las sombras duras o topográficas, situación que resulta frecuente en cuencas orientadas al norte, con valles estrechos y empinados, como ocurre en el Corral del Veleta, por ejemplo. También Maestro y Recio (2004) han detectado la misma situación para el Pirineo aragonés donde tras la clasificación de la nieve mediante el uso del NDSI surgían nuevos perímetros que se identificaron como zonas de sombra.

La identificación de zonas de sombra topográficas en las imágenes de satélite analizadas, es más frecuente durante el invierno, ya que la altura del sol durante este periodo del año es más baja comparado con la del periodo estival. Además, al tratarse de un estudio en una área montañosa el problema se acentúa comparativamente a las zonas llanas, como se puede observar en la figura 5.8 relativa a Sierra Nevada para un día de enero. Posteriormente, en la figura 5.9 se muestra en detalle el efecto de la sombra topográfica en las cumbres más occidentales de la Sierra, evidenciando que las zonas más afectadas son los valles orientados al norte entre el Pico del Veleta y el del Mulhacén.

Hall *et al.*, (1988), remarca que si el zenit solar es bajo el sensor a bordo del satélite tiende a subestimar la reflectividad de la nieve. La utilización de imágenes adquiridas cerca del mediodía solar pueden disminuir el problema de la baja luminosidad y proporcionar mejores resultados en la delimitación de la nieve (Riggs *et al.*, 2006). También Rott, (1994) señala que el análisis del espectro óptico en áreas montañosas es complejo por la variación de iluminación de las superficies debido a la topografía. Esto, afecta el cálculo de los ratios de las reflectividades porque las propiedades de la radiación directa y difusa no son las mismas. Así ocurre en Sierra Nevada durante el invierno, y por tanto hay que tener en cuenta que la hora de paso del satélite Landsat sobre el área de estudio es entorno a las 10:40 am. (hora

local), y la altura del sol en el horizonte puede ir de 65.30° en junio hasta 25.49° en diciembre, lo que supone que las sombras duras o topográficas siguen siendo un reto a solventar mediante ajustes manuales (Fig. 5.9).

Al respecto Rott, (1994) sugiere que puede ser aplicada una corrección manual de la información vectorial para mejorar la identificación de áreas glaciares o de la cubierta nival. Igualmente Maestro y Recio (2004) resaltan la relativa precisión de los resultados del NDSI pero que los mismos pueden ser depurados, mediante la utilización de ciertos criterios visuales o espaciales.

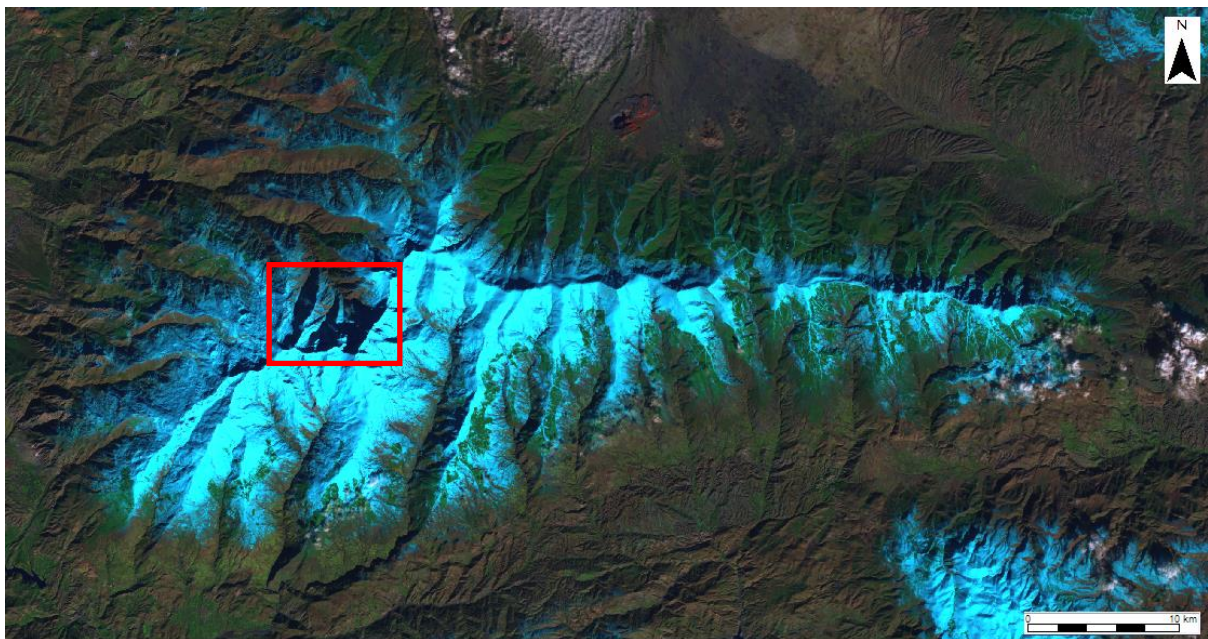


Fig. 5.8 - Composición R+G+B (5+4+2) a partir de Landsat 7 ETM+ de Sierra Nevada, para el día 20.01.2000.

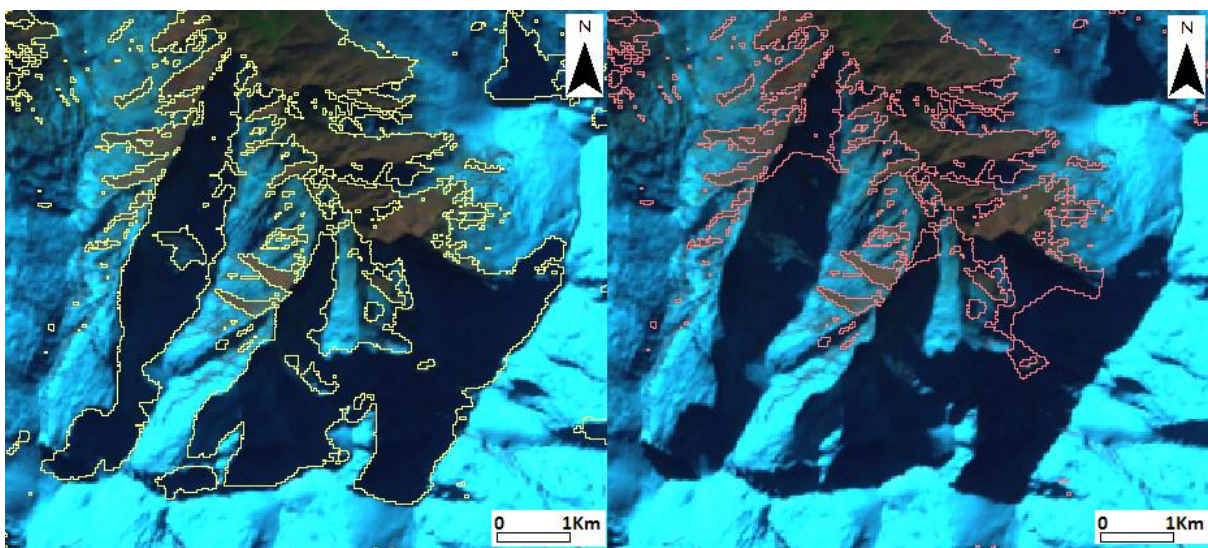


Fig. 5.9 – Corrección manual de los límites de la cubierta nival de la zona de cumbres de Sierra Nevada, aplicada a un día de invierno (20.01.2000). A la izquierda, sin corrección; a la derecha, con corrección.

Este ajuste manual según el criterio visual fue aplicado para algunas imágenes de invierno, sobre todo, durante los meses de diciembre, enero y febrero, con el objetivo de reducir los errores de omisión por las sombras topográficas. Igual que en las imágenes de verano, la corrección manual del efecto de sombra se llevó a cabo tras un análisis individual de cada una de las imágenes de satélite de invierno. La aplicación de otros procedimientos semi-automáticos, como los mencionados en apartado 5.2 podrían haber permitido reducir una mayor cantidad de errores de omisión, pero eso supondría emplear más tiempo para el procesamiento de las imágenes con un resultado muy similar al manual. Así que, se optó por el método más simple, que es la corrección manual, y que aunque no elimine en su totalidad el efecto de sombra, lo reduce en gran medida. Por ejemplo, en la figura 5.9 la cubierta nival antes de la corrección contaba con 815,87 km², mientras que después de la corrección pasaron a ser asumidos 818,21 km², el que significa que la corrección permitió reducir 2,34 km² de errores de omisión.

5.6. Resultados

Como se ha mencionado en los capítulos anteriores, la dinámica nival en Sierra Nevada presenta una variabilidad anual relativamente acentuada. No obstante, dentro de este comportamiento un tanto irregular, se detecta una tendencia general en la reducción del área nevada y menor permanencia del manto nival a lo largo del año.

A continuación se presenta una serie de mapas y gráficos que exponen los resultados obtenidos a partir del análisis de las imágenes de satélite. Tras el cálculo del NDSI y su reclasificación, se ha elaborado la cartografía de las áreas nevadas para cada una de las imágenes de satélite disponibles. A partir de esa cartografía, que se ejemplifica en la figura 5.10, se ha calculado la extensión de la cubierta nival total para cada día.

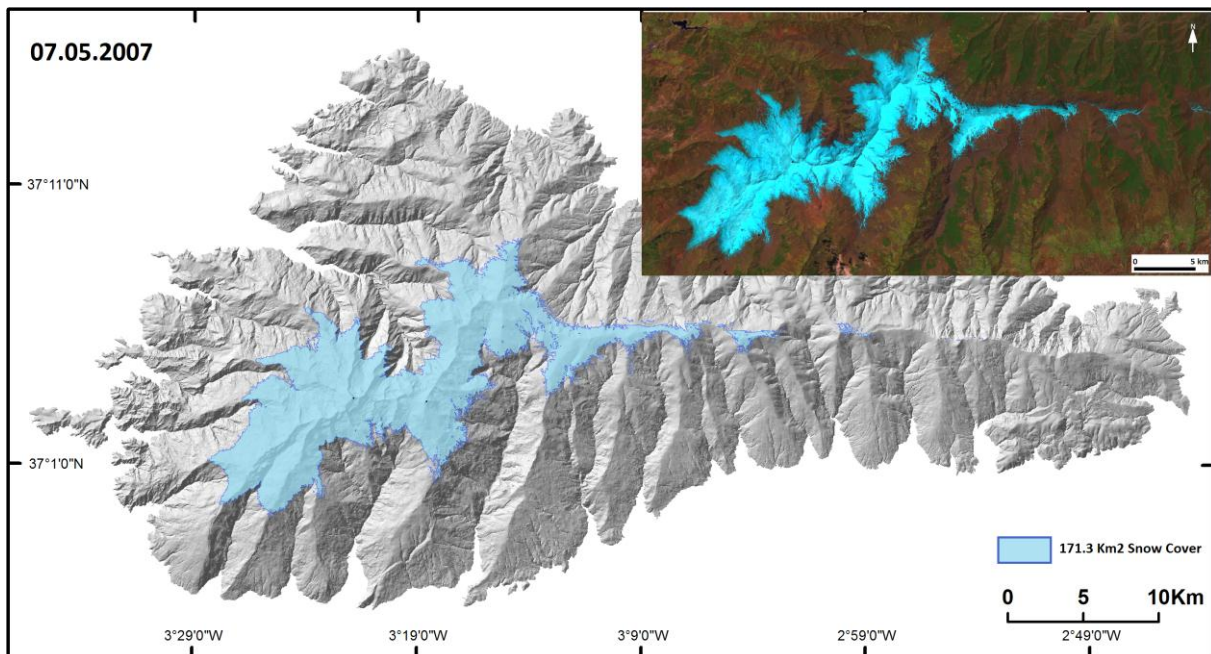


Fig. 5.10 – Cartografía nival obtenida a partir de la imagen Landsat 5 TM para el día 07.05.2007. A partir de su delimitación se ha contabilizado una extensión de nieve de 171,3 km².

Tras la obtención de las extensiones de nieve para toda la serie de imágenes de satélite entre setiembre de 2000 y agosto de 2014, se han caracterizado los resultados según diferentes escalas temporales, para su análisis a nivel anual, estacional y mensual. Ocasionalmente, también, se ejemplificará alguna situación diaria.

5.6.1. Caracterización nival anual

El gráfico de la figura 5.11 presenta la extensión media anual de la cubierta nival (expresa en km²) para cada uno de los 14 años hidrológicos analizados. La media anual obtenida para el total de la serie estudiada para Sierra Nevada es de 200.6 km². Del total de años analizados se puede observar que 9 de los 14 años hidrológicos (señalados en gris claro) presentan una media inferior al promedio anual de toda la serie de datos y tan solamente 5 años (gris oscuro) la superan.

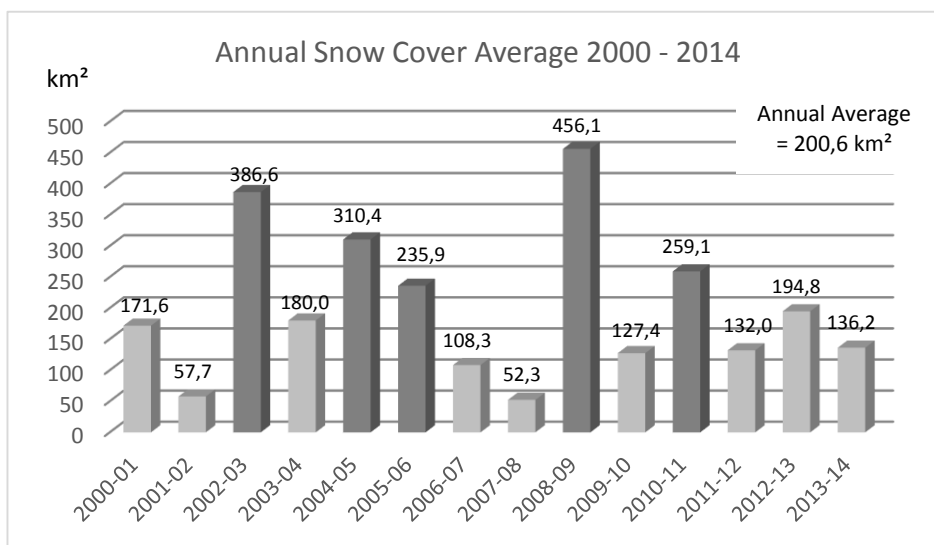


Fig. 5.11 – Media anual de la extensión de la cubierta nival entre 2000 - 2014.

Asimismo, también es posible verificar que la diferencia media entre la extensión de nieve del año más seco, 2007-08 y del año más húmedo, 2008-09 es del orden de los 400 Km². Tal disparidad de valores encontrados entre años consecutivos es lo que permite confirmar la acusada variabilidad nival intra e interanual mencionada por numerosos autores no solo para Sierra Nevada como para la región mediterránea en general (Palacios *et al.*, 1997; Gómez Ortiz *et al.*, 2008a; Raso, 2011; Oliva *et al.*, 2011; Salvador Franch *et al.*, 2012; Pérez-Luque *et al.*, 2015; Algarra *et al.*, 2015). El año hidrológico siguiente, 2009-10, la media anual vuelve a caer con valores en torno a los 127 km², es decir inferior a la media anual de la serie (200.6 km²). Algo similar ocurre entre el segundo año hidrológico más seco, 2001-02 cuya media anual se sitúa en los 57.7 km², mientras el año siguiente, 2002-03, la media anual incrementa con valores en torno a 386 km², siendo la segunda media anual más elevada de la serie.

Hay que tener en cuenta que al tratarse de medias anuales, los episodios de nevadas extremas suben significativamente el valor promedio del año en cuestión. Durante el periodo estudiado se han observado 3 episodios de grandes nevadas relativos a los inviernos de los años 2002-

03, 2004-05 y 2008-09, registrándose extensiones de nieve superiores a los 1000 km², como se verá enseguida. Lo que significa, que si no fuera la contribución de estos eventos extremos el promedio anual de la serie inferior a los 200.6 km² estimados. A continuación se presentan 2 ejemplos de la cartografía nival generada para los 2 años hidrológicos más extremos, el año más seco 2007-08 y el más húmedo 2008-09 (Fig.s 5.12 y 5.13, respectivamente).

El año hidrológico 2007-08 representa el periodo más seco de toda la serie analizada, es decir, el que menos nieve ha acumulado durante el periodo invernal, siendo la media anual de aproximadamente 52 km². Como se puede observar en la figura 5.12, del verano de 2007 no quedaron muchos neveros y la primera nieve de otoño cayó solamente a principios de noviembre, no obstante fue una nieve de corta duración. La extensión de la cubierta nival durante el año 2007-08 resultó máxima durante el mes de febrero con 242 Km², es decir ligeramente superior al promedio anual de toda la serie, 200.6 Km². Los meses correspondientes a la primavera no ocurrieron nevadas importantes por lo que el manto nival decreció significativamente entre los meses de marzo a mayo, situándose en torno a unos 100 km². La escasa alimentación nival durante el periodo frío hizo que entrados los meses estivales de junio y julio, la presencia de la nieve ya solo se podía observar en cotas cercanas a los 3000 m de altitud. Durante el mes de agosto la cubierta nival resultaba ya inferior a 1 km², permaneciendo en este momento recluida únicamente a cotas por encima de los 3000 m y al abrigo de la radiación solar directa, como ocurrió en el circo glaciar del Veleta.

El año hidrológico 2008-09 está en el extremo opuesto (Fig. 5.13). Éste resultó ser el más húmedo de toda la serie estudiada, con una media anual de 456 km². Pese a que no hay disponibilidad de imágenes de satélite para los 2 primeros meses del otoño de 2008, se asume que la cubierta nival de setiembre y octubre sería casi inexistente. Pero, al contrario del año anterior, a finales de noviembre la nieve era ya abundante por toda Sierra Nevada, excediendo los 500 km² tanto en noviembre como en diciembre. En enero alcanzó su máxima extensión superando los 1000 km², en cotas inferiores a los 1300 m, como muestra el mapa del día 12-01-2009, hecho que no ocurre con frecuencia en la Sierra. Parte de la nieve que cayó en cotas particularmente bajas no perduró durante mucho tiempo, retirándose paulatinamente. Sin embargo, los diferentes episodios de fuertes nevadas del periodo frío de 2008-09 permitieron acumular un considerable espesor de nieve, sobre todo en las cumbres.

Durante los meses de primavera de 2009 el área total de nieve aún superaba el promedio anual de 200.6 km². Entrado el verano, la nieve se retiró quedando, una vez más, arrinconada en cotas cercanas a los 3000 metros, sobre todo en el tramo Corral del Veleta y Pico del Mulhacén como se verifica en los mapas de los días 29-06 y 15-07-2009, registrando 12.5 km² y 4.6 km², respectivamente. A pesar de que no hay imagen de satélite referente al mes de agosto de

2009, durante la campaña de campo a finales de agosto, se pudo confirmar la existencia de pequeños neveros de fusión tardía que aún persistían.

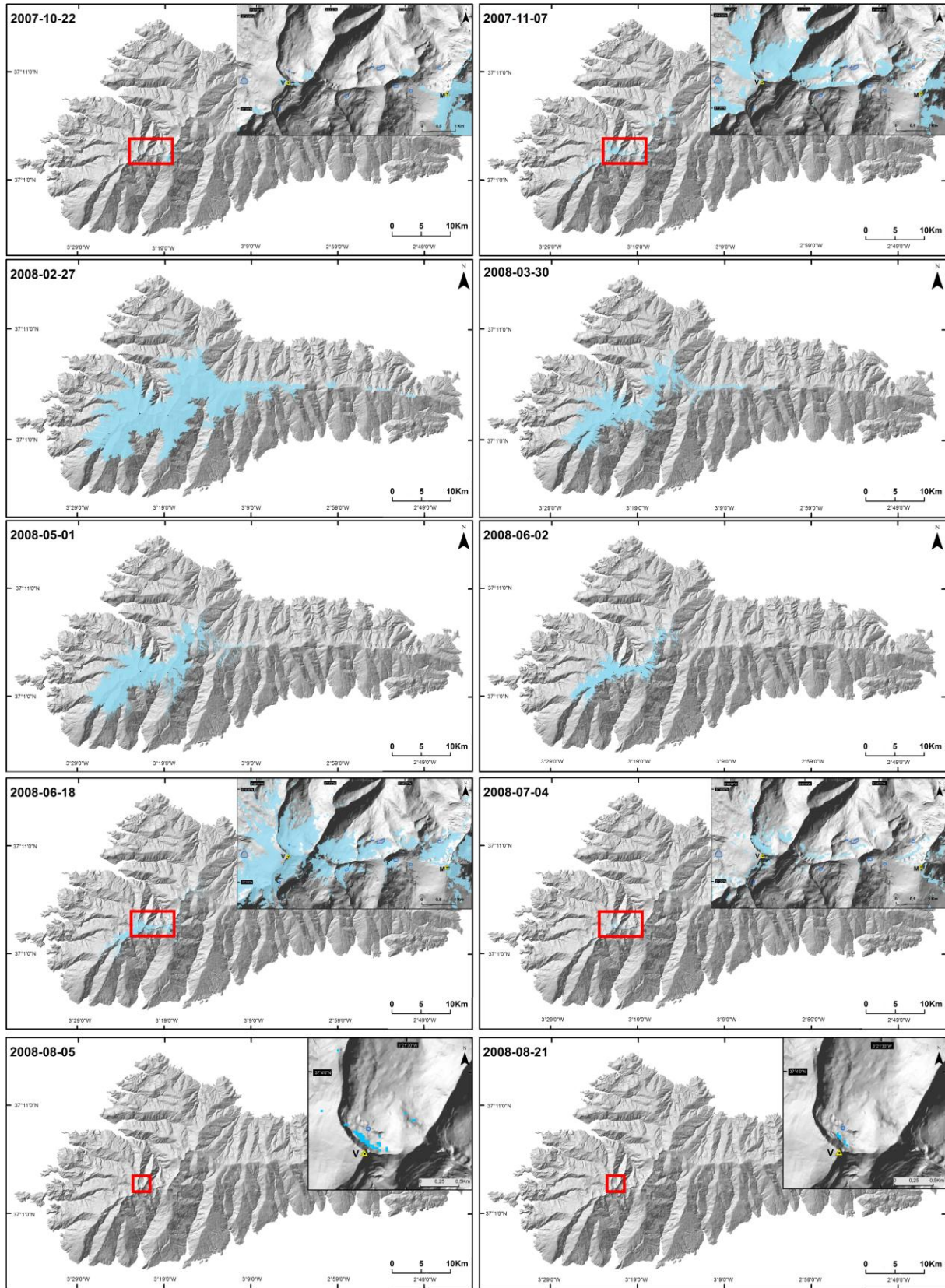


Fig. 5.12 ^{CD} – Cartografía nival del año hidrológico 2007-08 que presenta la extensión de nieve más reducida. **V.** corresponde al Pico del Veleta y **M.** al Pico del Mulhacén

Capítulo 5. Delimitación de la Cubierta Nival

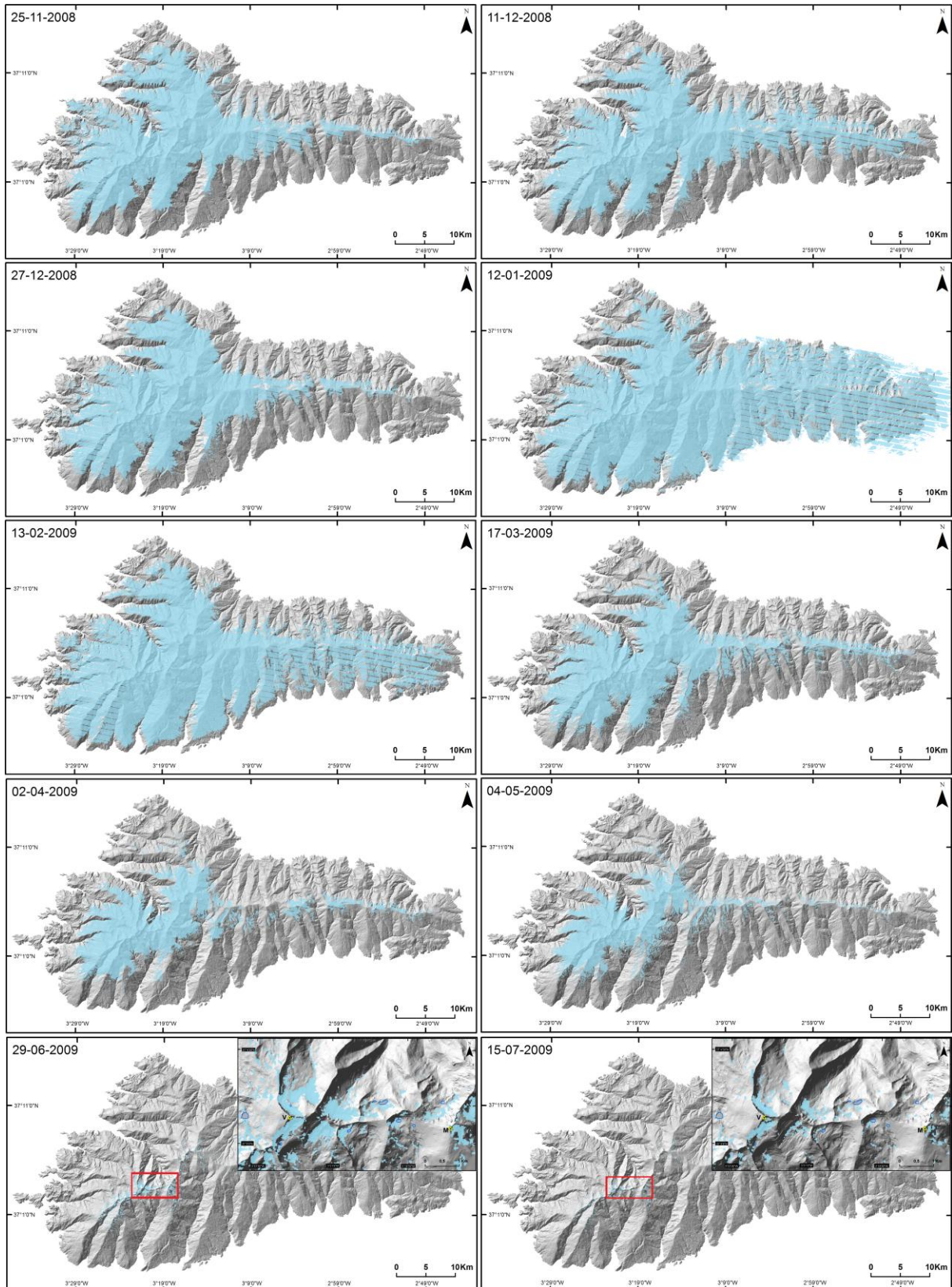


Fig. 5.13 ^{*CD} – Cartografía nival del año hidrológico 2008-09 que presenta la cubierta nival más extensa.

El ejemplo que se presenta a continuación (Fig. 5.15) referente al año hidrológico 2009-10, no resultó un año particularmente húmedo o seco como en los ejemplos anteriores. Éste fue un año que, contabilizando solamente 127 km² de media anual, destacó por la abundancia y persistencia de la nieve durante el verano. Este episodio puede haber sido condicionado por diversas situaciones a lo largo del tiempo: a) la herencia de la nieve que perduró en las cumbres durante el verano de 2009 (Fig. 5.13); b) a estos neveros existentes a finales de verano se sumó la primera nieve del otoño de 2009, que de forma poco frecuente, empezó a caer a finales de octubre a que se sumó la habitual de noviembre; c) los meses de invierno resultaron regulares en nivinidad con extensiones de nieve entre los 270 km² y los 500 km² entre diciembre y enero, respectivamente; d) lo que marcó la diferencia en 2009-10, fue la abundancia de nieve en primavera, en particular los episodios de los días: 12-3-2010 con 624 km², 29-04-2010 con 188 km² y el último a 15-05-2010 con 190 km² (Fig. 5.15).



Fig. 5.14 – Foto del interior del Corral del Veleta en el día 15.08.2010.

Estas nevadas primaverales, en cierto modo, algo tardías, permitieron contabilizar en el mes de junio más de 100 km² de nieve, hecho que solamente ocurrió durante el año hidrológico de 2009-10. Durante los meses siguientes, julio y agosto ocurrió una merma de la cubierta nival como era de esperar, pero en las cumbres por encima de los 3000 m la nieve estuvo presente durante todo el verano enlazando buena parte de ella con las primeras nevadas de otoño. Durante los trabajos de campo a finales de agosto se pudo verificar que el manto nival que permanecía en el interior del Corral del Veleta, superaba los 2,5 m de espesor (Fig. 5.14).

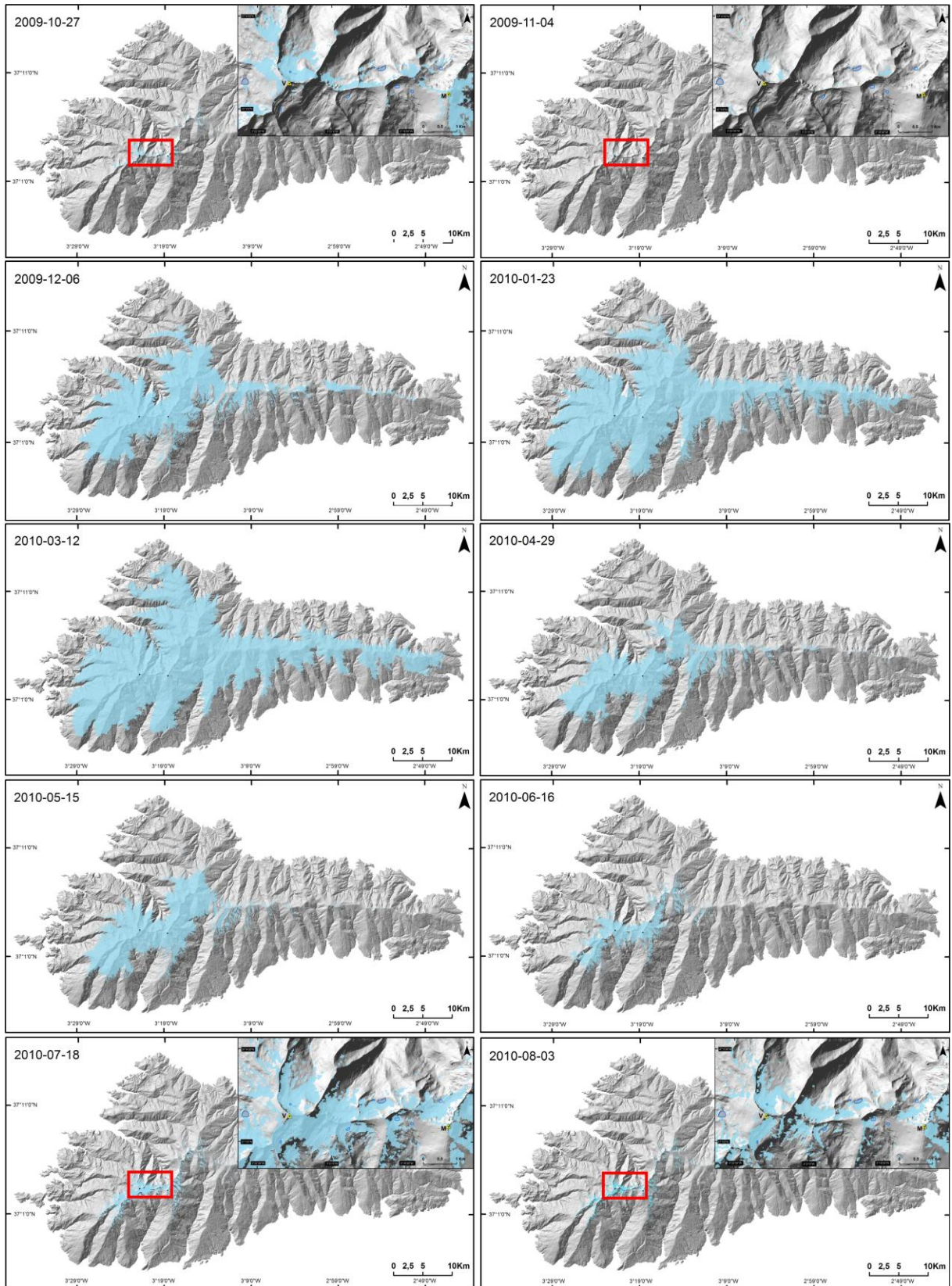


Fig. 5.15 ^{*CD} – Cartografía nival del año hidrológico 2009-10 que presenta la mayor extensión de nieve durante el verano.

5.6.1.1. Distribución anual de la nieve en Sierra Nevada

Respecto a los gráficos de la figura 5.16 (a,b), que se muestran a continuación se puede observar con más detalle la distribución de la nieve a lo largo de cada año hidrológico, sus respectivos valores medios anuales, así como su distribución en determinados periodos estacionales del año. Una vez más, los gráficos en tonos azules claros representan años cuya media anual es inferior al promedio anual de los 14 años hidrológicos analizados, y los gráficos en tonos azules oscuros indican los años que superan ese mismo promedio de 200,6 km². Como se mencionó en el inicio de este apartado, la mayoría de los años hidrológicos (9 de 14) presentan una media anual inferior al promedio calculado, y solo 5 de ellos superan esa medida. Del análisis de los gráficos siguientes (Fig. 5.16 - a,b) también se puede destacar 4 patrones nivales que tienden a repetirse con alguna frecuencia:

Grupo 1 - 1 pico invernal (2000-01, 2001-02, 2003-04 y 2010-11)

Inicialmente caracterizado por otoños secos, un solo pico nival durante el invierno, y posterior pérdida continua de la superficie de nieve, desde primavera hasta verano. Del grupo de años que presentan este comportamiento nival todos muestran medias anuales bajas entre los 57 km² y los 179 km², excepto el año 2010-11 que superó ligeramente el promedio total de la serie con 259 km², siendo también el único año con un otoño menos seco que los demás.

Grupo 2 - 2 picos: invierno > y primavera < (2002-03, 2006-07, 2007-08 y 2009-10)

Este segundo grupo de años se distingue por dos picos, uno de mayor abundancia durante el invierno y un segundo pico primaveral de menor nivinidad. Un aspecto común a 3 de los 4 años incluidos en este grupo es que presentan otoños relativamente secos y que el segundo pico en primavera suele ocurrir a finales de abril o durante el mes de mayo. Igual que el grupo anterior, 3 de estos años tienen una media de cobertura anual baja entre 52 km² y 127 km², con excepción del año 2002-03 que es el único que supera el promedio total de la serie, con 386 km² y cuyo otoño también se mostró menos seco que los restantes 3 años.

Grupo 3 - 2 picos: invierno < y primavera > (2004-05)

Representa un caso único centrado en el año hidrológico 2004-05 durante el que resultaron dos picos nivales cuya importancia estacional de las nevadas es inversa de la del grupo 2. Es decir, las nevadas ocurridas durante la primavera fueron de mayor amplitud (superiores a 1476 km²) que las acaecidas en invierno (440 km²). Pese a que también presenta un otoño relativamente seco, la enorme extensión nival alcanzada en marzo hizo que la media anual incrementase para valores en torno a los 310 km².

Grupo 4 - 2 picos: otoño e invierno (2005-06, 2008-09, 2011-12, 2012-13 y 2013-14)

Este último grupo representa 5 de los años estudiados, incluye dos picos, un otoñal y un invernal, adquiriendo el pico invernal mayor importancia en la media anual. Dentro de este grupo se pueden aislar dos subgrupos. El primero comprende 2005-06 y 2008-09 que se caracterizan por otoños bastante húmedos siempre por encima de los 500 km² de nieve y con una media anual entre 255 km² y 456 km², respectivamente. El segundo subgrupo incluye los años 2011-12, 2012-13 y 2013-14. En estos tres casos el pico otoñal, aunque evidente, alcanzó proporciones más reducidas que los años mencionados anteriormente, contabilizando una extensión de nieve entre los 238 km² y los 362 km². En cualquiera de los casos el pico invernal alcanzó mayores extensiones nivales que el pico otoñal, entre los 620 km² y los 815 km².

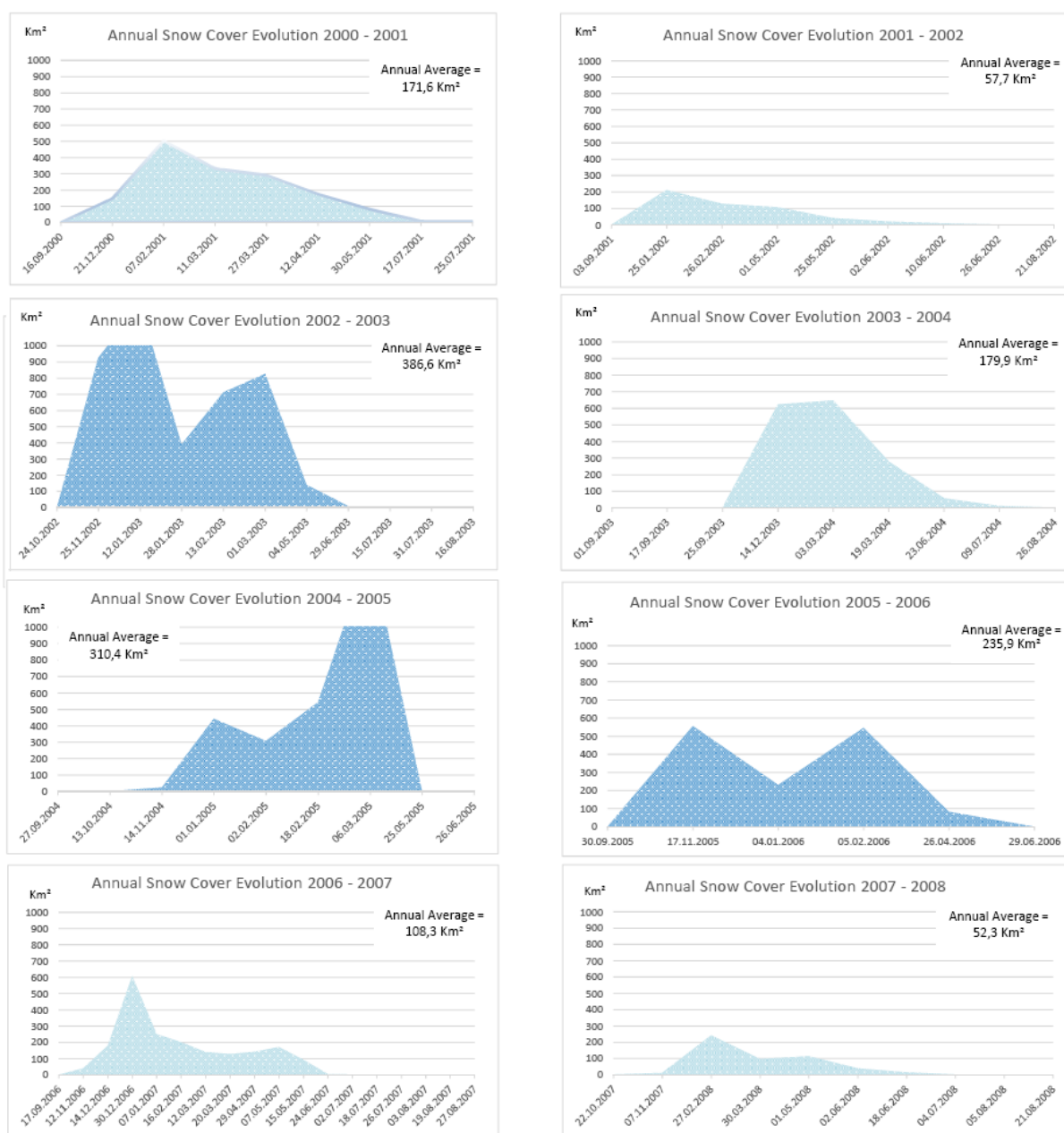


Fig. 5.16 a) - Dinámica anual de la cubierta nival entre 2000 y 2008.

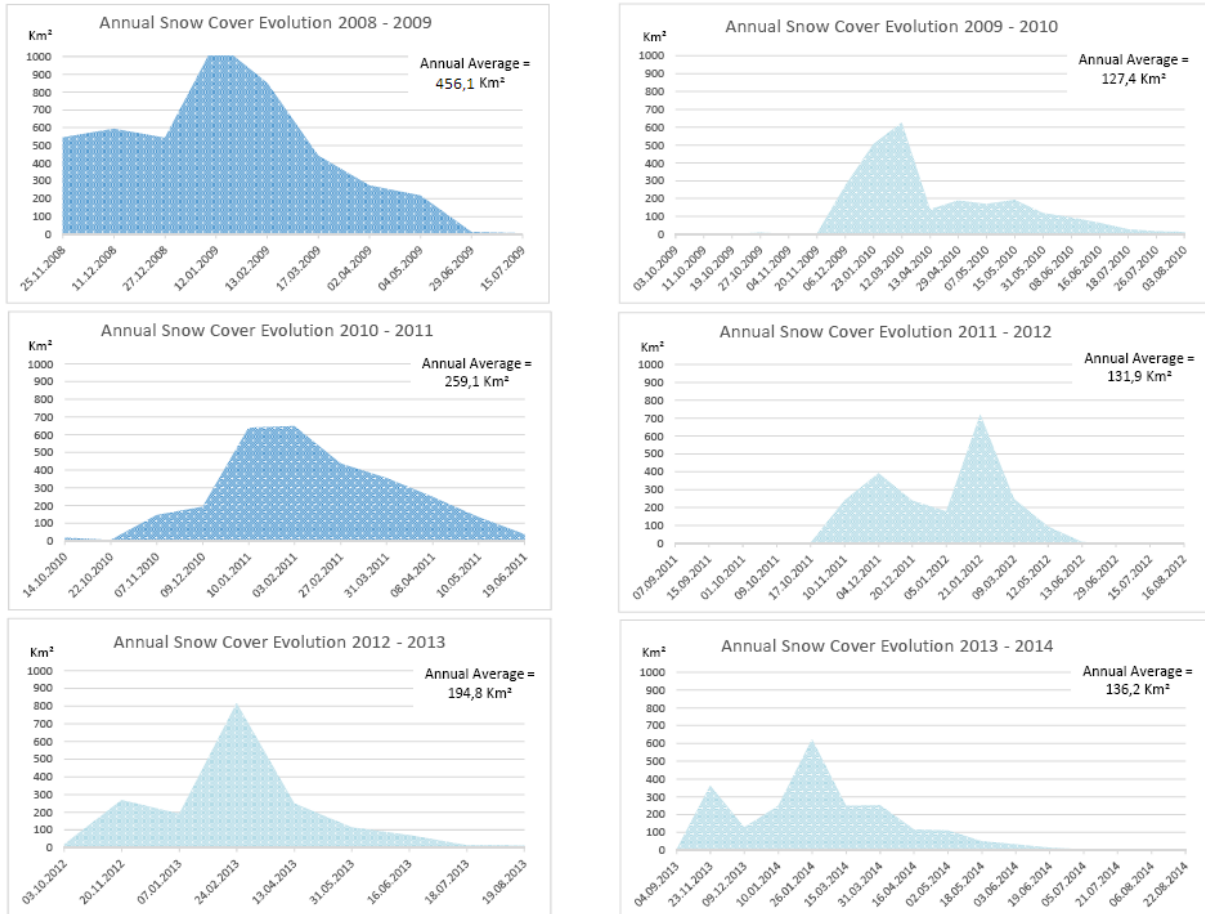


Fig. 5.16 b) ^{*CD} - Distribución anual de la cubierta nival entre 2008 y 2014.

5.6.1.2. Frecuencia de la nieve por píxel

A continuación se muestran mapas de frecuencia de nieve por píxel. Estos mapas se han elaborado a partir de la suma de los mapas nivales como los expuestos en las figuras 5.12, 5.13 y 5.15. Los mapas de frecuencia de nieve por píxel permiten identificar las áreas de Sierra Nevada que conservan el manto nival durante más meses dentro del año hidrológico. Por una cuestión de interpretación la leyenda se ha organizado en conjuntos de tres meses. Los tonos más claros de la escala de colores representan los píxeles cubiertos de nieve entre 1 a 3 meses, que lógicamente corresponderán a los meses más fríos de invierno, que es cuando la nieve alcanza cotas altitudinales más bajas. Y a su vez, los tonos más oscuros de la escala de colores representan píxeles cubiertos de nieve entre 10 a 12 meses, es decir la nieve aún existe durante el verano; situación que ocurre sobre todo en las cumbres de la Sierra.

A título de ejemplo se consideraran los años hidrológicos 2001-02 (Fig.5.17) y 2008-09 (Fig. 5.20). El año 2001-02, es un claro ejemplo de lo que ocurre durante años secos en Sierra Nevada. La escasa nieve que precipitó durante el invierno quedó instalada principalmente en áreas por encima de los 2500 m, siendo este límite altitudinal rebasado ocasionalmente hacia

cotas más bajas en vertientes orientadas al norte. No obstante, este límite de la nieve nunca alcanzó la cota de los 2000 m. Semejante situación fue ya referida para 2007-08.

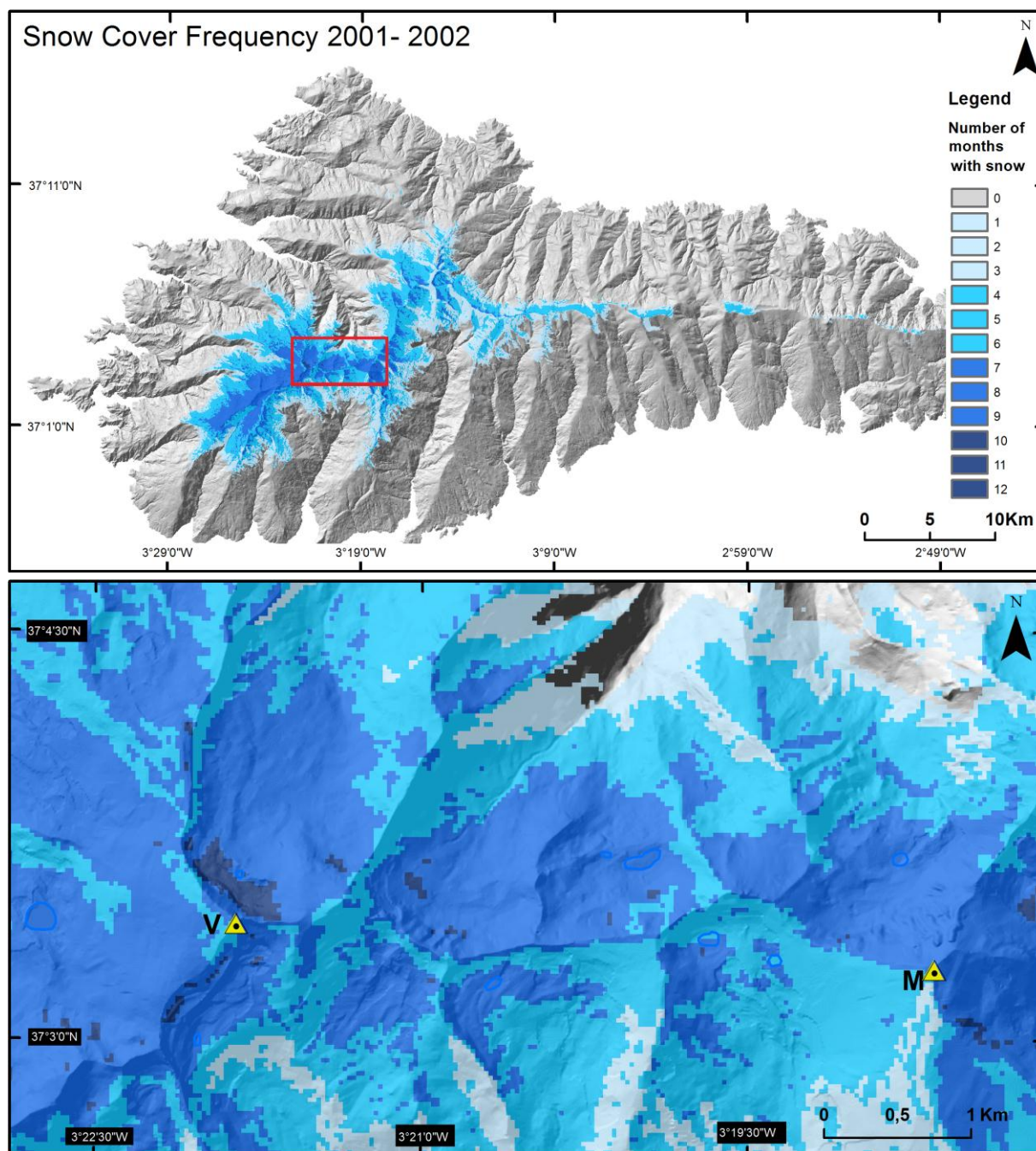


Fig. 5.17 ^{*CD} – Mapa de frecuencias de nieve 2001-02 para el conjunto de Sierra Nevada (encima), y para el área entre Veleta (V) y Mulhacén (M) (en bajo).

Como se puede observar, también para el periodo 2001-02, en el gráfico de frecuencias (Fig. 5.18), Sierra Nevada estuvo cubierta de nieve un promedio de 4,88 meses, habiendo el manto nivoso alcanzado una extensión máxima de tan solo 213 km². De esta área, más del 37 % de los píxeles solo han registrado presencia de nieve en el suelo cerca de 3 meses; en cerca del

26 % de los píxeles la nieve permaneció 6 meses, y solamente en el 18% de ellos el manto nivoso duró de 7 a 8 meses, siendo preferente su ubicación en las vertientes norte, verificándose una visible una contracción del manto nivoso en las vertientes orientadas al sur (ver mapa de detalle entre Veleta y Mulhacén, Fig. 5.17). Finalmente, los píxeles en los que se detectó presencia de nieve, aunque escasa, durante 10 a 12 meses, se encuentran sobre todo, por encima de los 3000 metros de altitud, en circos glaciares como el de Veleta. Esto es debido a que sus paredes verticales proporcionan una eficaz protección contra la radiación solar directa. No obstante, la nieve que ha persistido al paso del verano presentase en forma de neveros aislados y de pequeñas dimensiones, contabilizándose únicamente el 0,12 % del total de píxeles contabilizados en 2001-02.

Los píxeles afectados por nevadas extremas, por veces fuera de la época invernal, tienden a ser incluidos en las clases de frecuencia de 1 a 2 meses (Fig.s 5.19). Esto ocurre debido al hecho de la corta duración de la nieve en el suelo. Estas nevadas extremas tienden a afectar áreas de la montaña que raramente se encuentran cubiertas de nieve, como las cotas por debajo de los 2000 m de altitud, como es el caso del año hidrológico 2008-09.

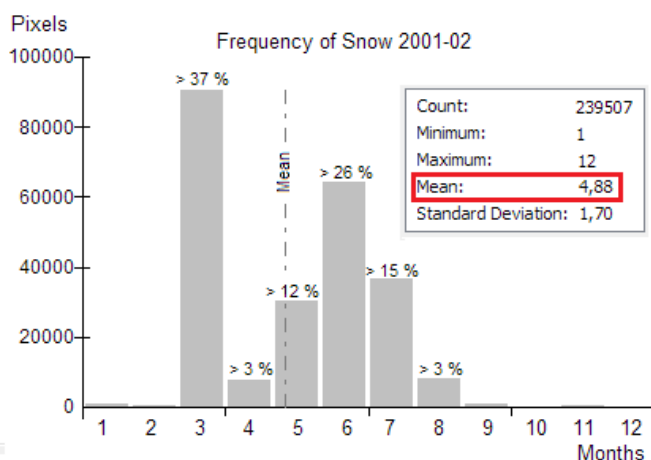


Fig. 5.18 - Histograma de frecuencias de nieve por píxel, 2001-02.

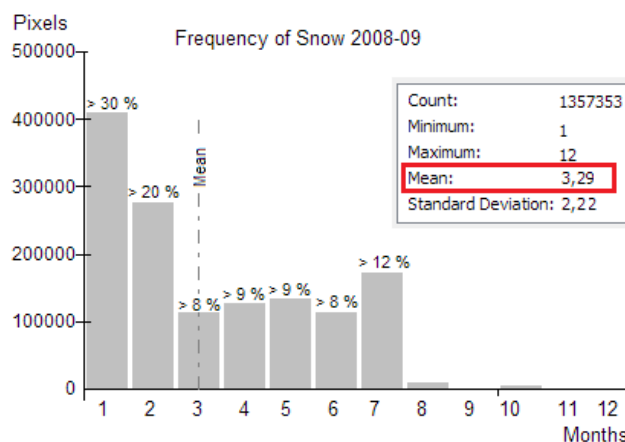


Fig. 5.19 – Histograma de frecuencias de nieve por píxel, 2008-09.

El año hidrológico 2008-09 fue de los años más húmedos de la serie estudiada. Durante una nevada de grande amplitud en enero de 2009 se contabilizó una extensión máxima de nieve de 1083 km², lo que significa que ocupó una área 5 veces mayor que la extensión media anual de 2001-02, que contó con solo 213 km². Dicha nevada alcanzó cotas inferiores a los 1300 m, visible en el respectivo mapa de la figura 5.13 o 5.20 (mapa general de la Sierra).

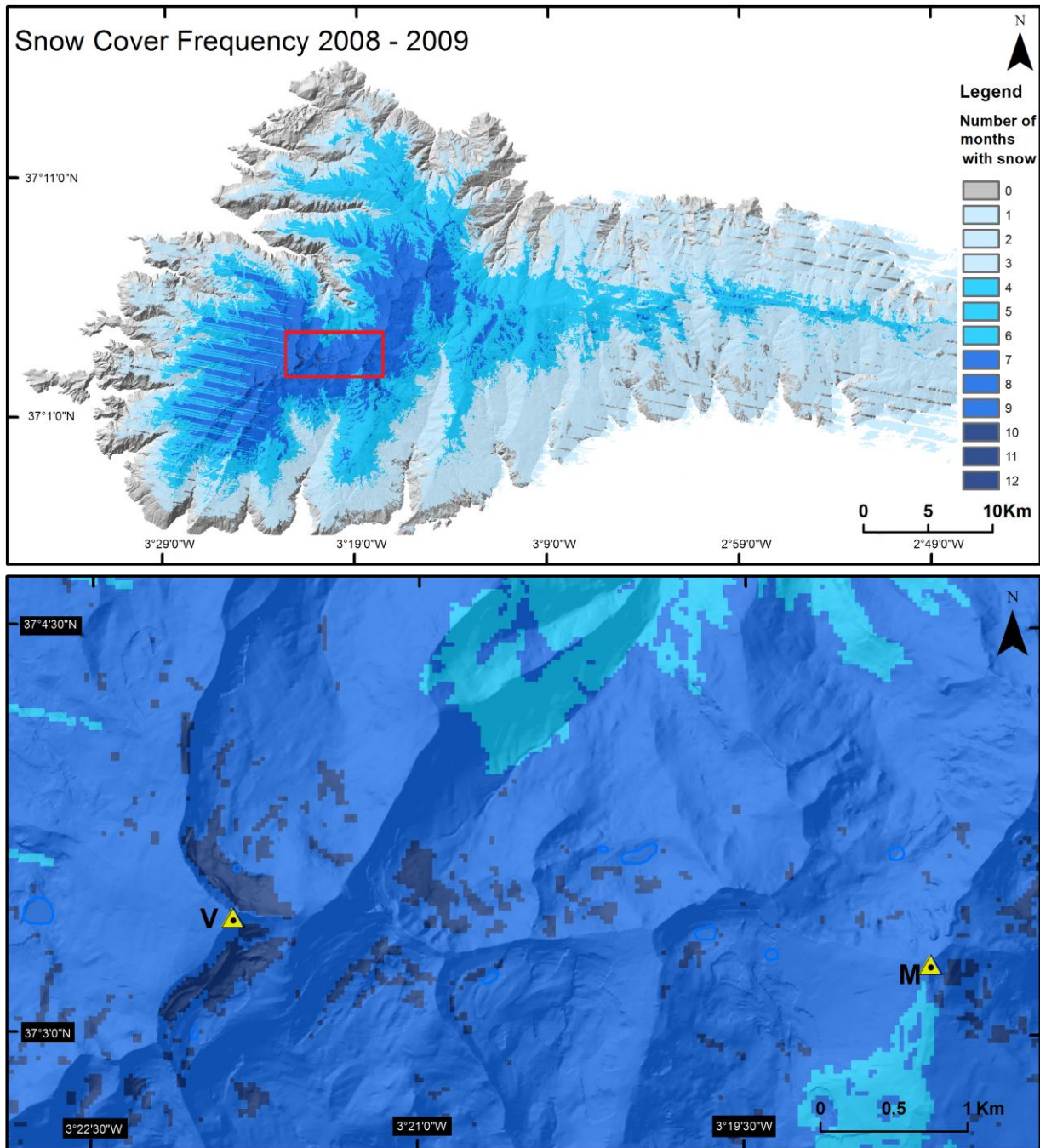


Fig. 5.20 ^{*CD} – Mapa de frecuencias de nieve 2008-09 para el conjunto de Sierra Nevada (encima), y para el área entre Veleta (V) y Mulhacén (M) (en bajo).

En el mapa de la figura 5.20 e histograma de la figura 5.19, se verifica que el 50 % de los píxeles son referentes a la referida nevada de enero y que perduró solamente 2 meses. Distribuida entre los diferentes pisos altitudinales la nieve que cayó por encima de los 2000 m tuvo una mayor permanencia. Más de 27 % de los píxeles muestran la presencia de nieve en el suelo entre 4 a 6 meses y en cerca de 12 % de ellos situados por encima de los 2500 m la nieve ha subsistido durante 7 meses. Son los meses de verano los que introducen los mayores contrastes con relación al año hidrológico 2001-02. Pues en 2008-09, cerca de 0.34% de los píxeles, relativos al área de cumbres por encima de los 3000 m, registraran nieve entre 10 a 12

meses al año (mapa de detalle fig. 5.20), mientras que en 2001-02 solo 0.12 % de los píxeles se enserió en esa clase. Como en el caso anterior, la nieve persiste preferentemente en las vertientes norte de la montaña, sin embargo, en 2008-09 también se mantuvo en algunos neveros situados en antiguos circos glaciares con orientación sureste.

5.6.2. Caracterización nival estacional y tendencias

La estación del año con mayor importancia en términos de alimentación nivológica en Sierra Nevada entre 2000 y 2014, como se esperaba, fue el invierno. En los gráficos de la figura 5.21 se presentan la distribución de la nieve al largo de cada año hidrológico y la importancia que cada estación del año tiene respecto al total anual de la cubierta nival.

Como se puede observar en el último gráfico de la figura 5.21, correspondiente a las medias estacionales de la cubierta nival de toda la serie estudiada, en otoño ocurren las primeras nevadas y con ello el inicio del ciclo nival. El invierno es la principal estación de acumulación nival, pues la precipitación de nieve es más abundante y persistente. La primavera suele ser la estación más inestable en Sierra Nevada. Durante este periodo aún ocurren nevadas ocasionales, algunas copiosas, pero es también cuando se inicia su fusión, dado el aumento de las temperaturas del aire. Esto significa que tanto la precipitación sólida en forma de nieve como la fusión de la misma pueden ocurrir de manera alternada. Finalmente, el verano, es la estación del año durante la que se desarrolla la máxima fusión nival.

Aunque de forma general estos sean los rasgos más característicos del comportamiento nival en Sierra Nevada, cada año hidrológico presenta sus particularidades y ritmos que dependen, principalmente, de factores atmosféricos que se comentaran en la discusión de los resultados. La figura 5.21 muestra semejanzas y contrastes estacionales de la serie estudiada. Al igual que en el análisis anual del manto de nieve, también se pueden encontrar determinados comportamientos nivales estacionales, que se describen seguidamente:

Grupo 1: años 2000-01, 2001-02, 2003-04, 2004-05 y 2009-10

La principal característica común a estos 4 años es la importancia del invierno en el desarrollo de la cubierta nival. Posteriormente, la primavera es la segunda estación del año que más contribuye en la formación del manto nival, llegando a representar un tercio de la nieve anual contabilizada. El verano tiene una representación relativamente reducida, con excepción del año hidrológico 2009-10, y el otoño no llega a manifestarse de forma relevante durante estos 4 años. En el extremo de estos años se encuentra el año hidrológico 2004-05, en la cual la cubierta nival de primavera sobrepasó claramente a la del invierno, pues al contrario del resto de los años comentados, dos tercios de la nieve contabilizada en 2004-05 precipitó durante la

primavera y solamente un tercio durante el invierno, siendo casi nula la del otoño y del verano.



Fig. 5.21 - Distribución estacional de la cubierta nival en cada año hidrológico.

Grupo 2: años 2006-07 y 2011-12

Este segundo grupo es muy similar al primero grupo de años hidrológicos presentados; es decir, con un invierno muy significativo en la formación del manto nivoso, y también con una primavera que constituye un tercio de la nieve contabilizada anualmente. La única diferencia es la pérdida de representatividad del verano, mientras que el otoño contribuyó con algunas nevadas otoñales de amplitud reducida.

Grupo 3: años 2002-03, 2005-06, 2008-09 y 2013-14

Durante estos tres años hidrológicos la contribución del invierno en la formación del manto nival sigue siendo importante pero la mitad del año hidrológico contó también con una aportación más equitativa de la primavera y del otoño. El año 2005-06 tuvo un comportamiento algo atípico, pues el otoño asumió una gran importancia en la formación de la cubierta nival y la primavera de forma inusual no contribuyó de modo relevante ese año hidrológico. Este comportamiento solo se registró una vez durante toda la serie estudiada.

Grupo 4: años 2007-08, 2010-11 y 2012-13

Este último grupo, de igual forma que los anteriores, se caracteriza por una gran influencia del invierno en la formación de la cubierta nival. Lo que ahora se destaca es la contribución de las demás estaciones del año. Mientras que en las situaciones anteriores se registraba una importante contribución del invierno, seguida de la primavera y/o una reducida parte atribuida al otoño, ahora el manto nival cuenta con la contribución de todas las estaciones del año, aunque cada una con una importancia diferenciada, es decir en primero lugar el invierno seguido de la primavera, otoño y verano, respetivamente.

De término medio, es evidente que el invierno es la estación del año que más contribuye a la formación de la cubierta nival y la primavera la segunda estación más importante, siendo esta última el periodo del año de gran importancia para que se pueda encontrar nieve en las cumbres de Sierra Nevada durante el verano.

Considerando las medias estacionales de la nieve en cada año, se puede analizar la tendencia estacional a lo largo de los 14 años hidrológicos. Cada uno de los gráficos que se presentan a continuación, además de la media estacional de cada año, muestra un ajuste lineal o recta de regresión lineal, a pesar que resulten valores de R^2 ligeramente bajos comparados con los de un ajuste polinómico de segundo grado. Los ajustes polinómicos suelen ser más adecuados a series de datos con una elevada variabilidad, no obstante resultan más complejos de explicar, así que se optó por utilizar la recta de regresión lineal una vez que traduce mejor el comportamiento nivológico en Sierra Nevada, permitiendo observar más claramente si la evolución de la cubierta nival a lo largo del periodo estudiado fue creciente o decreciente.

Tras un periodo particularmente seco como es el verano mediterráneo, en otoño es cuando las condiciones atmosféricas comienzan a ser propicias para la precipitación de la nieve en alta montaña. En Sierra Nevada el otoño tiende a mostrarse relativamente seco y la nieve que pueda existir en las cumbres al inicio de la estación, sobre todo neveros, es herencia de la estación fría anterior que ha subsistió al paso del verano. Las primeras nevadas otoñales de gran amplitud tienden a iniciarse a finales de la estación, durante el mes de noviembre, como se verá más adelante en el análisis mensual.

En la figura 5.22 se puede observar que durante el periodo estudiado la media otoñal es de 124,5 km² y de nuevo 9 de los 14 años estudiados presentan valores medios muy inferiores a la media estacional de la serie. Los años 2002-03, 2005-06 y 2008-09 que registran valores estacionales medios bastante elevados que propician el ascenso significativo de la media otoñal de los 14 años. Además la serie analizada termina con dos años, 2012-13 y 2013-14, que también presentan medias estacionales superiores al promedio de otoño, por ello la recta de regresión lineal muestra un incremento de la cubierta nival otoñal en Sierra Nevada entre 2000 y 2014. Sin embargo, durante los últimos 5 años de la serie no se han registrado nevadas otoñales de gran magnitud.

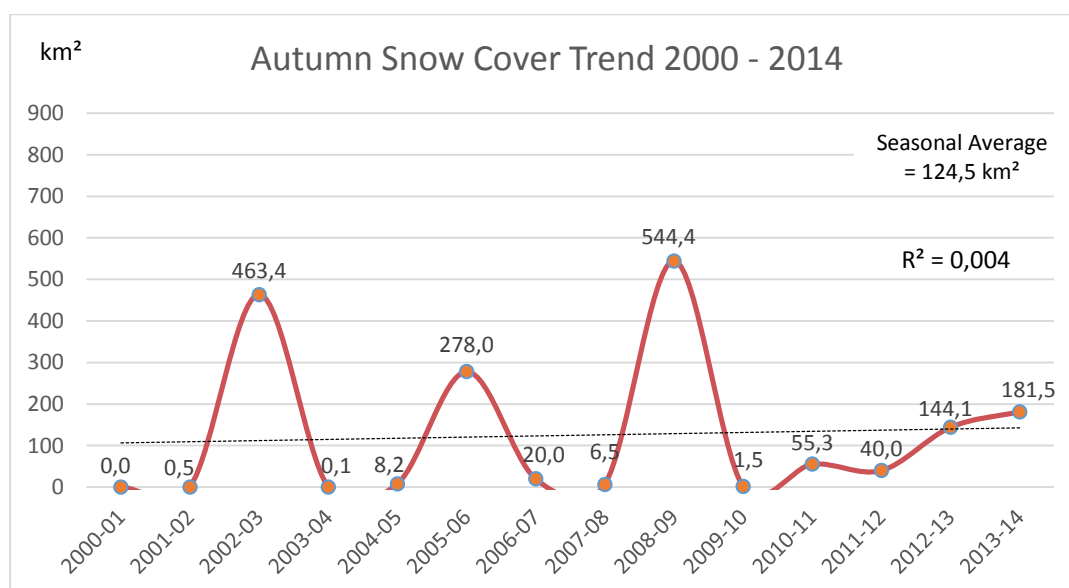


Fig. 5.22 – Dinámica de la cubierta nival en Sierra Nevada en el otoño para el periodo 2000-2014.

El invierno (Fig. 5.23), es el periodo del año más relevante en la formación de la cubierta nival en Sierra Nevada. La media invernal del periodo estudiado es de 437,2 km², presentando picos acusados en los años 2002-03, 2003-04 y 2008-09. La recta de regresión se muestra muy poco expresiva en cuanto al comportamiento nivológico del periodo estudiado, pero como se verá en apartado siguiente en la discusión de los resultados, ocurre una sutil pérdida del manto nivoso. Es importante mencionar que también durante el invierno 9 de los 14 años hidrológicos

presentan una media invernal inferior a la media estacional de la serie, y que si no fuera por el invierno de 2008-09 cuya presencia de nieve fue bastante abundante, la tendencia se presentaría visiblemente más decreciente.

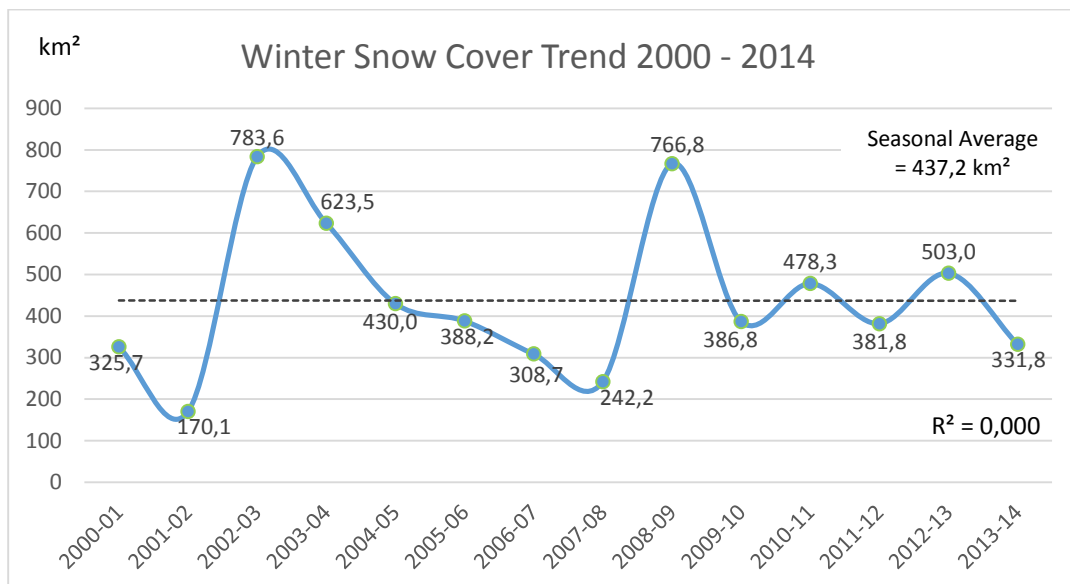


Fig. 5.23 – Dinámica de la cubierta nival en Sierra Nevada en el invierno para el periodo 2000-2014.

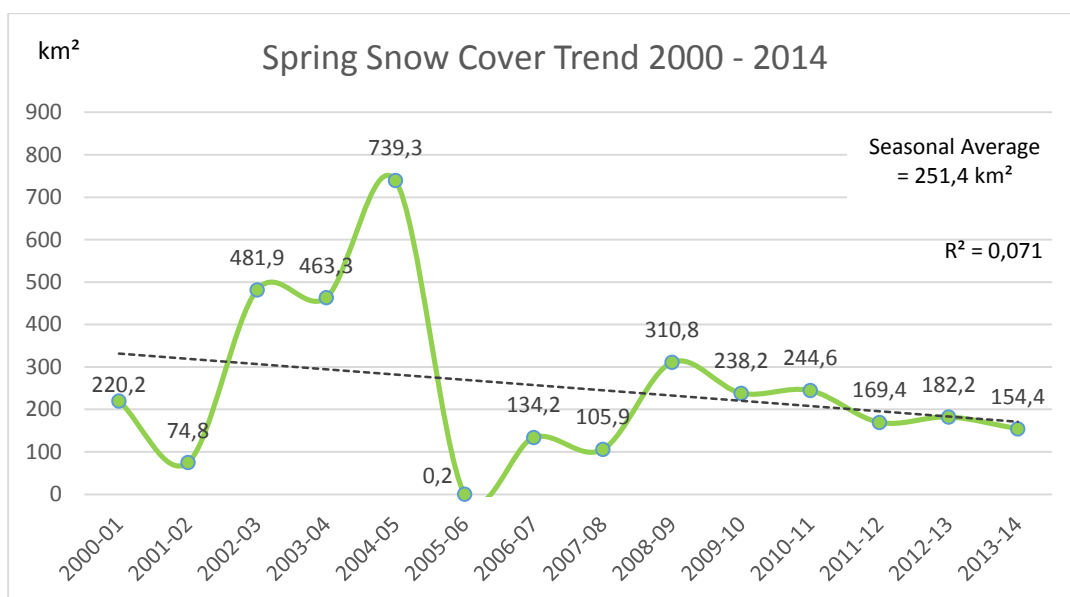


Fig. 5.24 – Dinámica de la cubierta nival en Sierra Nevada en la primavera para el periodo 2000-2014.

La primavera es la que presenta mayores contrastes entre las medias estacionales, pues han oscilado entre valores superiores a 700 km² (en 2004-05) superando largamente la cubierta nival del respectivo invierno, y valores inferiores a 1 km² (en 2005-06). De esta forma, la media primaveral de la cubierta nival de toda la serie analizada es de 251,4 km². Además, entre los 14 años hidrológicos analizados solo 4 años presentan medias estacionales por encima de la media de la serie y los restantes 10 años registran valores inferiores a la misma. Como es visible

en la figura 5.24, la primavera exhibe de forma evidente una tendencia de reducción de la superficie nevada, lo que supone una reducción del número de nevadas primaverales y/o una anticipación del inicio de la fusión de la nieve.

Con relación al verano (Fig. 5.25), hay que tener en cuenta que la escala espacial (eje y) es más reducida respecto a los gráficos anteriores, pues la cobertura de nieve no es tan abundante. El verano es la estación del año con la media estacional más baja, 12,6 km². De la misma forma que en las estaciones anteriores, también solo 4 de los 14 años hidrológicos presentan medias estacionales por encima de la media estival de la serie y 10 de los años estudiados exhiben medias inferiores a la misma. La respectiva línea de tendencia (Fig. 5.25) apunta un tenue incremento del área de nieve en Sierra Nevada. Sin embargo, tal tendencia viene determinada por 3 de los últimos 5 años cuyas medias estivales son las más elevadas de la serie estudiada. También en la figura 5.21 es visible una mayor abundancia de nieve en verano en los años 2009-10, 2010-11 y 2012-13. Nótese que los años mencionados no fueron los que registraron las medias nivales anuales más elevadas (Fig. 5.11), pero sí los años que registraron más nieve en las cumbres de Sierra Nevada durante el verano.

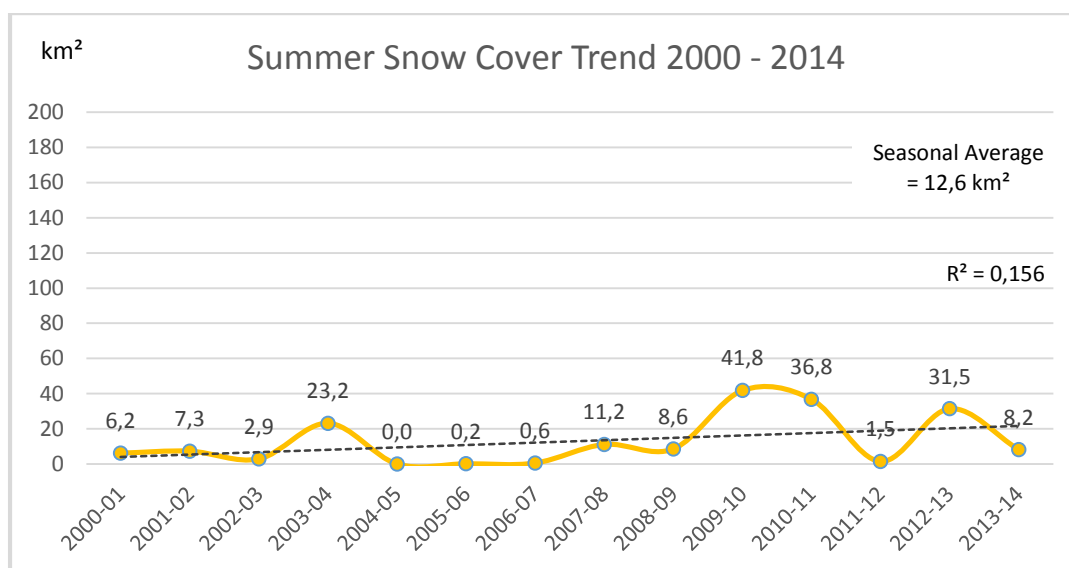


Fig. 5.25 – Dinámica de la cubierta nival en Sierra Nevada en el verano para el periodo 2000-2014.

5.6.3. Dinámica nival mensual

A lo largo de este apartado se analiza la dinámica mensual de la cubierta nival en Sierra Nevada entre 2000 y 2014. Al contrario de los análisis anuales y estacionales anteriores, ahora en el lugar de medias, el análisis mensual tiene en cuenta la superficie máxima de nieve alcanzada en las fechas exactas de las imágenes de satélite analizadas. No obstante, en cada gráfico que se presenta también se hace referencia a la media de cada mes para la serie de los 14 años hidrológicos considerados.

Septiembre es el mes más seco del otoño y cuenta con la media mensual más baja, $0,3 \text{ km}^2$ (Fig. 5.26). La escasa nieve que se detecta en las imágenes de satélite analizadas se trata de nieve remanente que no ha fundido durante los meses de verano precedentes. De las 11 imágenes de satélite relativas a setiembre solo 4 días (puntos azules) superaron la media mensual. La superficie nevada máxima registrada fue en setiembre de 2013 con solo $0,77 \text{ km}^2$. Presentando el resto de imágenes una superficie nival muy reducidas, o ésta es inexistente, incluso en cumbres por encima de los 3000 m de altitud, como ocurre en 2000 y 2005.

Durante el mes de octubre pueden ocasionalmente caer las primeras nieves. No obstante, no suelen perdurar en el tiempo ni logran alcanzar una superficie amplia, afectando únicamente a zonas de cumbres. A partir de las 13 imágenes de satélite disponibles para el mes de octubre se contabilizó una media mensual de solo 5 km^2 , superando este valor 3 días (Fig. 5.27). En octubre de 2009 se alcanzó el valor mínimo con $0,02 \text{ km}^2$ y el valor máximo en 2012 con $19,42 \text{ km}^2$ lo que resultó en una línea de tendencia positiva para este mes.

El mes de noviembre es la época del año en la que empiezan a caer las primeras nevadas copiosas y que tienden a permanecer hasta entrado el invierno. El promedio de la superficie nevada durante este mes para el total de la serie es de $283,4 \text{ km}^2$ (Fig. 5.28). También dentro del patrón que se da durante casi todo el análisis de la serie temporal estudiada, solamente 4 de las 12 imágenes de satélite disponibles para los meses de noviembre presentan valores que exceden la media mensual, correspondiendo a los años 2002, 2005, 2008 y 2013 (puntos azules). Nótese que la línea de tendencia en la figura 5.28, apunta claramente para un decrecimiento de la cubierta nival durante el mes de noviembre. Esto ocurre porque los 3 primeros años mencionados que superaran la media mensual se encuentran en la primera mitad de la serie analizada, siendo 2013 el último año que superó ese promedio, pero igualmente con un valor por debajo de los otros años. Esto significa una reducción de las nevadas con dimensiones entre los 500 km^2 y los 900 km^2 en la segunda mitad de la serie, es decir en años más recientes. También es importante remarcar que el año que registró los valores nivales más bajos fue 2009, también en la segunda mitad de la serie.

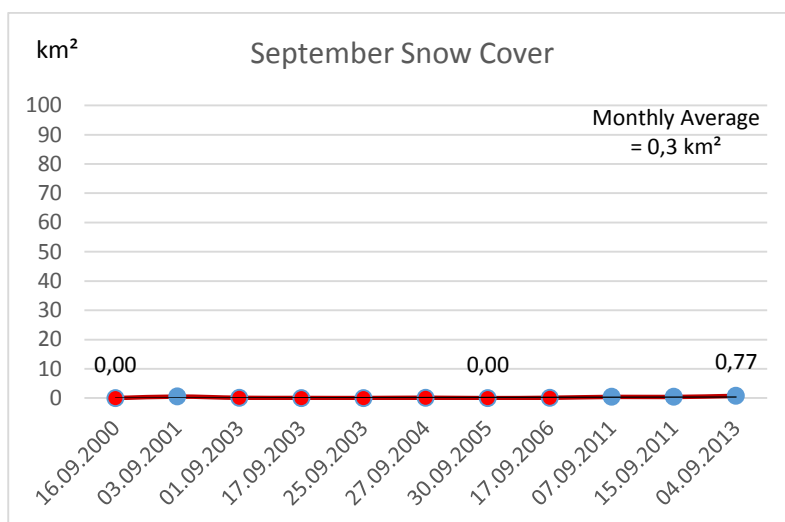


Fig. 5.26 - Dinámica del manto nival del mes de setiembre, 2000-14. Los puntos azules corresponden a valores superiores a la media mensual y los puntos rojos a valores inferiores a la media mensual.

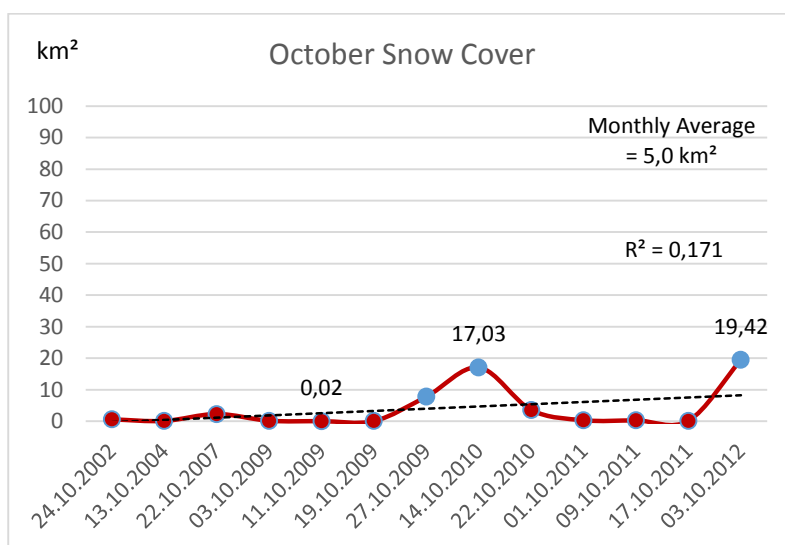


Fig. 5.27 - Dinámica del manto nival del mes de octubre, 2000-14.

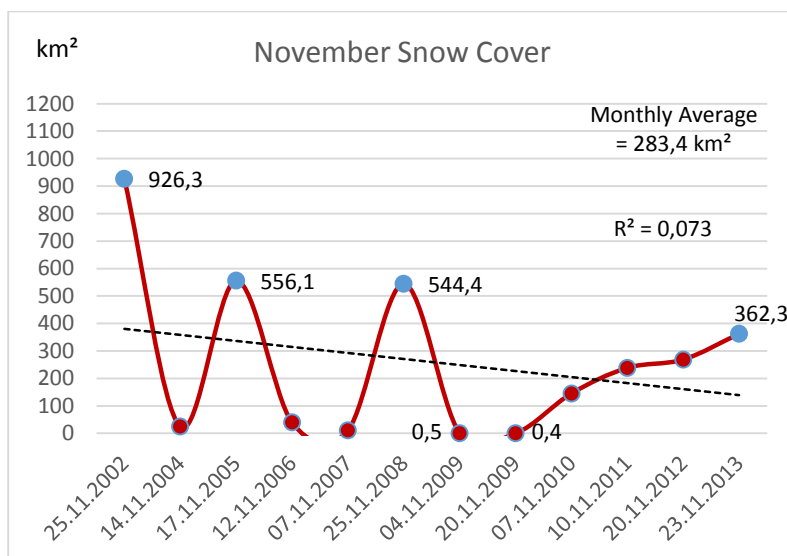


Fig. 5.28 - Dinámica del manto nival del mes de noviembre, 2000-14.

Diciembre es el primer mes de la época invernal y cuenta con una media mensual de 329 km² (Fig. 5.29). Como en el caso anterior, en la primera mitad de la serie hasta 2008, se registran 3 años (2003, 2006 y 2008) que superan la media mensual, y solamente en 2000 se alcanzó una cubierta nival inferior a la media. En la segunda mitad de la serie se observa un comportamiento opuesto. En 2009, 2010 y 2013 la cubierta nival no alcanzó el promedio mensual del mes de diciembre y solamente en 2011 lo sobrepasó contabilizando 390 km², valor bastante más reducido que los de la primera mitad de la serie. Esto resulta perceptible en la recta de regresión visiblemente decreciente, sobre todo, en la segunda mitad de la serie analizada. También es interesante referir que diciembre fue el mes de invierno con la menor amplitud entre los valores mínimos y máximos de área de nieve contabilizada.

Dentro de la serie analizada enero es el mes que exhibe las superficies nivales más extensas del periodo invernal (Fig. 5.30). Al contrario de diciembre es también el mes que presenta las mayores amplitudes entre valores mínimos y máximos, registrándose el máximo con 1.251,5 km² en enero de 2003, y el mínimo en 2012 con tan solo 178 km² de nieve. Así, la media de la cubierta nival para el mes de enero es de 477,7 km². De las 14 imágenes de satélite disponibles para este mes, 6 presentan valores por encima de la media mensual y 8 por debajo de tal valor. Como se observa en el gráfico de la figura 5.30, la tendencia diseñada apunta claramente hacia una reducción de la superficie nevada en enero.

Pese a que febrero no sea el mes que presenta la cubierta nival más extensa, como se podría esperar por ser el último mes de invierno, sí resulta ser aquél que mantiene la media más elevada de la serie con 496,3 km² (Fig. 5.31). También remarcar, que febrero es el único mes de invierno que, del total de 12 imágenes de satélite analizadas, registra más años con valores superiores al promedio mensual de la serie que años con valores inferiores al mismo. Por eso, la tendencia de la cubierta nival del mes de febrero durante el periodo de estudio es visiblemente positiva. Pues la superficie nival más reducida se situó en la primera mitad de la serie, en 2002 con solo 127 km², mientras que la más extensa se registró en 2009 con 850 Km² seguida de una nueva nevada de 815 km² en febrero de 2013, que es de hecho el año que proporciona la subida acentuada de la recta de regresión.

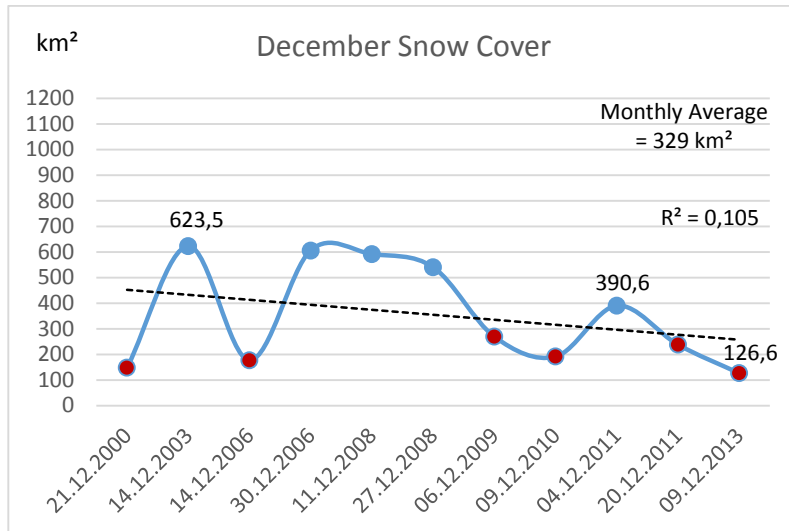


Fig. 5.29 – Dinámica del manto nival del mes de diciembre, 2000-14.

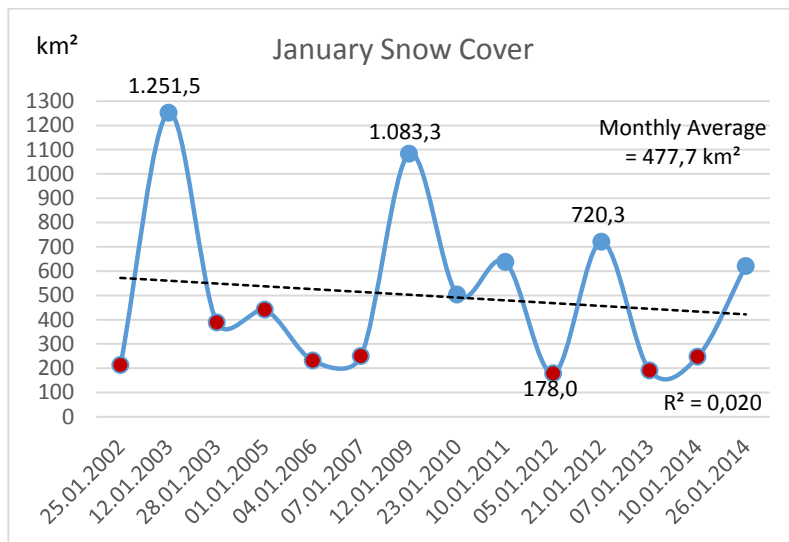


Fig. 5.30 – Dinámica del manto nival del mes de enero, 2000-14.

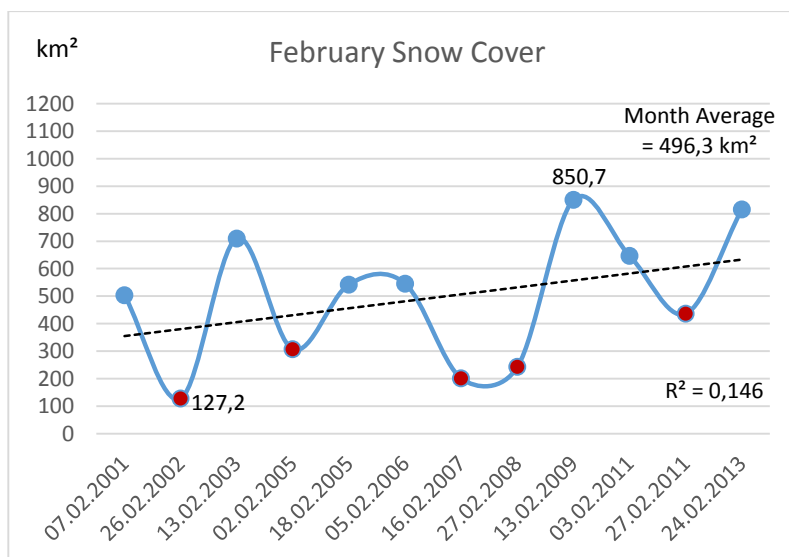


Fig. 5.31 – Dinámica del manto nival del mes de febrero, 2000-14.

A lo largo de los 14 años hidrológicos analizados, marzo suele ser un mes de grandes amplitudes en términos de extensión nival (Fig. 5.32). En marzo de 2005 se registró la nevada más extensa de toda la serie estudiada con 1.476,9 km² y en 2008 se observó el área mínima para el mes de marzo con 97,9 km². Así, la media situase en los 474,9 km². Cuatro de las imágenes de satélite correspondientes a marzo exhiben valores por encima del promedio de la serie y las restantes 9 imágenes presentan valores mensuales bastante por debajo de los 474,9 km². Por ello, la tendencia que se observa en el gráfico (Fig. 5.32), se presenta claramente decreciente siendo posible observar también la respectiva reducción de la superficie nevada en la segunda mitad de la serie analizada. Como ejemplo, desde 2007, solamente una vez, en 2010 se alcanzó una extensión nival de 624,5 km² y todos los demás años se mantuvieron por debajo del promedio mensual de la serie.

La media mensual del mes de abril ha sufrido una reducción importante comparada con el mes precedente, contabilizándose solamente 181,2 km² (Fig. 5.33). Abril presenta variaciones menores en la extensión de la cubierta nival, siendo un mes en el que esencialmente predomina la fusión de la nieve. Ocasionalmente pueden acontecer nevadas, que sobrepasen valores medidos anteriormente, como el caso de 12.03.2007 con 139,4 km² (Figs. 5.32) y 29.04.2007 con 141,2 km² (Fig. 5.33), o el del día 13.04.2010 con 139 km² y del día 29.04.2010 con 188,2 km² (Fig. 5.33). Cuando ello sucede esta nieve tardía puede que persista en las cumbres de Sierra Nevada hasta el verano, como fue el caso del año 2010, como se verá a continuación. Sin embargo, estos incrementos registrados en la cubierta nival durante el mes de abril son normalmente de proporciones sutiles. Por fin, cabe mencionar que de las imágenes de satélite disponibles para el mes de abril se observan 4 años, situados en la segunda mitad de la serie, que han superado el promedio mensual de 181 km², mientras que los restantes 5 años, 3 de ellos al inicio de la serie, presentaban extensiones nivales inferiores a ese valor medio, por eso la línea de tendencia del mes de abril es sutilmente positiva.

La media de la extensión nival del mes de mayo se sitúa en los 111,4 km² (Fig. 5.34) e igual que el mes de abril las variaciones entre los valores máximos y mínimos son cada vez menores. La cubierta nival mínima ocurrió en mayo de 2005 con 1,7 km² y la extensión máxima aconteció en mayo de 2010 con 217 km². Aunque mayo sea ya el último mes de la primavera, también se llegan a verificar algunas pequeñas nevadas. Véase por ejemplo el incremento de marzo a mayo de 2008 (Figs. 5.32 y 5.34) y el caso del 7 y del 15 de mayo de 2010 (Fig. 5.34). Otro aspecto interesante es el hecho de que, tal como sucede en el mes de febrero, mayo también presenta más años con extensiones superiores al promedio de la serie (111,4 km²) que años con valores por debajo de él, y por tanto la tendencia registrada para este mes también es ligeramente creciente.

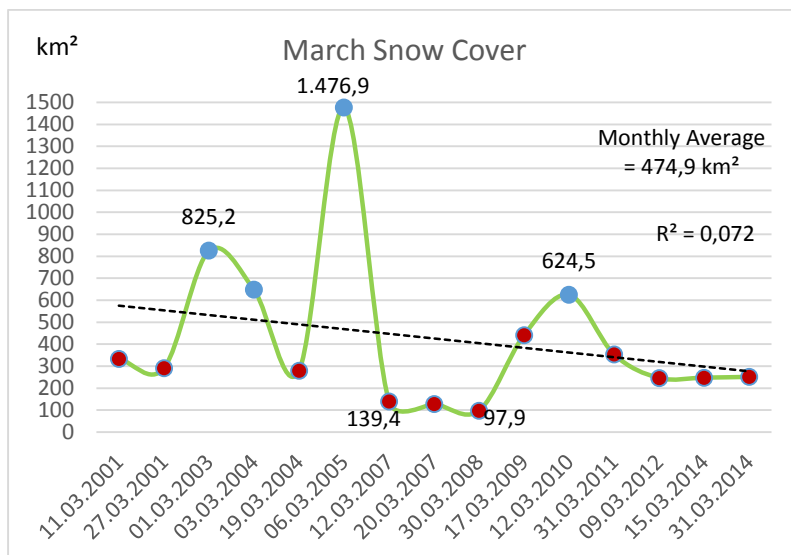


Fig. 5.32 – Dinámica del manto nival del mes de marzo, 2000-14.

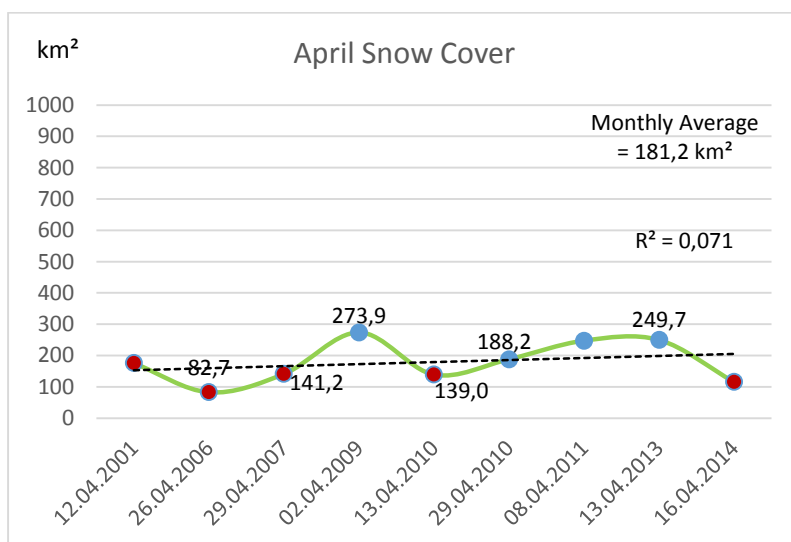


Fig. 5.33 – Dinámica del manto nival del mes de abril, 2000-14.

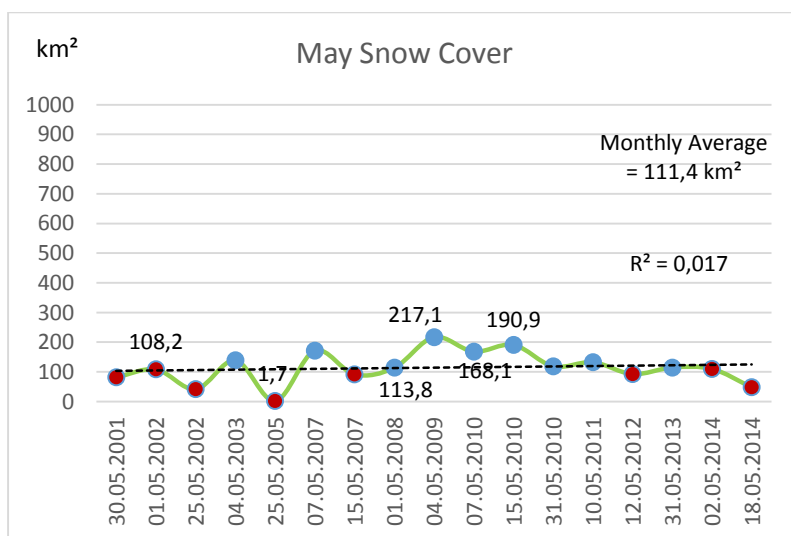


Fig. 5.34 – Dinámica del manto nival del mes de mayo, 2000-14.

Entrando en la época estival la media de la cubierta nival del mes de junio para la serie de datos analizada es de 25,3 km². Como se puede ver en el gráfico (Fig. 5.35) junio es de los meses con mayor abundancia de imágenes de satélite disponibles entre 2000 y 2014. De las 19 imágenes analizadas 12 de ellas presentan valores inferiores al promedio mensual y 7 poseen valores superiores al mismo. De las imágenes que presentan valores por encima de 25,3 km², 5 corresponden a años de la segunda mitad de la serie analizada y por eso, la recta de regresión muestra un incremento en la extensión de nieve. Es importante remarcar que pese a la fuerte nevada registrada en la imagen de satélite del día 06.03.2005 (Fig. 5.32) y que excedió los 1400 km², a inicios de verano la nieve era prácticamente inexistente. Véase el día 26.06.2005 en el que se contabilizaban solo 0.03 km² (Fig. 5.35). Esto significa que las condiciones atmosféricas no siempre permiten la permanencia de una nevada tardía de gran amplitud hasta verano.

El promedio de la cubierta nival del mes de julio para la serie es ahora de 6,1 km² (Fig. 5.36). Solamente 4 años: 2001, 2004, 2010 y 2013 presentan extensiones nivales superiores al promedio mensual de la serie ahora analizado. El valor máximo de la cubierta nival para el mes de julio se registró en 2010 con un área de nieve en torno a los 26 km², mientras que el valor mínimo ocurrió en 2008 contabilizando solamente 0,08 km² de nieve. Como se comentó anteriormente, 2007-08 fue uno de los años hidrológicos más secos de la serie estudiada. Dado los promedios mensuales de 2010 y 2013 la tendencia también sensiblemente positiva.

Agosto es el último mes del año hidrológico y la media calculada para la serie de datos entre 2000-14 es de solo 2,75 km² (Fig. 5.37). Igual que antes 2010 y 2013 son los años en los que cubierta nival contaba con una extensión superior al promedio de la serie, con 12,09 km² y 11,86 km², respectivamente. Los años 2002, 2007, 2008, 2012 y 2014 son los que presentan la superficie de nieve más reducida o casi inexistente. Aunque agosto sea el último mes del año hidrológico, septiembre tiende a ser mucho más seco.

Finalmente, mencionar que tanto en análisis estacional como la mensual, los coeficientes de determinación (R^2) son muy reducidos, por debajo del valor medio 0.5. En la discusión de los resultados que se presenta a continuación se muestra la variación anual de la cubierta nival en Sierra Nevada y respectivas rectas de regresión lineal según los resultados obtenidos para el periodo de 2000 a 2014. También se procura establecer una relación entre la elevada variabilidad del comportamiento nival y los posibles factores que la originan, tanto durante el periodo de acumulación como en el de ablación. Los resultados obtenidos son también ocasionalmente comparados con estudios hechos en otras áreas de montaña tanto nacionales como europeas, en las que se encuentran resultados similares para determinados años analizados.

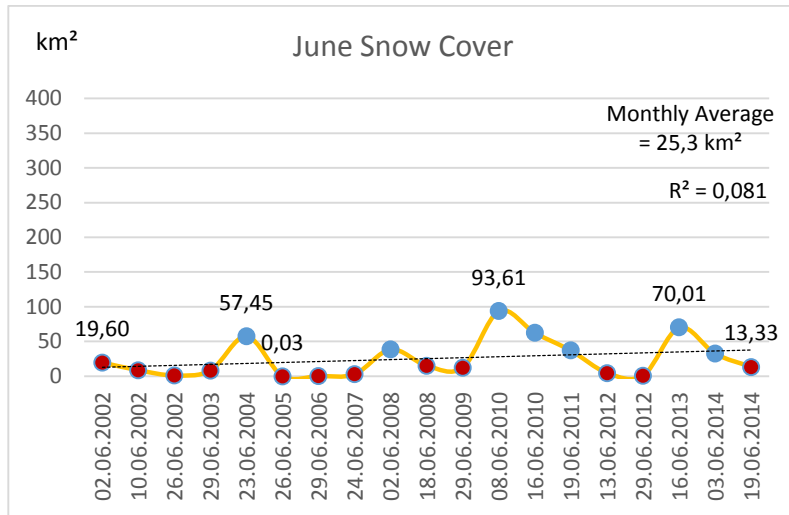


Fig. 5.35 – Dinámica del manto nival del mes de junio, 2000-14.

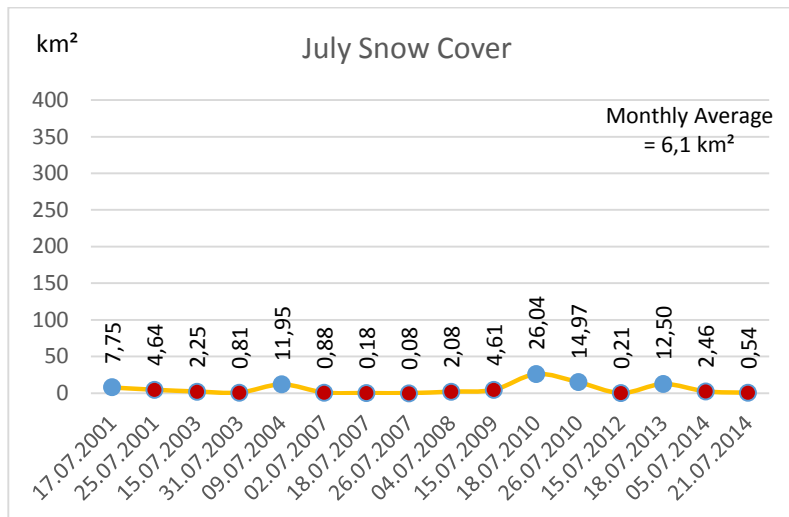


Fig. 5.36 – Dinámica del manto nival del mes de julio, 2000-14.

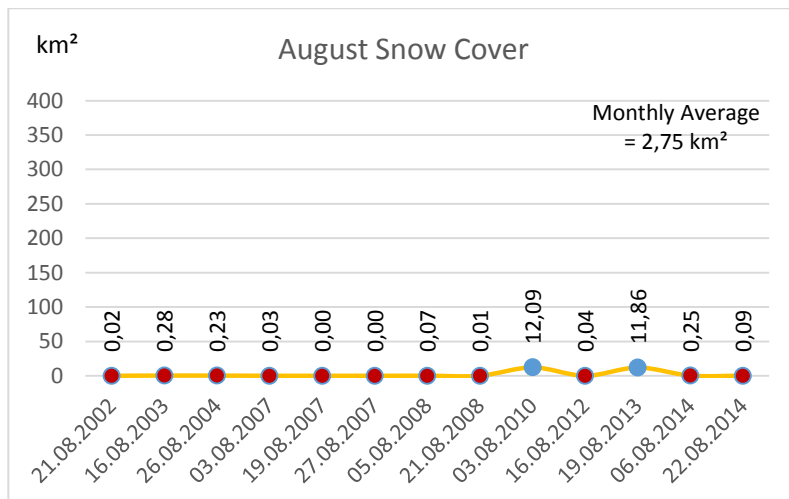


Fig. 5.37 – Dinámica del manto nival del mes de agosto, 2000-14.

5.7. Discusión de los resultados

Según el último informe de síntesis del IPCC-SR (2014), “la extensión de la cubierta nival en el hemisferio norte ha disminuido desde mediados del siglo XX (1967-2012), cerca de 1.6 % por década en los meses de marzo y abril, y cerca de 11.7 % por década en los meses de junio (hc)”.

La serie de datos analizada en esta tesis presenta resultados de gran interés sobre el comportamiento nival en Sierra Nevada, por su gran variabilidad y tendencias a lo largo de los 14 años hidrológicos estudiados. Sin embargo, cuando hablamos de estudios sobre el clima se trata de una serie de datos estadísticamente corta, por lo que resulta limitado hacer predicciones sobre escenarios futuros acerca de la evolución de la cubierta nival en Sierra Nevada, más, si se tiene en consideración que ésta está caracterizada por una elevada variabilidad tanto intra como interanual, como se expuso a lo largo del apartado 5.6. Del mismo modo, esta variabilidad también es evidente en los elementos del clima que directamente inciden en la formación de la nieve en el área de estudio, la precipitación y las temperaturas del aire. Este comportamiento de elevada variabilidad temporal del clima en la región de Sierra Nevada también es patente en otras montañas peninsulares. López-Moreno *et al.*, (2016) señala que el clima de la región de los Pirineos presenta una fuerte variabilidad de la precipitación y tendencias poco significativas de las temperaturas máximas del aire, aunque que se haya detectado un pequeño incremento de las temperaturas mínimas desde los años 80, pero que solo tiene significado estadístico durante el periodo de acumulación.

Así, teniendo en cuenta la corta duración de la serie analizada en el contexto de los estudios climáticos y la elevada variabilidad encontrada en los resultados, se puede previamente señalar que algunas rectas de regresión lineal, tendencias y respectivos coeficientes de determinación (R^2) y coeficientes de correlación (r) presentan en ocasiones valores relativamente bajos. Sin embargo, los resultados logrados son claros indicadores de la contracción de la cubierta nival en Sierra Nevada, aproximadamente -28.6 km^2 ($-2.2 \text{ km}^2/\text{año}$) durante los 14 años hidrológicos estudiados. Tal como se ha constatado en el apartado 5.6, la cubierta nival de la primavera fue la que registró la mayor disminución, cerca de -160 km^2 ($-12.35 \text{ km}^2/\text{año}$), (véase la razón media de cambio (S_f)¹ en la tabla 9 adelante, y siguientes).

El gráfico de la figura 5.38, presenta la variación media anual de la extensión de la cubierta nival para cada uno de los 14 años hidrológicos analizados, el promedio de la serie y la recta de regresión lineal. Una vez más es posible enumerar 9 años hidrológicos (puntos rojos) por

¹ Razón media de cambio o *Slope Function* definida por:

$$b = \frac{\sum(x-\bar{x})(y-\bar{y})}{\sum(x-\bar{x})^2}$$

debajo del promedio de la serie 200,6 km² y solamente 5 años hidrológicos (puntos azules) por encima de ese valor.

Como se ha referido en el apartado 5.6, la segunda mitad de la serie estudiada (2007-14) registra un mayor número de años con una superficie nival por debajo del promedio anual de la serie, hecho que en cierta medida justifica el ligero descenso de la recta de regresión de la cubierta nival, pese a que el coeficiente de determinación presente un valor bajo, $R^2 = 0.006$, observándose puntos que se alejan considerablemente de la recta de regresión. Además, hay que considerar que no existe una relación de causalidad entre la evolución de la cubierta nival y la escala temporal analizada. Las causas de la variabilidad nival como se ha mencionado anteriormente están asociadas a los elementos del clima y no al periodo de tiempo considerado. Por ejemplo, si no fuera por el año hidrológico 2008-09 que presenta la extensión nival con mayor media anual de la serie, el R^2 podría ser más elevado aunque no ganaría poder explicativo con relación la variabilidad de la cubierta nival.

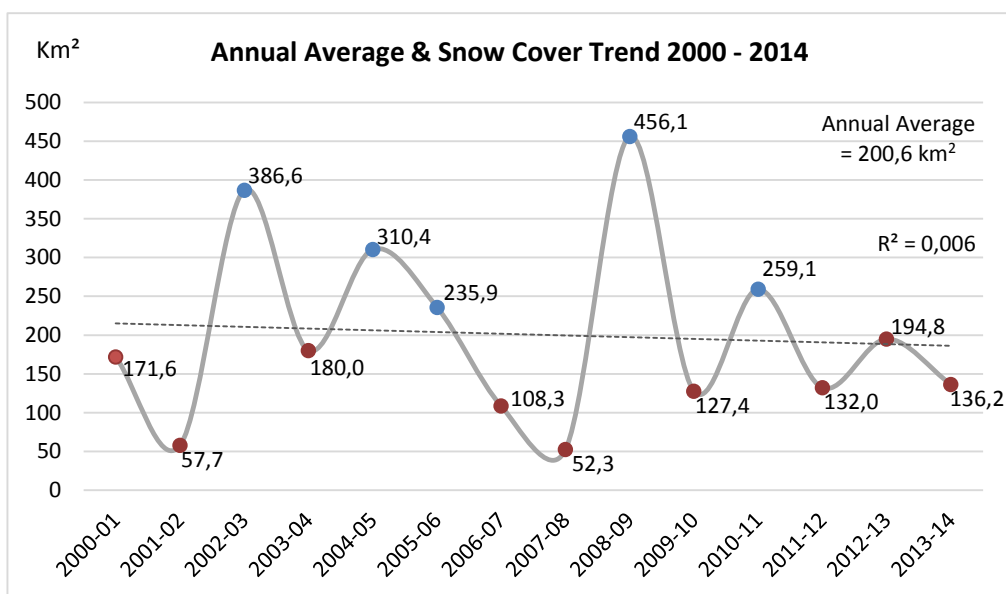


Fig. 5.38 – Media anual de la cubierta nival y tendencia entre 2000-2014

En términos estacionales la tabla 8 presenta la relación entre la cubierta nival estacional y la cubierta nival anual. De esta forma, es posible averiguar qué estaciones contribuyen de forma más significativa en la formación de la cubierta nival anual.

	Annual Snow Cover
Autumn Snow Cover	0,79
Winter Snow Cover	0,86
Spring Snow Cover	0,57
Summer Snow Cover	-0,11

Tabla 8- Coeficientes de correlación Pearson entre la cubierta nival media anual y estacional

Capítulo 5. Delimitación de la Cubierta Nival

Hydro. Years	Snow Cover (km ²)					Granada - Airport data (567 m)												Air Temperature - Albergue Universitario (2 505 m)						
	Annual Average	Autumn	Winter	Spring	Summer	Total P (mm)	Autumn P	Winter P	Spring P	Summer P	P (mm) Oct - May	Annual Mean T (°C)	Autumn Mean T	Winter Mean T	Spring Mean T	Summer Mean T	Mean T (°C) Jun - Sep	Annual Mean T (°C)	Autumn Mean T	Winter Mean T	Spring Mean T	Summer Mean T	Mean T (°C) Jun - Sep	
2000-01	171,6	0,0	325,7	220,2	6,2	439,0	134,0	214,0	87,0	4,0	411,0	16,1	15,6	8,9	15,2	24,8	24,0							
2001-02	57,7	0,5	170,1	74,8	7,3	514,0	215,0	96,0	197,0	6,0	447,0	15,9	16,4	8,5	14,3	24,2	23,3							
2002-03	386,6	463,4	783,6	481,9	2,9	405,6	137,0	186,1	74,8	7,7	387,9	16,3	16,0	8,2	15,4	25,6	24,6							
2003-04	180,0	0,1	623,5	463,3	23,2	439,0	145,0	99,0	190,0	5,0	432,0	15,6	16,2	8,4	13,1	24,7	24,0							
2004-05	310,4	8,2	430,0	739,3	0,0	165,1	36,0	86,0	43,1	0,0	155,1	15,1	15,7	5,4	14,4	24,9	23,6							
2005-06	235,9	278,0	388,2	0,2	0,2	324,0	79,0	109,0	120,0	16,0	285,0	15,5	14,8	6,4	15,9	24,9	24,1							
2006-07	108,3	20,0	308,7	134,2	0,6	247,0	105,0	59,0	83,0	0,0	229,0	15,2	17,2	7,0	12,8	23,7	23,1							
2007-08	52,3	6,5	242,2	105,9	11,2	263,0	90,0	74,0	96,0	3,0	219,0	15,2	15,5	8,0	13,4	24,0	23,0							
2008-09	456,1	544,4	766,8	310,8	8,6	420,0	123,0	179,0	118,0	0,0	397,0	14,7	14,4	6,3	13,6	24,6	23,5	5,2	4,4	-2,5	3,8	15,3	13,7	
2009-10	127,4	1,5	386,8	238,2	41,8	621,0	79,0	415,0	96,0	31,0	563,0	15,3	16,3	7,5	13,3	24,0	23,1	6,0	7,4	-1,1	3,3	14,5	13,7	
2010-11	259,1	55,3	478,3	244,6	36,8	456,0	96,0	195,0	146,0	19,0	423,0	15,9	14,3	8,1	15,8	25,5	24,8	6,1	6,2	-0,8	4,4	14,6	14,1	
2011-12	132,0	40,0	381,8	169,4	1,5	209,0	111,0	25,0	73,0	0,0	209,0	15,8	17,7	6,2	14,0	25,2	24,1	6,6	7,1	-0,7	3,4	16,5	15,2	
2012-13	194,8	144,1	503,0	182,2	31,5	699,0	317,0	142,0	240,0	0,0	648,0	15,6	16,1	7,5	13,9	25,1	24,4	5,4	6,6	-1,1	1,7	14,2	13,2	
2013-14	136,2	181,5	331,8	154,4	8,2	374,0	71,0	227,0	60,0	16,0	314,0	16,6	16,8	8,5	16,1	24,8	24,3	6,1	6,9	-0,9	4,7	13,6	13,6	
Average	200,6	124,5	437,2	251,4	12,8	398,3	124,1	150,4	116,0	7,7	365,7	15,6	15,9	7,5	14,4	24,7	23,8	5,9	6,4	-1,2	3,6	14,8	13,9	
Slope function *	-2,20	2,78	-0,09	-12,35	1,4	4,67					3,61	0,00					0,03	0,09	0,31	0,23	-0,04	-0,21	-0,03	
Total Change **	-28,6	36,18	-1,14	-160,5	17,66	60,66					46,9	-0,02					0,35	0,46	1,57	1,16	-0,19	-1,07	-0,13	

Tabla 9 – Datos relativos a la cubierta nival anual y estacional (Landsat); T (°C) medias anuales y estacionales y P total anual y estacional (mm), Aeropuerto de Granada (567 m, a.s.l.), **Fuente:** Aeropuerto de Granada; T (°C) medias anuales y estacionales y P total anual y estacional (mm), Albergue Universitario (2 505 m, a.s.l.), **Fuente:** Prof. Salvador-Franch y Dr. Gómez Ortiz (UB)

- En tonos marrones aparecen los valores relativos a los datos de otoño, en azules los de invierno, en verdes los de la primavera y los amarillos son referentes al verano;
- Datos de P y T° (Granada) en falta (en gris oscuro) fueran calculados a partir de datos diarios de AEMet; <http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/datosclimatologicos/valoresclimatologicos?k=and>;
- *Total change* **: define el decrecimiento o incremento total de la variable considerada en la serie analizada;
- *Slope function* * define la razón media de cambio de la recta de regresión de la serie analizada y se define de la siguiente forma:

Como resulta lógico el invierno presenta una correlación positiva muy fuerte con la cubierta nival anual, presentando el coeficiente de correlación más elevado ($r = 0.86$) lo que significa que la nieve de invierno representa 79 %² de la cubierta nival media anual. Esto es evidente porque el invierno presenta los valores de precipitación más elevados en el contexto regional, y que combinados con las bajas temperaturas invernales de alta montaña proporcionan condiciones favorables a la abundante formación de nieve. Cuanto más espeso es el paquete de nieve formado durante el invierno mayor probabilidad hay que se mantenga a lo largo de todo el año, siempre y cuando las condiciones térmicas de la primavera y estío lo permitan.

El coeficiente de correlación de otoño es el segundo más elevado con $r = 0.79$ (correlación positiva considerable). Según el análisis de los resultados (apartado 5.6), los valores relativos a la cubierta nival del otoño son bastante variables, registrándose años hidrológicos en los que no ocurrió precipitación de nieve (2000-01) y otros con más de 500 km² (2008-09), véase la tabla 9. No obstante, se puede verificar que la extensión nival de la primavera presenta valores más elevados que la correspondiente al otoño. La correlación del otoño con la cubierta nival anual parece sugerir la existencia de una dependencia entre ésta estación y las condiciones nivales dominantes durante el respectivo año hidrológico. Además, el hecho de que la primavera es la estación que presentó mayor pérdida en términos de cubierta nival puede haber afectado el respectivo coeficiente de correlación.

Observando la tabla 9, puede deducirse que mitad de los años hidrológicos estudiados comenzaron con otoños secos, es decir con una extensión nival por debajo del promedio estacional (124,5 km²) y, resultaron años con una cubierta nival anual poco abundante, como por ejemplo en: 2000-01, 2001-02, 2003-04, 2006-07, 2007-08, 2009-10, 2011-12. De la misma forma, 3 de los 14 años hidrológicos que registraron extensiones nivales de otoño por encima del promedio estacional, también registraron mayor abundancia de nieve en términos anuales, como en: 2002-03, 2005-06 y 2008-09. Sintetizando, el otoño de 10 de los 14 años hidrológicos analizados exhibe una importante influencia en el total anual de nieve registrado. En el caso de los otoños secos puede indicar que la existencia de condiciones climáticas adversas a la formación de la nieve durante el otoño tiende a persistir durante el periodo de acumulación, resultando en una cubierta nival anual reducida.

Con respecto al periodo primaveral el coeficiente de correlación con la extensión nival anual es de 0.57 (tabla 8), que comparado con el de otoño revela un decrecimiento, situándose ya muy cerca del límite de una correlación positiva media. Es posible observar que en años hidrológicos como: 2000-01, 2001-02, 2006-07, 2007-08, 2009-10, 2011-12, 2012-13, 2013-

² $R^2 * 100$ (ej. $0.86^2 * 100 = 79\%$)

14 la cubierta nival de la primavera está por debajo del promedio estacional (251,4 km²) así como la respectiva cubierta nival anual también está por debajo del promedio anual de la serie (200,6 km²). Los años hidrológicos 2002-03, 2004-05, 2008-09, sucede lo opuesto, es decir, tanto la cubierta nival de la primavera como la anual están por encima de sus respectivos promedios.

Además de la importancia que la cubierta nival primaveral tiene sobre el total anual, los datos de la tabla 9 demuestran otra relación de dependencia bastante evidente. Como sería de esperar la cubierta nival de la primavera parece estar directamente relacionada con la nieve que se viene acumulando durante los meses de invierno. Así, se observa que inviernos con tendencia a una extensión nival reducida, es decir, por debajo del promedio estacional (437.2 km²), conllevaron a extensiones nivales de primavera igualmente limitadas, por ejemplo: 2000-01, 2001-02, 2005-06, 2006-07, 2007-08, 2009-10, 2011-12 y 2013-14. De la misma forma que en los años hidrológicos 2002-03, 2003-04 y 2008-09, cuyos inviernos se presentaron más húmedos y favorables a la formación de nieve, también la extensión de nieve registrada durante la primavera fue más abundante.

Finalmente, la correlación referente al verano presenta un valor muy bajo tratándose de una correlación negativa débil, una vez que durante el periodo estival prevalece la fusión de la nieve. Esto es debido al incremento de las temperaturas del aire y a la casi ausencia de precipitación, por lo menos en forma sólida, no permitiendo la acumulación de nieve. El hecho de que los valores de la cubierta nival en Sierra Nevada superen los 0 km², registrándose un promedio estacional en torno a los 12.8 km², hay que asociarlo al remanente de los meses anteriores y no a precipitación nival estival.

Recapitulando, los coeficientes de correlación de la tabla 8 sugieren que la dinámica nival anual es determinada principalmente por la nieve acopiada durante el invierno y posteriormente durante el otoño y primavera, respectivamente.

5.7.1. Precipitación y temperatura del aire en Granada

A continuación, se analizan los elementos del clima que más intervienen en la formación de la nieve: la precipitación y la temperatura del aire. En la figura 5.39 se presenta un conjunto de gráficos relativos a la precipitación total anual (P) y las temperaturas del aire medias anuales (T° del aire) para el periodo de estudio 2000-14, así como la precipitación total de octubre a mayo, y las temperaturas medias de verano (junio a setiembre). Ambos parámetros son relativos al aeropuerto de la ciudad Granada (567 m), situado en la depresión que enlaza con las faldas noroeste de Sierra Nevada. Los datos fueron obtenidos directamente a partir del

aeropuerto de Granada, como explicado en el apartado 4.2.1. A ellos se añadieron las respectivas rectas de regresión lineal y los coeficientes de determinación (R^2).

Analizando la P y las T° del aire expuestas en la figura 5.39 se intenta comprender mejor las variaciones de la cubierta nival presentada en la figura 5.38, y la posible relación entre ambas. De esta forma, en la figura 5.39 el gráfico a) corresponde a la evolución de la P anual entre 2000 y 2014 y el b) a la P del periodo de acumulación nival en alta montaña (octubre a mayo) para el mismo intervalo estudiado. Contrariamente a lo que se viene publicando en la literatura, los valores de P para la ciudad de Granada no presentan un decrecimiento durante los años estudiados, sino un ligero incremento. Pero la tendencia observada está claramente afectada por los valores extremos del año hidrológico 2012-13. Además, las diferencias en las tendencias observadas pueden ser debidas al hecho de que en este momento solo se han considerado los datos de una estación meteorológica, mientras que la mayor parte de los estudios climáticos a nivel regional se llevan a cabo con datos de diversas estaciones meteorológicas, los cuales apuntan hacia una tendencia de P decreciente.

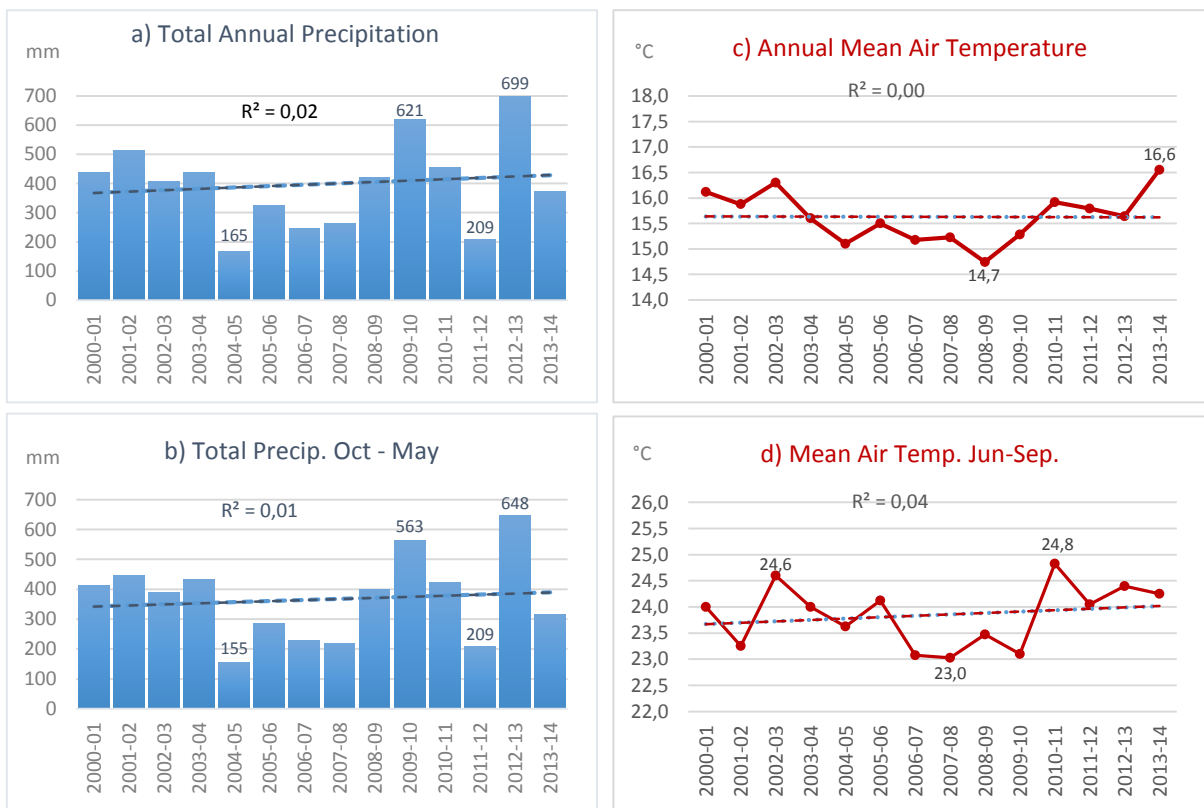


Fig. 5.39 – Datos meteorológicos para Granada: **a)** Precipitación total anual; **b)** Precipitación total (octubre y mayo); **c)** Temperatura del aire media anual; y **d)** Temperatura del aire media (junio y setiembre), **Fuente:** Aeropuerto de Granada.

Por otra parte, los gráficos c) y d) correspondientes a las T° del aire muestran una mayor relación con las tendencias encontradas en otros estudios. El gráfico c) relativo las T° del aire medias anuales muestra una línea de tendencia neutra sin significado, pero la tendencia del

grafico d) indica que las T° del periodo estival (junio a setiembre) entre 2000 y 2014 han experimentado un incremento de 0.35°C (tabla 9), aunque el R^2 sea muy bajo. De la misma forma que el coeficiente de determinación relativo a la cubierta nival (Fig. 5.38) es muy reducido, también los R^2 referentes a la P y T° del aire (Fig. 5.39) se sitúan próximos al cero. Como se ha mencionado anteriormente esto es debido, principalmente, a la elevada variabilidad de los datos y la falta de causalidad entre las variables (x) y (y), siendo lo más relevante la tendencia marcada por la recta de regresión.

Este aumento de la T° del aire estival encontrado en los datos de Granada para el periodo analizado, coincide con un estudio reciente de Pérez-Luque *et al.*, (2015) con respecto de la evolución del clima en Sierra Nevada en los últimos 50 años (1960 -2010). Los autores han analizado datos del Observatorio del Cambio Global de Sierra Nevada revelando un aumento de las temperaturas, siendo más evidente en las máximas, sobre todo en las cotas más bajas. Este mismo estudio también apunta a una disminución general de la precipitación, percibiéndose un patrón diferencial entre las zonas orientales y occidentales de la Sierra, siendo que el oeste se manifiesta una tendencia más decreciente.

Con respecto a la precipitación los autores señalan tendencias más negativas a mayor altitud y sugieren que su origen pueda estar relacionado con la tendencia positiva del índice NAO (Oscilación del Atlántico Norte). Tal vez por ello, al nivel altimétrico de Granada no se ha logrado confirmar esa tendencia negativa de la P. Asimismo el estudio de Pérez-Luque *et al.*, (2015) considera un periodo de estudio más largo (50 años) y mediciones de T° del aire y P de un mayor número de estaciones meteorológicas en el ámbito de Sierra Nevada, y por eso se considera oportuno tener en cuenta la tendencia negativa de la P que los autores proponen.

La figura 5.40 presenta la combinación de los 3 parámetros analizados anteriormente, la cubierta nival media de Sierra Nevada obtenida a partir de las imágenes Landsat para los 14 años hidrológicos entre 2000 y 2014, así como la precipitación total anual y las temperaturas medias anuales, para la ciudad de Granada. Además, se ha añadido una serie de datos de temperatura del aire (entre 2008 y 2014) relativos al Albergue Universitario situado a 2505 m de altitud en la Sierra (Tabla 9 y apartado 4.2.1.). Aunque tratándose de una serie más corta que la disponible para la ciudad de Granada, se consideró muy relevante incluir los respectivos datos, por la calidad de los resultados obtenidos y porque representan con mayor exactitud la realidad en las cumbres de la montaña.

Es importante mencionar que la T° del aire y la P no son los únicos elementos del clima que determinan la formación y posterior evolución de la nieve en ambientes de montaña. El hecho de que la mayor parte de los datos meteorológicos tratados sean relativos a la ciudad de

Granada deja claro que el comportamiento nival en Sierra Nevada no siempre se explica por la variación de estos parámetros. Pues la distancia y diferencia altitudinal entre los dos ámbitos es considerable, así como el efecto de barrera orográfica de la montaña que indudablemente origina cambios significativos en los flujos de aire mediterráneo. Sin embargo, se eligió Granada por tratarse de la fuente de datos meteorológicos más cercana a la Sierra con mayor continuidad y regularidad. Como se comentó en los capítulos anteriores, la fiabilidad y continuidad de los datos de las estaciones automáticas de montaña, a veces de mantenimiento limitado, no siempre es la más adecuada y necesaria para estudios de este tipo. De esta forma, el análisis de la P y T° del aire relativas a Granada es un intento para averiguar si existe algún tipo de correlación entre estos parámetros y la cubierta nival en Sierra Nevada.

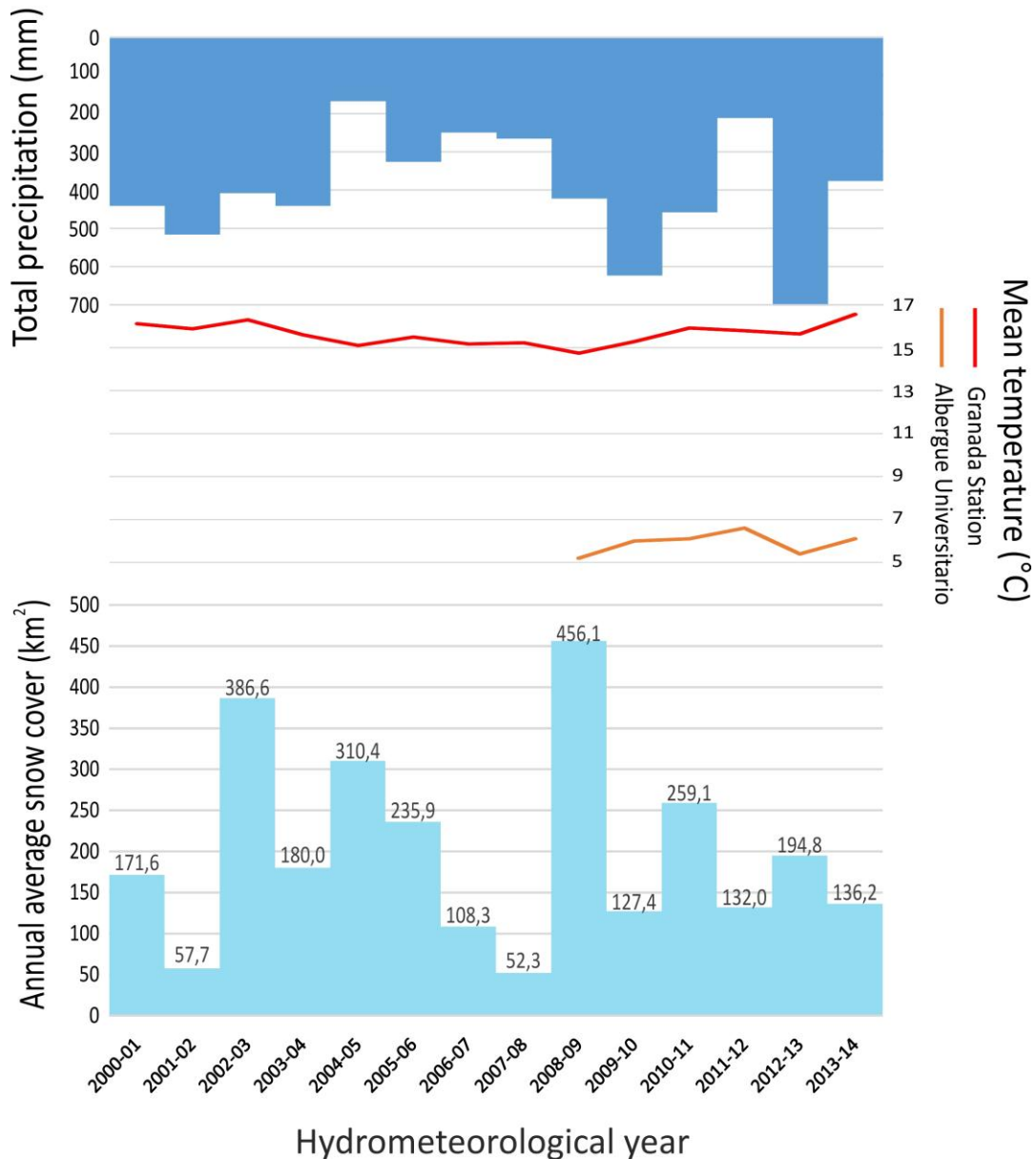


Fig. 5.40 – Gráfico termopluviométrico y extensión de nieve media anual entre 2000 y 2014

En la figura 5.40 observase que salvo algunas excepciones, la mayor parte de los años analizados, la relación de la P en Granada y de la cubierta nival resulta algo discordante. A lo largo de los 14 años hidrológicos los ejemplos son varios. Véase la situación de 2012-13, año en que se registró los valores de P más elevados en Granada, alcanzando casi los 700 mm anuales. Sin embargo la cubierta nival correspondiente quedó por debajo del promedio de la serie, 200.6 Km². Por otra parte, el año hidrológico que presenta los valores más bajos de P, 2004-05, no coincide con la extensión nival más reducida, habiéndose contabilizado ese año más de 310 km² de nieve. El último ejemplo que cabría mencionar es el caso de 2008-09 que registró la cubierta nival media anual más extensa, 456 km², superando ampliamente el promedio de la serie, mientras que la P en Granada se situó en torno a la media sin superarla considerablemente. No obstante, existen algunos años que los dos parámetros presentan una evolución análoga, como en 2006-07, 2011-12 y 2013-14, ocurriendo un decrecimiento tanto de la P en Granada como de la cubierta nival en Sierra Nevada.

Con relación a las T° del aire, solamente cuatro años hidrológicos muestran alguna relación entre la cubierta nival y las T° del aire medias anuales registradas en Granada. Los años 2004-05 y 2008-09 presentan las T° medias del aire más bajas y coinciden con aumentos de la cubierta nival. En el caso de 2008-09 la relación es bastante evidente entre la T° media anual más baja, 14.7 °C y la cubierta nival media de mayores proporciones (456.1 km²). Si se considera que la T° media anual de la serie se sitúa en los 15.6 °C, pueden observarse dos años que inclusive superan los 16 °C: 2000-01 y 2013-14. En la tabla 9 verificase que 2000-01 y 2013-14 presentan una cubierta nival por debajo del promedio anual (200.6 km²). No obstante, el año 2002-03 cuya T° media anual registrada fue elevada, 16.3 °C, presentó una cubierta nival bastante por encima del promedio de la serie con casi 400 km² de nieve. De la misma forma, los años con extensiones nivales reducidas, como 2001-02 y 2007-08, no son necesariamente los que presentan las T° medias anuales o estivales más elevadas.

A continuación se aborda simultáneamente la T° del aire y la P para algunos casos más representativos, empezando por los dos años hidrológicos más secos de la serie estudiada 2001-02 y 2007-08. La figura 5.40 y la tabla 9, muestran que en 2001-02 la reducida extensión de nieve (57.7 km²) estaría más relacionada con la elevada T° media anual (15.9 °C) que con la precipitación total anual cuyos valores apuntan a un año relativamente húmedo. Lo que quiere decir que las elevadas T° del aire habrían contribuido a la disminución de la fracción sólida de la P en las vertientes de la Sierra. En el caso del año 2007-08 ocurriría lo opuesto, las T° medias anuales ni siquiera alcanzaron el promedio de la serie (15.6 °C) y la T° media de junio a setiembre fue la más baja de toda la serie (23 °C), pero los valores de P contabilizados (263 mm) fueron relativamente reducidos comparados con el promedio de la serie (398 mm), correspondieron al año hidrológico más seco del periodo de análisis.

En el mismo contexto, Carturan *et al.*, (2016) detectó situaciones similares para los Alpes italianos en el año 2006-07 durante el cual fue detectado un pico térmico habiendo la precipitación líquida alcanzado cotas entorno a los 3000 metros de altitud. Este episodio conllevó una ablación de hielo superior a los 50 cm en ese mismo año. Considerando la situación geográfica de los Alpes italianos, es razonable asumir que dichos picos térmicos en una latitud tan mediterránea como la de Sierra Nevada tiene consecuencias equivalentes o superiores a las registradas por Carturan *et al.*, (2016). Como puede comprobarse en la tabla 9, en el ámbito de Sierra Nevada dicho pico térmico fue más evidente durante el otoño de 2006 (17.2 °C; +1.3 °C que el promedio estacional), lo que podría haber contribuido a reducir la precipitación sólida en las altas cumbres. Pues para ese mismo otoño se registraron solamente 20 km² de nieve (6 veces menos que el promedio estacional), en un año en el que la cubierta nival media anual fue igualmente reducida (108 km²).

Por último, se expone el caso de uno año hidrológico húmedo, 2002-03. Según los datos disponibles para Granada para ese año, los valores apuntan una P anual que en ocasiones supera los promedios estacionales sobre todo durante el invierno. Por otra parte, 2002-03 fue asimismo un año en que las T° del aire en Granada también rebasan las medias anuales y estacionales de la serie, sobre todo durante los meses de ablación (junio a setiembre) habiéndose alcanzado los 24.6 °C (+ 0.8 °C que el promedio del periodo). El hecho de que la formación de nieve fue abundante durante todas las estaciones del año excepto en verano, cabe ponderar la hipótesis de que las condiciones térmicas registradas al nivel de Granada no tengan afectado las cotas superiores de la montaña donde la formación del nieve resultó abundante.

Esta situación también podría haber estado relacionada con el índice negativo de la NAO, como veremos en el apartado 5.7.3, más adelante. En la figura 5.41 se puede observar la abundante cubierta nival invernal obtenida a partir de una imagen Landsat 7 ETM+ para el día 12 de enero de 2003. Nótese como a norte de la Sierra la nieve bajó allá del límite altitudinal de los 1300 m (línea roja) y como la nevada alcanzó las serranías adyacentes aunque ostenten altitudes mucho más moderadas que Sierra Nevada. Debido a las considerables T° del aire medidas en las cotas más bajas (Granada), mucha de la nieve que se puede observar en las cercanías de Sierra Nevada ya no existía a inicios de mayo y en el ámbito de la Sierra solo persistía en cotas superiores a los 2500 m de altitud.

Aunque considerando el interés de los casos que se han mostrado, los datos de T° del aire y P relativos a Granada no logran explicar la variación de la cubierta nival en la Sierra en muchos de los restantes años estudiados. Esto es bien visible cuando se analizan los coeficientes de correlación calculados entre estos parámetros y la cubierta nival (tablas 10 y 11, adelante).

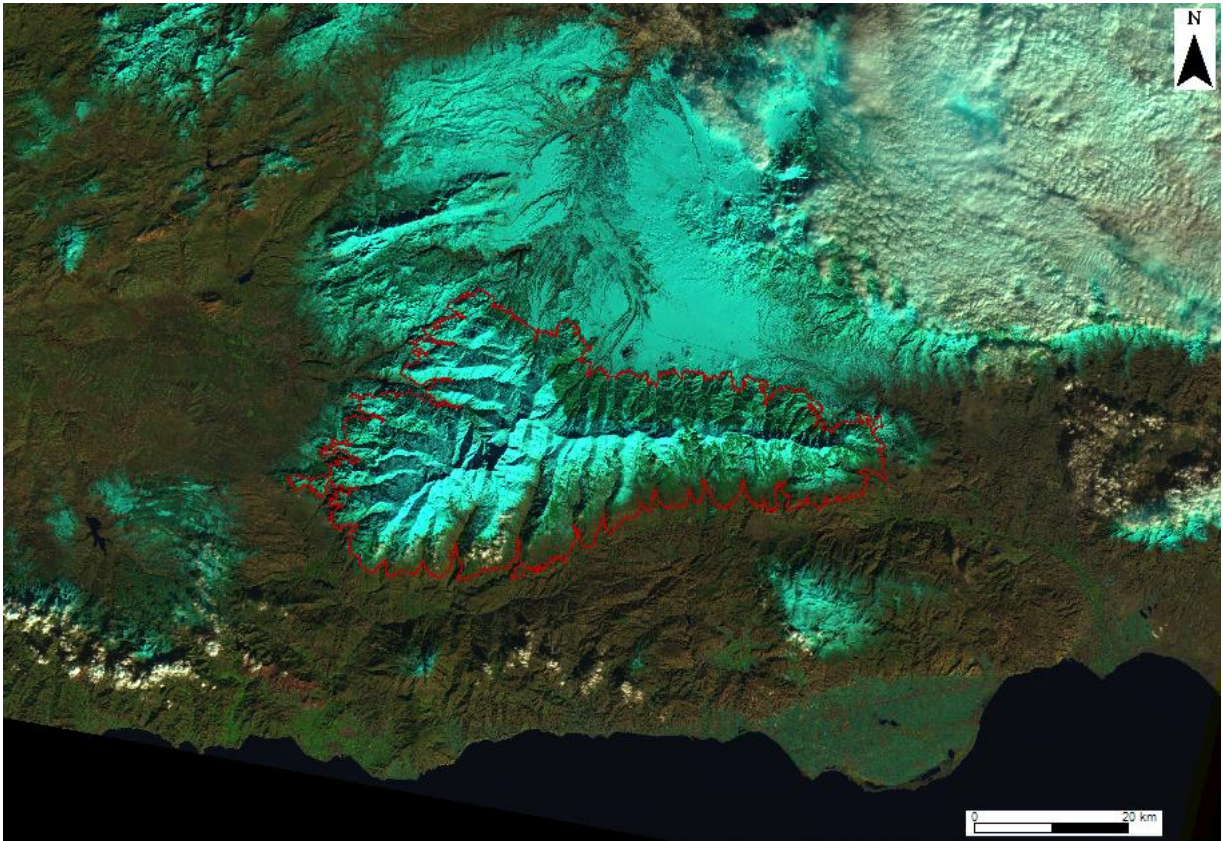


Fig. 5.41 *^{CD} – Imagen Landsat 7 ETM+ para el día 12 de enero de 2003 (R+G+B, 5+4+2)

A partir de los coeficientes de correlación de Pearson (r) se intenta determinar la sensibilidad de la cubierta nival en Sierra Nevada a las fluctuaciones de las T° del aire y de la P medidas en la ciudad de Granada, relaciones esas que antes se han descrito de una forma más cualitativa. El coeficiente de correlación de Pearson puede variar entre -1 y 1, siendo que la señal positiva o negativa de (r) define si las variables presentan una relación de proporcionalidad o inversamente proporcional. A su vez, el valor numérico establece la magnitud de la correlación. Para que un coeficiente de correlación sea explicativo de las relaciones entre variables tiene que presentar una (r) igual o superior a (+-) 0.5, estableciendo una correlación media. Cuanto más (r) se acerca de 1 más fuerte es la correlación entre las variables, y si (r) es igual a (+-) 1 se dice que es una correlación perfecta. A continuación se discuten las correlaciones con coeficientes en torno a valores (+-) 0.5 o superiores (tablas 10 y 11).

Como se indicó anteriormente los coeficientes de correlación (r) entre la cubierta nival y la P y T° medidas en Granada presentan valores relativamente reducidos, salvo algunos casos que se comentan a continuación. Con respecto a la P (tabla 10), aparentemente este parámetro solo presenta alguna relación con la cubierta nival de verano. El coeficiente más elevado $r = 0.74$ indica que la P total anual tiene una capacidad explicativa de 54 % de la nieve que se encuentra en Sierra Nevada en los meses de verano. En términos estacionales, suele ser la P de invierno la que presenta la mejor relación con la nieve de verano, con un $r = 0.60$ lo que

sugiere que la nieve que perdura hasta verano depende de 36 % de la P sólida que se acaece durante el periodo invernal. La P de primavera y de verano aparecen ya con coeficientes muy próximos al límite de una correlación media, con $r = 0.51$ y $r = 0.56$, respectivamente. Con excepción de la nieve veraniega, los demás coeficientes, aparentemente no exhiben correlaciones entre la cubierta nival y la P registrada en Granada o éstas son muy débiles.

Estas débiles correlaciones entre la cubierta nival y los valores de precipitación, pueden encontrarse relacionadas con el hecho de que no toda la precipitación cae de forma nivosa. De hecho, con el incremento de las temperaturas del aire (Fig. 5.39, d) la precipitación líquida tiende a aumentar en las cotas superiores. Un ejemplo de esta situación puede haber ocurrido en 2 años particulares, 2001-02 y 2009-10, aunque para confirmar esta hipótesis habría que analizar los datos de precipitación registrados en estaciones automáticas de montaña.

	Total P. Annual	Total P. Autumn	Total P. Winter	Total P. Spring	Total P. Summer
Annual Snow Cover	-0,03	-0,10	0,13	-0,14	-0,12
Autumn Snow Cover	0,07	0,05	0,12	-0,08	-0,06
Winter Snow Cover	0,16	0,09	0,15	0,07	-0,10
Spring Snow Cover	-0,19	-0,23	0,03	-0,25	-0,21
Summer Snow Cover	0,74	0,27	0,60	0,51	0,56

Tabla 10 – Coeficientes de correlación de Pearson (r) entre la cubierta nival media anual y estacional y la P total anual y estacional en Sierra Nevada.

	Mean T° Annual	Mean T° Autumn	Mean T° Winter	Mean T° Spring	Mean T° Summer
Annual Snow Cover	-0,18	-0,57	-0,37	0,25	0,56
Autumn Snow Cover	-0,03	-0,40	-0,19	0,28	0,38
Winter Snow Cover	-0,10	-0,35	-0,15	0,01	0,33
Spring Snow Cover	-0,14	-0,10	-0,26	-0,08	0,33
Summer Snow Cover	-0,02	-0,21	0,32	-0,16	0,02

Tabla 11 – Coeficientes de correlación de Pearson (r) entre la cubierta nival media anual y estacional y las temperaturas del aire medias anuales y estacionales en Sierra Nevada.

La tabla 11 presenta los coeficientes de correlación (r) entre la cubierta nival media anual y estacional en Sierra Nevada y las T° del aire medias anuales y estacionales para la ciudad de Granada. Cuando analizados los coeficientes de correlación se puede verificar los valores son bajos, habiendo pocos casos en que r se acerca de 0.5. Cuando tratamos de temperatura y nieve es de esperar que los coeficientes de correlación presenten señal negativa, una vez que las mayores nevadas deberán acontecer cuando las T° del aire son más bajas, por lo tanto las dos variables presentan una evolución inversamente proporcional.

Según los coeficientes de correlación de la tabla 11, las únicas T° del aire registradas en Granada que suelen tener algún poder explicativo de la cubierta nival son las referentes a las T° de otoño. No obstante, un $r = -0.57$ indica que tan solo 32 % de la cubierta nival anual es explicada por las T° otoñales. Estas también se correlacionan con la cubierta nival de la respectiva estación, aunque con un coeficiente inferior, $r = -0.40$ ya por debajo del valor 0.5.

Aún dentro de los coeficientes de correlación con valores medianos se obtuvo un $r = 0.56$ entre la cubierta nival anual y las T° medias de verano. Sin embargo, tratase de una correlación positiva. Inicialmente estos valores aparentan ser contradictorios, una vez que una correlación positiva entre nieve y temperatura significa que ambas variables aumentan o disminuyen en el mismo sentido, lo que no suele verificarse en realidad. La anomalía encontrada puede estar relacionada con el hecho de que la serie de datos analizada es relativamente corta.

Carturan *et al.*, (2016) también ha encontrado correlaciones positivas entre el balance anual de algunos glaciares alpinos y las temperaturas de verano, obteniendo un $r = 0.49$ para el glaciar *Lunga* cuyo cálculo de correlación se basó en una serie de datos de 10 años, en comparación con el glaciar *Careser* para el que se obtuvo un $r = -0.77$, a partir de 47 años de datos. Sin embargo, en el caso de Sierra Nevada, el número de años considerados para el periodo de otoño es el mismo que para el de verano y por lo tanto los coeficientes de correlación relativos al otoño tienen señal negativa como era de esperar. En un futuro próximo sería interesante averiguar más detalladamente porqué ocurre este cambio de señal.

Recapitulando ideas habría que indicar que los coeficientes de correlación calculados tanto para la P como para la T° del aire deberán estar afectados por la distancia entre Granada y la Sierra, además de las ya comentadas modificaciones que la montaña introduce en los regímenes de T° y sobre todo en los de P por el efecto de la altitud y orientación.

De esta forma, como intento de obtener mejores resultados se experimentó aplicar un periodo de análisis más selectivo de acuerdo con el reciente estudio de Carturan *et al.*, (2016). Los autores analizan la respuesta de los glaciares de los Alpes italianos a las variaciones climáticas, y señalan que estos glaciares exhiben tendencias claras de balances anuales negativos para el periodo 2003-14, y que la respuesta de éstos está principalmente controlada por la combinación de la precipitación de octubre a mayo y por la temperatura de junio a setiembre, y que además, cambios rápidos en la geometría del terreno y cambios atmosféricos conducen a modificaciones en sus respuestas a las variaciones climáticas. Se remarca también que los glaciares de los Alpes italianos al presentaren diferentes características morfológicas llevan a posibles respuestas no-lineales a los cambios

atmosféricos. Aunque en el caso de Sierra Nevada no se trate del análisis directo de glaciares, pero sí de la cubierta nival, pero lo expuesto anteriormente tiene interés en el contexto montañoso que estudiamos. De hecho, la evolución de los glaciares y de la nieve depende de factores idénticos, aunque que varíen según diferentes rangos de temperatura y precipitación, siendo que la nieve es mucho más sensible a los cambios atmosféricos bruscos que en el caso de los glaciares.

	Annual Snow Cover	Autumn Snow Cover	Winter Snow Cover	Spring Snow Cover	Summer Snow Cover
Mean Air T° Jun- Sep	0,41	0,30	0,44	0,15	0,15
Total P Oct - Mai	0,04	0,08	0,24	-0,13	0,75

Tabla 12 - Coeficientes de correlación (r) entre la cubierta nival media anual y las temperaturas medias del aire (junio a setiembre) y las precipitaciones totales (octubre a mayo) en Sierra Nevada.

La tabla 12 expone los coeficientes de correlación entre la cubierta nival en Sierra Nevada y la P del periodo de acumulación (oct-mayo) y con la T° del periodo de ablación (jun-set). Igual que antes, los resultados de la tabla 12 presentan coeficientes de correlación inferiores a los resultados de Carturan *et al.*, (2016) para los Alpes italianos, en el que los autores determinaron que el balance anual y decenal de la mayor parte de los glaciares estudiados se encuentra más correlacionado con el balance estival que con el invernal, confirmando la importancia del periodo de ablación en el equilibrio de los glaciares alpinos.

En el caso de Sierra Nevada, la correlación entre la T° del aire del periodo de ablación y la cubierta nival vuelve a presentarse con señal positiva además de situarse por debajo del valor de una correlación media (0.5) y por lo tanto, las relaciones que se establecen no son concluyentes. Cuanto a la P del periodo de acumulación, aparentemente esta solo se encuentra correlacionada la cubierta nival de verano con un r de 0.75, lo significa que cerca de 56 % de la nieve que se encuentra en las cumbres de Sierra Nevada durante el estío está relacionada con la precipitación que cae entre octubre y mayo.

Una vez más, se considera que los bajos coeficientes de correlación para Sierra Nevada a partir de los datos climáticos de Granada, se justifican por:

1) La distancia entre Sierra Nevada y la ciudad de Granada de donde los datos meteorológicos son procedentes. Por una parte, es difícil predecir cuanta P registrada en Granada ocurre de forma sólida en las cumbres de Sierra Nevada. Por otra parte, tan poco es sencillo comparar

la T° del aire al nivel Granada con la T° del aire en altitud, aunque se tenga en consideración el gradiente térmico altitudinal. Pues la altitud, relieve y orientación, los vientos (extremamente activos en áreas montañosas), etc., son condicionantes con repercusión directa en la variabilidad térmica y precipitación en montaña.

2) Como Carturan *et al.*, (2016) comentan en su estudio relativo a los Alpes italianos, al reducir el periodo de análisis de 30 a 15 años, hay un incremento en el ruido de los resultados, y la correlación entre el balance anual y las temperaturas del aire no siempre alcanzan valores de correlaciones relevantes, como el caso de los glaciares *Lunga* y *Careser*.

Si fuera posible calcular los mismos coeficientes de correlación usando datos meteorológicos procedentes de estaciones de montaña fiables, los resultados perfilarían más la importancia de la P (octubre a mayo) y de la T° (junio a setiembre) en la formación del manto nival en Sierra Nevada. Ejemplo de eso es el punto que se analiza a continuación donde se muestran las relaciones existentes entre la cubierta nival y las T° del aire del Albergue Universitario a 2505 m de altitud.

5.7.2. Temperatura del aire en el Albergue Universitario (2505 m)

Alonso & Moreno, (1996) refieren a respecto del Pirineo que la temperatura del aire muestra un descenso con la altitud, con un gradiente de 0.5 a 0.6 °C por cada 100 m. A los 2000 m la temperatura debe rozar los 5 °C y alrededor de los 3000 m se sitúa la isoterma de los 0 °C. En el periodo que va de diciembre a mayo (estación fría) dicha isoterma llega a bajar hasta los 1600 m. Con relación a Sierra Nevada el gradiente térmico vertical es algo similar. Palade *et al.*, (2011) refieren que el valor está en torno a los 0.48 °C en la vertiente meridional y 0.61 °C en la vertiente septentrional de la montaña.

Si las T° del aire medidas en Granada exhiben una débil relación con la nieve observada en las cotas más elevadas de la Sierra, cuando se analizan las T° del aire registradas en el Albergue Universitario, a 2505 m, comparativamente resultan más precisas. A pesar de la corta duración de los datos disponibles (6 años hidrológicos) para el Albergue Universitario, es posible observar una mayor afinidad entre la variación de la extensión nival y las T° del aire medias registradas en altitud. Como se puede observar en la figura 5.40, para cada uno de los años analizados entre 2008-09 y 2013-14, la relación de concordancia es casi lineal. Cada decrecimiento de las T° del aire es acompañado por un aumento de cubierta nival con respecto al año anterior y vice-versa. Así sucede con el primer año hidrológico considerado, 2008-09, que presenta la T° media del aire más baja, 5.2 °C y la extensión de nieve media más elevada (Tabla 9). Éste fue el año hidrológico con la cubierta nival más extensa de la serie

estudiada, coincidiendo también con valores de P abundantes (420 mm anuales) en Granada aunque no fueron los más elevados de la serie. El origen de la extensa superficie de nieve registrada en 2008-09, que bajó de la cota de los 1300 m, se puede relacionar con las reducidas T° del aire tanto en Granada como a 2505 m de altitud. A 2505 m de altitud se observó T° del aire media anual más bajas (5.2 °C), habiendo el otoño e invierno registrado también las T° medias estacionales más bajas comparativamente a las medias de la serie analizada, con 4.4° (-2 °C) y -2.5 °C (-1.3 °C), respectivamente (tabla 9). Sobre todo el otoño fue el periodo que registró un mayor incremento de precipitación sólida, más de 4 veces el promedio otoñal, aunque fue en invierno cuando la nieve alcanzó las cotas inferiores de la Sierra. Por lo que respecta a las T° medias de primavera y verano, éstas superaron ligeramente el promedio de la serie, pudiendo haber estado en el origen de la rápida fusión de la nieve en las cotas más bajas a partir de marzo-abril, como se puede ver en la cartografía de la figura 5.13 (apartado 5.6).

En el año 2009-10 fue un año predominantemente seco (127 km²). Sin embargo, fue el año que curiosamente la cubierta nival de verano (41.8 km²) superó largamente el promedio estacional de la serie (8.2 km²). Recuérdese el ejemplo del circo glaciar del Corral del Veleta que se encontraba completamente cubierto de nieve durante la campaña de verano de 2010 (Fig. 5.14, apartado 5.6). En la tabla 9 se observa que la cubierta nival anual no fue particularmente abundante, aunque la P anual en Granada registró valores bastante elevados con 624 mm anuales. El año hidrológico empezó con un otoño relativamente seco y con elevadas T° del aire (7.4 °C) a 2505 m de altitud, lo que limitaría la formación de nieve. Así que, fueron las excepcionales P de invierno (415 mm) y alguna P de verano (31 mm), que dieron origen de la abundante cubierta nival veraniega que se observaba en el interior del Corral del Veleta en pleno mes de agosto.

El año 2011-12 fue un año citado en la literatura nacional con especial énfasis. López-Moreno *et al.*, (2016) caracterizó 2011-12 como un año especialmente seco y caliente lo que originó una importante contracción del glaciar del Monte Perdido en los Pirineos. En cierta medida estas condiciones también se han podido verificar en Sierra Nevada. En Granada la P (209 mm) no alcanzó el promedio anual. Además, la T° media de otoño fue la más alta registrada con 17.7 °C (+1.8 °C que el promedio estacional, 15.9 °C). La T° media de verano también registró un incremento entre 0.3° y 0.5 °C por encima del promedio estacional (24.7 °C). Pero, son principalmente las T° del aire registradas a 2505 m las que más llaman la atención, pues ese año fue el que más veces registró la T° media más elevada. En la tabla 9 observase que esta situación ocurrió tanto para las T° medias anuales (6.6 °C, + 0.7 °C que el promedio) como para casi todas las T° medias estacionales, con excepción de la T° de primavera. La T° de invierno alcanzó los 7.1 °C (+ 0.7 °C) y la T° de verano alcanzó un máximo de 16.5 °C (+ 1.7 °C).

Las condiciones térmicas descritas en conjunto con la reducida P anual conllevaron a una cubierta nival anual igualmente reducida (132 km²), por lo que los neveros de fusión tardía existentes por encima de los 3000 m eran muy reducidos en verano.

El último caso más complejo de entender, es el año hidrológico 2012-13, que coincidió con el registro de valores máximos de P anual (699 mm) para la ciudad de Granada en el periodo de estudio. En la figura 5.42 se muestra una imagen Landsat 7 ETM+ de Sierra Nevada para el día 24 de febrero de 2013 donde se delimitó una extensión nival equivalente a los 815 km², alcanzando la cota de los 1300 m de altitud (línea roja). No obstante, la cubierta nival media anual contabilizada fue algo reducida (194 km²) no habiendo alcanzado el promedio de la serie. Curiosamente, igual que en el año 2009-10, la cubierta nival era abundante durante el estío en cotas superiores a los 3000 m de latitud. Esta situación podría haber estado relacionada con la variación de las T° del aire. En relación a Granada se registraron valores por encima del promedio para el periodo estival, lo que debió contribuir para la fusión de la nieve en las cotas bajas. Sin embargo, a 2505 m de altitud se registró la T° media de primavera más baja, 1.7 °C (-1.9 °C que el promedio) y respecto a la T° media de verano, 13.9 °C también por debajo del promedio (14.4 °C), lo que debió permitir que cerca de 31.5 km² de neveros de fusión tardía tengan resistido al paso del verano en las cotas altas de la Sierra.

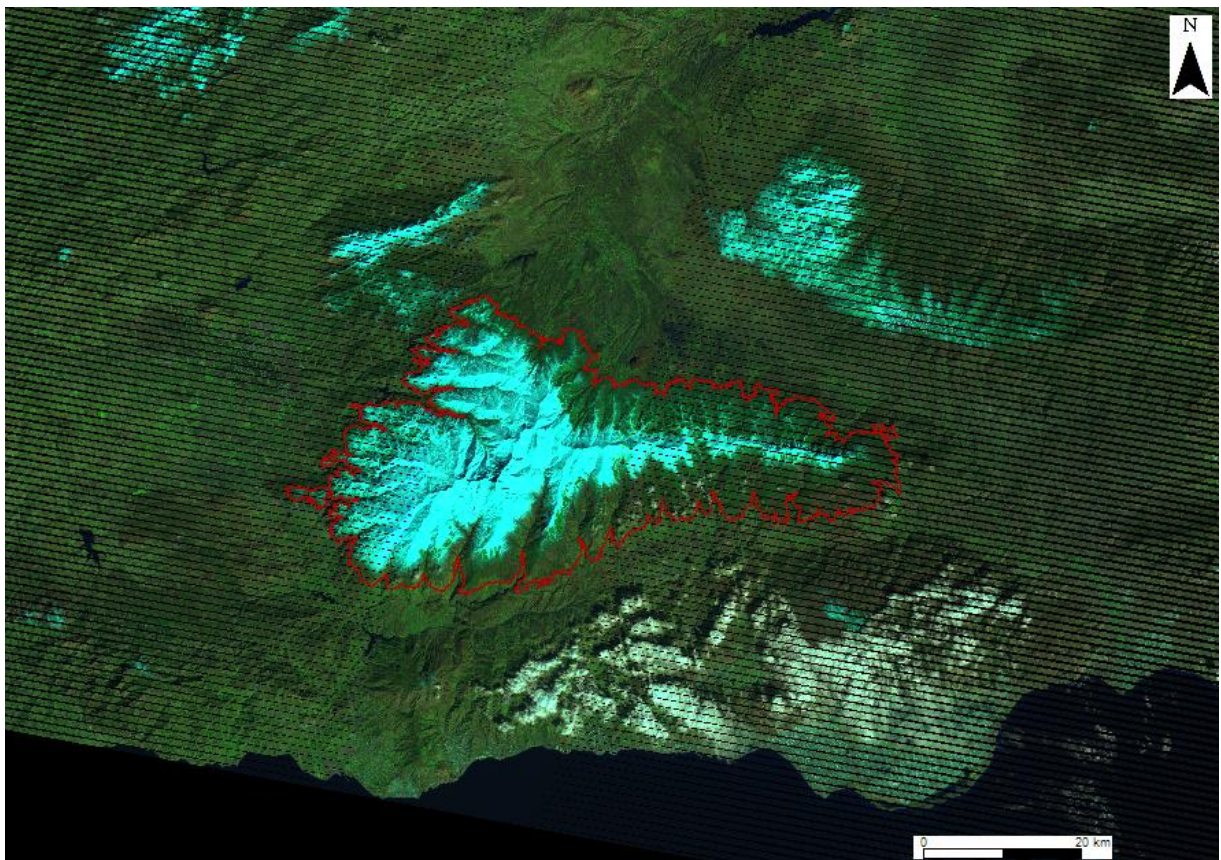


Fig. 5.42 *^{CD} – Imagen Landsat 7 ETM+ para el día 24 de febrero de 2013 (R+G+B, 5+4+2)

En base en los datos del Albergue Universitario (2505 m) también se han elaborado los gráficos de la figura 5.43 que ilustran la evolución de las T° del aire anuales y estacionales, en el sector oeste de Sierra Nevada entre 2008-14, juntamente con las respectivas líneas de tendencia y coeficientes de determinación (R^2).

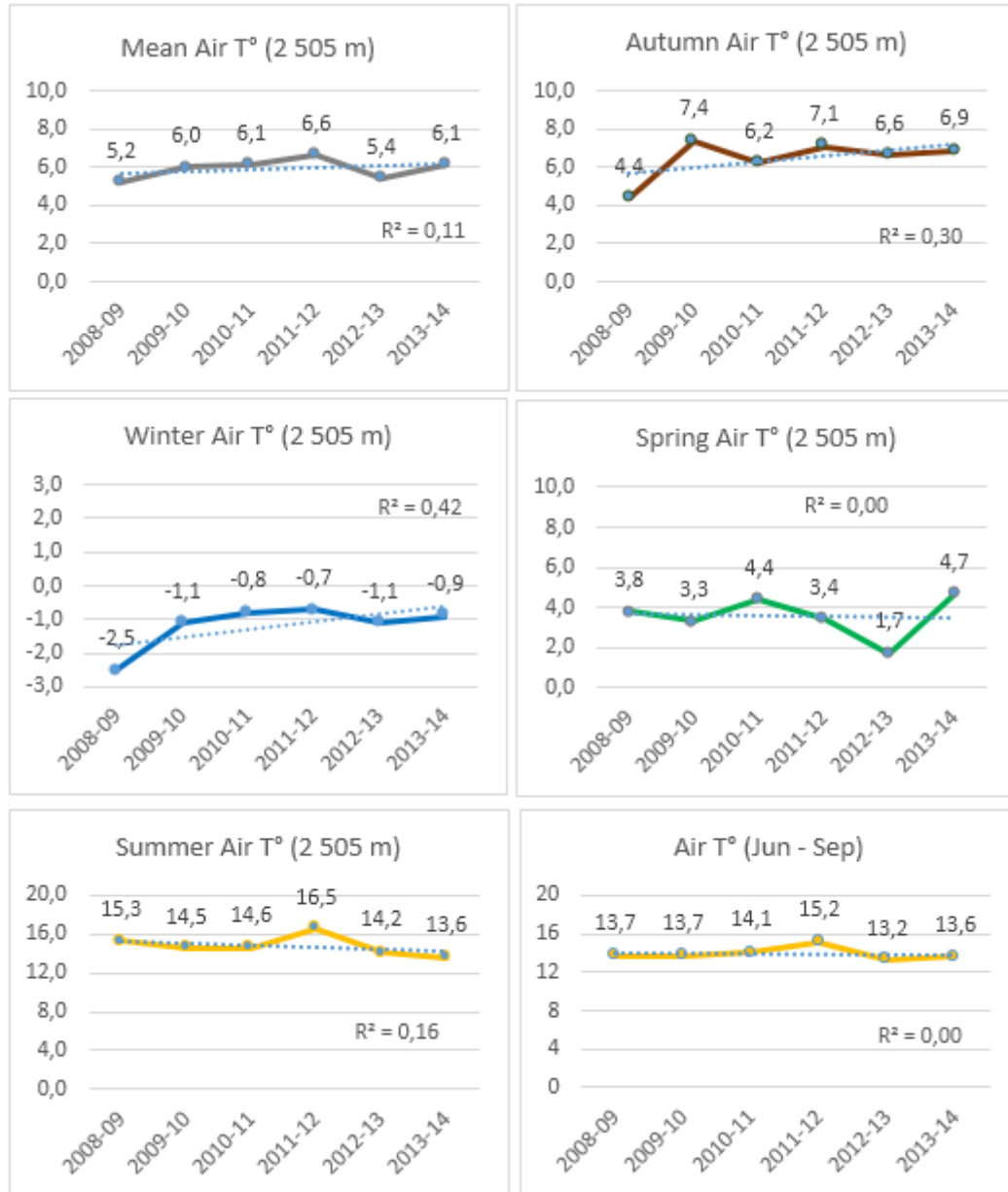


Fig. 5.43-Temperaturas medias del aire para el Albergue Universitario a 2505 m.

Una vez más las líneas de tendencia presentan coeficientes de determinación medios, según años. No obstante, es bastante expresivo el modo como las T° de otoño e invierno presentan un fuerte incremento, y considerando que se trata de una serie de datos tan corta, sus R^2 no son depreciables ($R^2 = 0.30$ y $R^2 = 0.42$, respectivamente). Además de las T° de otoño e invierno, la T° media anual también presenta una ligera tendencia de incremento aunque menos perceptible que las anteriores. Curiosamente las estaciones de primavera y verano,

que presentan la T° del aire acompañada de una tendencia decreciente, presentan también un R² muy reducido. En el último caso, relativo a la T° del periodo de ablación a 2505 m, la línea no aparenta una tendencia clara. Pero según el estudio de Pérez-Luque *et al.*, (2015), los autores reportaron un aumento de las T° del aire, más evidente en las T° máximas, sobre todo, en cotas más bajas, lo que resulta visible en la figura 5.39 d), relativamente a Granada.

Recopilando ideas, queda claro que suelen ser las T° de otoño e invierno las que más influyen en la formación y distribución de la nieve en Sierra Nevada. Su incremento (Fig. 5.43) constituye uno de los parámetros que más contribuye a la reducción de la cubierta nival, reflejada en el gráfico de la figura 5.38. Con respecto a la P, los datos disponibles para Granada no son suficientemente representativos de la realidad de la Sierra por los contrastes entre estos dos ámbitos geográficos. Los resultados son débiles en términos de correlaciones y tendencias. Una vez más, Pérez-Luque *et al.*, (2015) señala anomalías en la tendencia de la P, sobre todo en altitud. Por ello, si fuera posible en el futuro, disponer de valores *in-situ* de P de las cumbres de Sierra Nevada, se podría confirmar si la precipitación de invierno y primavera constituyen las condiciones atmosféricas que mejor se correlacionan con la cubierta nival en esta montaña mediterránea, como también ha señalado Bonet *et al.*, (2015).

La tabla 13, pone de relieve la sólida relación entre la T° del aire en altitud y la cubierta nival, a partir de los respectivos coeficientes de correlación. Esta relación no era totalmente evidente a partir de las correlaciones analizadas anteriormente con los datos disponibles para Granada. A partir de un primer análisis de los resultados se puede remarcar que estos coeficientes de correlación tienden a presentar menor cantidad de resultados con señal positiva, por lo menos los que exhiben correlaciones fuertes. No obstante, al igual que en la tabla 11, a medida que nos acercamos al periodo cálido (primavera y verano) la señal de las correlaciones tiende a cambiar de negativo a positivo y las relaciones pierden coherencia.

	Annual Mean T°	Mean T° Autumn	Mean T° Winter	Mean T° Spring	Mean T° Summer	Mean T° Jun-Sep
SnowCover Annual	-0,71	-0,99	-0,88	0,12	0,16	-0,21
SnowCover Autumn	-0,74	-0,91	-0,92	0,11	0,04	-0,32
SnowCover Winter	-0,80	-0,95	-0,91	-0,13	0,21	-0,25
SnowCover Spring	-0,57	-0,77	-0,79	0,13	0,17	-0,18
SnowCover Summer	-0,17	0,26	0,21	-0,28	-0,46	-0,46

Tabla 13 - Coeficientes de correlación de Pearson (r) entre la cubierta nival media anual y estacional y las temperaturas medias del aire anuales y estacionales a 2505 m – Albergue Universitario.

De una forma general la T° del aire media anual están bien correlacionada con la cubierta nival anual y estacional, con la excepción de la estival para la cual el valor de la correlación

baja considerablemente para un r igual a -0.17 (correlación negativa débil). La T° media anual presenta una correlación negativa considerable con la cubierta nival de invierno ($r = -0.80$) justificando cerca del 64 % de su variación. Enseguida, mencionar que también se verifican correlaciones negativas considerables entre la T° media anual y la nieve de otoño con r igual a -0.74 y, con la cubierta nival media anual con r igual a -0.71 . Finalmente, casi en el límite de una correlación negativa media, se situó la relación establecida entre la T° media anual y la cubierta nival de primavera, con una r igual a -0.57 .

A partir de las correlaciones expuestas en la tabla 13 también es posible reforzar la importancia de la T° media de otoño en la cubierta nival anual y también de la respectiva estación, ya detectada en los resultados de la tabla 11. De hecho, la T° de otoño a 2505 m de altitud, presenta una correlación negativa casi perfecta con la cubierta nival anual con un coeficiente igual a -0.99 , significando que la T° del aire de otoño pueden explicar hasta 98 % de la cubierta nival anual en Sierra Nevada para el periodo de estudio 2008 - 2014. Como sería de esperar la T° de otoño presenta también correlaciones negativas muy fuertes con la respectiva cubierta nival de los meses otoñales y de invierno, con coeficientes r igual a -0.91 y -0.95 , respectivamente. Con un coeficiente ligeramente inferior, pero asimismo importante, está la correlación negativa considerable de la T° de otoño con la cubierta nival de primavera con una r igual a -0.77 . Mejor correlación presenta la T° de invierno con el manto nival de primavera con un coeficiente r de -0.79 .

De este modo, también la correlación entre la cubierta nival y la T° de invierno adquiere importancia, lo que anteriormente (tabla 11) era perceptible pero carecía de poder explicativo. Al revés de lo que se observó con relación a la T° de otoño, la T° de invierno suele estar más correlacionada con las cubiertas nivales de otoño e invierno presentando coeficientes r igual a -0.92 y -0.91 , respectivamente, que con la extensión nival anual con un coeficiente de -0.88 .

Con relación a la T° de primavera a 2505 m aparentemente no presenta una correlación relevante con la cubierta nival en la Sierra, igual que se observó en la tabla 11. Cabe admitir la posibilidad de que el parámetro que más relevancia tendría en la nieve de primavera fuese la precipitación, pero no disponemos de datos de P para 2505 m de altitud relativos a las fechas estudiadas. En este sentido, Bonet *et al.*, (2015) también coinciden en señalar que el invierno y la primavera son las estaciones del año con mayor probabilidad de que en Sierra Nevada la P sea en forma sólida, aunque no pueda certificarse ante la falta de datos.

Con respecto al verano, las únicas correlaciones que se presentan valores cercanos al valor medio (0.5) son las que se establecen entre la T° de verano y la respectiva cubierta nival de

verano o del periodo de ablación, ambas con valores de r de - 0.46. Pero contrariamente a los resultados de Carturan *et al.*, (2016) para los Alpes italianos, el periodo de ablación no es el que mejores correlaciones presenta con la cubierta nival anual en Sierra Nevada.

5.7.3. La Oscilación del Atlántico Norte (NAO)

Como se ha señalado en diferentes ocasiones, la formación y distribución de la nieve en los sistemas montañosos depende de diversos parámetros, algunos ya analizados a lo largo de este capítulo, como la precipitación y la temperatura del aire. Sin embargo, en la dinámica atmosférica intervienen otros factores como el viento, los sistemas frontales, las bajas y altas presiones y los patrones que se generan entre ellas como las teleconexiones. La NAO u Oscilación del Atlántico Norte (*North Atlantic Oscillation*), constituye la principal fuente de variabilidad estacional del hemisferio norte y representa el factor más importante de inestabilidad del clima en Europa (Martín Vide *et al.*, 2001; Wanner *et al.*, (2001). Bonet *et al.*, (2015) también apunta la tendencia positiva de la NAO como causa plausible para el decrecimiento de la cubierta nival en Sierra Nevada. Por su complejidad no es posible hacer un análisis detallado del tema, no obstante resulta de interés incluir un primer análisis de la posible influencia que la NAO ejerce en la distribución de la cubierta nival en Sierra Nevada durante el periodo de estudio.

De forma general, la literatura existente sobre la influencia de la NAO en la Península Ibérica apunta a dos patrones principales con respecto a las precipitaciones. La NAO con índice negativo tiende a originar mayor pluviosidad ya que las bajas presiones atmosféricas se sitúan en torno a Gibraltar constituyendo condiciones favorables a la inestabilidad y formación de precipitaciones (Raso, 2011). La NAO con índice positivo genera tiempo seco asociado a la estabilidad de las altas presiones atmosféricas. Para determinar estas influencias en el área de estudio se han calculado los coeficientes de correlación entre la cubierta nival media anual y el índice medio anual de la NAO para cada uno de los 14 años hidrológicos analizados que se presentan a continuación en la tabla 14.

La correlación entre la cubierta nival media durante el periodo estudiado (2000-2014) con la NAO es positiva aunque con un coeficiente r muy débil con valor 0.09. Los reducidos coeficientes de correlación y determinación pueden estar relacionados con la elevada variabilidad de ambas variables lo que genera un comportamiento poco lineal tanto de la cubierta nival como de la NAO. Se analizan las respectivas medias como intento de reducir el efecto de los valores extremos, pero siguen registrándose puntos que se alejan considerablemente de la recta de regresión originando también coeficientes relativamente bajos (Murteira y Black, 1983; Reis, 2005). No obstante, cuando se analizan los coeficientes

de correlación individualmente, los hay que presentan valores más significativos (valores señalados en gris oscuro, tabla 14).

Hydrological Years	(r)	Annual Average NAO Index
2000-01	0,16	-0,27
2001-02	0,50	0,24
2002-03	0,44	-0,15
2003-04	0,24	0,24
2004-05	-0,83	-0,21
2005-06	-0,82	0,53
2006-07	0,56	0,01
2007-08	0,26	-0,46
2008-09	0,36	-0,21
2009-10	-0,26	-0,96
2010-11	0,27	-0,31
2011-12	0,50	0,15
2012-13	-0,18	0,08
2013-14	0,42	0,01

Tabla 14 – Coeficientes de correlación entre la cubierta nival media anual en Sierra Nevada y el índice medio anual de la NAO.

De los 14 años hidrológicos estudiados 6 muestran una buena relación con el índice NAO. Inicialmente se identifica un primer grupo formado por los años 2001-02, 2006-07, 2011-12 y 2013-14, los cuales presentan una cubierta nival media anual baja, inferior al promedio anual 200,6 km², (tabla 9) correlacionándose positivamente con el respectivo índice NAO (de señal positivo). Es decir, que durante estos 4 años hidrológicos la NAO (con índice positivo) podría haber estado en el origen de condiciones pocos favorables a la formación de nieve en Sierra Nevada, conllevando a años secos. El año 2002-03, con un índice NAO negativo, presenta una correlación positiva casi media ($r = 0.44$) que habrá proporcionado la formación de una cubierta nival media anual abundante, superior promedio de la serie. Se puede identificar también un segundo grupo de dos años hidrológicos, 2004-05 y 2005-06 cuyos coeficientes de correlación son los más elevados de la serie, con r igual a -0.83 y -0.82 , respectivamente. Estos dos coeficientes de correlación apuntan una correlación negativa considerable, es decir, establecen una relación inversamente proporcional entre la cubierta nival y la NAO. En el caso de 2005-06 la NAO presenta un índice positivo (0.53) favorable a la estabilidad atmosférica y no a la formación de nieve, por lo que la cubierta nival anual ha superado por muy poco el promedio anual de la serie. En el caso de 2004-05 la cubierta nival resultó relativamente abundante estando en concordancia con un índice NAO negativo (-0.21).

Aunque las cumbres más elevadas de Sierra Nevada donde se acumula la mayor parte de la nieve se encuentre en el extremo occidental de la montaña, algunos estudios mencionan que la relación de la NAO y la variabilidad de las precipitaciones de otoño e invierno es muy débil en el sector oriental de la Península Ibérica (Raso, 2011) y que la WeMO u Oscilación del Mediterráneo Occidental (*Western Mediterranean Oscillation*) presenta mejores correlaciones con las precipitaciones invernales en el este de la Península (Martín-Vide y López-Bustins, 2006). Así que en un futuro próximo también sería de interés analizar la influencia de la WeMO en la precipitación sólida en la región de Sierra Nevada.

5.7.4. Consideraciones finales

Los coeficientes de correlación calculados a lo largo del apartado 5.7 presentan resultados dentro del previsto (salvo algunas excepciones señaladas) y son explicativos de buena parte de los resultados encontrados. Los coeficientes relativos a los datos de Granada (567 m) resultan en correlaciones más débiles y con limitado poder explicativo aunque en algunas situaciones permiten establecer relaciones entre los datos de T° del aire, P y la cubierta nival. Con respecto a los coeficientes relativos a los datos del Albergue Universitario (2505 m), se ha podido verificar un mayor ajuste de los resultados, los cuales exhiben relaciones más fuertes entre las variables y mayor capacidad explicativa (R^2). Por eso se cree que se podrían obtener mejores coeficientes de correlación si fuera posible utilizar series continuas de datos provenientes de estaciones automáticas fiables de alta montaña, como y se señaló.

Los datos meteorológicos relativos a la ciudad de Granada, constituyen una referencia adecuada de la región mediterránea en la cual se insiere el área de estudio, pero no tienen en cuenta el factor altitudinal y los cambios que los sistemas montañosos introducen en el clima local de la Sierra. Este aspecto tiene que considerarse a la hora de interpretar los coeficientes de correlación alcanzados.

Es importante mencionar que la mayor parte de los estudios relativos a la extensión nival en ambientes de montaña tienden a abordar el número de días de nieve para cada año según la fecha de inicio y la fecha final de la cubierta nival (Bonet *et al.*, 2015; entre otros). Como se ha señalado en el apartado 5.1, tales estudios se basan en datos diarios que permiten determinar con gran exactitud dichas fechas y contabilizar el número de días con nieve. Los mapas de frecuencias presentados en el apartado 5.6 (Fig. 5.17 y Fig. 5.20) y los gráficos de la figura 5.16 permiten un análisis semejante a nivel espacial, al poder analizar para cada píxel de Sierra Nevada el nivel de cobertura nival anual o estacional, solo posible con imágenes de teledetección. Sin embargo, hay que tener en consideración la elevada variabilidad del régimen nival en Sierra Nevada con igual reflejo en el momento de precipitación y de fusión

de la nieve. Esta gran variabilidad está claramente relacionada con las condiciones atmosféricas propias de cada año analizado. Aunque la escala de análisis temporal de Landsat 5 TM y 7 ETM+ no permite establecer con exactitud la fecha de inicio y fin de la época nival, si permite un tratamiento espacial que los datos de estaciones meteorológicas de alta montaña no ofrecen por su escasez.

En este sentido, Bonet *et al.*, (2015), presentan resultados relativos a la evolución de la cubierta nival en Sierra Nevada mediante el análisis de imágenes MODIS. Al igual que en los resultados derivados de las imágenes Landsat, los autores también confirman la tendencia a la disminución del área ocupada por la nieve en Sierra Nevada entre 2000 y 2014. De forma general, sus resultados apuntan a tendencias negativas en la duración de la nieve en cerca de 79% del área de Sierra Nevada (pero solo 5.9% de ese valor se considera estadísticamente significativo), notándose también una tendencia al retraso en la fecha de inicio del periodo de innivación y un adelanto en la fecha de fusión de la nieve.

Bonet *et al.*, (2015) también mencionan que las tendencias observadas son más evidentes en altitud. Este aspecto hay que considerarlo con cautela, en particular durante el periodo de desnivación. El estudio de Bonet *et al.*, (2015) para Sierra Nevada, tratase de una versión más reciente del trabajo presentado por el Observatorio de Cambio Global de Sierra Nevada, (2009) que ya se había comentado antes, ambos con base en las imágenes MODIS. Como se mencionó en el inicio del capítulo 5, las imágenes MODIS tienen una excelente resolución temporal (diaria) lo que permite tener fiabilidad de la fecha de inicio del periodo de innivación y fusión. No obstante, las imágenes MODIS tienen una resolución espacial inferior a las Landsat. Dependiendo de los productos MODIS utilizados, la resolución espacial puede ir de 500 a 1000 m mientras que la resolución de las imágenes Landsat utilizada en esta tesis para la delimitación de la cubierta nival, varía entre 15 a 30 m para las bandas del visible e IRC. Si se tiene en consideración que la fusión y desaparición de la nieve ocurre en fechas próximas al verano, momento en el que la cubierta nival se encuentra discontinua y fragmentada, MODIS no es capaz de detectar el cambio debido a su reducida resolución espacial. Esto podrá llevar a asumir erróneamente que por debajo de esa resolución espacial ya no existe nieve, cuando en realidad, a través de las imágenes Landsat se puede observar que algunos neveros de fusión tardía e que a veces logran resistir al paso del verano como ocurrió en 2009-10, 2010-11, etc. Como es lógico asumir, estos neveros de fusión tardía, caso existan durante el estío se sitúan en las cumbres más elevadas de la Sierra, lo que en cierta medida es contrario al planteamiento de Bonet *et al.*, (2015) de que la tendencia negativa de la cubierta nival es más evidente en las cotas más altas de la montaña. En el informe del Observatorio de Cambio Global (2009), los autores ya habían mencionado la existencia de este inconveniente relativo a la resolución espacial de MODIS.

Otro ejemplo del inconveniente de la baja resolución espacial de MODIS también se puede verificar en el estudio del Observatorio de Cambio Global presentado en 2009, donde se presenta una caracterización preliminar de la cubierta nival de Sierra Nevada entre 2000 y 2008. En la figura 5.44 (en el anexo) derivada del respectivo informe, se muestra que el mes de setiembre presenta una tendencia nival positiva, cuando el mes de setiembre es el más seco del año hidrológico, pues la única nieve que se registra en las altas cumbres es la remanente de los meses anteriores. La figura analizada también muestra que el mes de octubre es el mes que presenta el decrecimiento más acentuado en la extensión de nieve para cotas entre 3000 y 3250 m de altitud. Considerando que la cubierta nival media del mes de octubre es bastante reducida (5 km^2) pero superior a la de setiembre, 0.3 km^2 , (Fig. 5.26 y 5.27, apartado 5.6) hay que considerar la posibilidad de que las tendencias exhibidas en la figura 5.44 (en anexo) también sufran de algún desajuste por la baja resolución espacial del sensor MODIS. En un futuro próximo, los resultados podrán ser optimizados a través del uso combinado de las imágenes de satélites como Landsat 8 y Sentinel-II, de mejor resolución espacial y MODIS por su resolución temporal diaria.

CAPITULO 6.
DETERMINACIÓN DE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE TERRESTRE (TST)

6.1. Estado de la cuestión

La temperatura de la superficie terrestre (TST) captada por un satélite es una medida radiativa, es decir se trata de la radiación térmica emitida por la superficie terrestre: suelos, océanos y lagos, glaciares y superficies nevadas, forestas, cultivos, áreas urbanas, etc. (Wan, 2007; König *et al.*, 2001; Chuvieco, 2008; Hall *et al.*, 2008a).

A este respecto, el documento que describe la base teórica del algoritmo (ATBD¹) para el cálculo de la TST a partir del satélite METEOSAT² (Olesen *et al.*, 2004) aborda el concepto de TST y precisa los efectos atmosféricos inherentes a su cálculo. En ese documento la TST es definida como la radiancia IR (infrarroja) emitida a partir del techo de la atmósfera en dirección al satélite - designada por algunos autores como temperatura aparente de brillo (Tb) (Goetz *et al.*, 1995). Esta radiación es posteriormente corregida comparativamente a una atmósfera libre de los efectos atmosféricos. Seguidamente, la radiancia resultante es convertida a temperatura de la superficie de acuerdo con la ley de *Planck*³. Las respectivas conversiones serán abordadas más adelante así como los elementos atmosféricos que afectan la libre propagación de la radiación desde la superficie terrestre hasta el sensor a bordo del satélite.

Hay que mencionar que la TST puede también ser medidas a partir de sensores situados en la superficie terrestre, como en el caso de algunas estaciones meteorológicas automáticas (aunque desafortunadamente no todas o muy pocas están equipadas para medir la TST) o manualmente a través de radiómetros/termómetros de infrarrojos (IR), cuando el área de estudio se sitúa fuera del ámbito de la red de estaciones meteorológicas automáticas. Por ejemplo, dada la complejidad del terreno en los Alpes suizos, Fierz *et al.*, (2003) procedió a una evaluación de diferentes modelos de balance energético entre las superficies y la nieve utilizando principalmente datos provenientes de estaciones meteorológicas automáticas locales de MeteoSwiss, pero también de termómetros IR manuales para determinar la TST de su área de estudio.

Las mediciones de TST *in-situ* (estaciones meteorológicas automáticas o radiómetros IR manuales) presentan algunas ventajas relacionadas con la rapidez de obtención de los datos ya que no están fuertemente afectados por los efectos de la atmósfera y, por lo tanto, su

¹ **ATBD** - *Algorithm Theoretical Basis Document* (Documento Base Teórico del Algoritmo)

² **Meteosat** – conjunto de satélites meteorológicos europeos de órbita geoestacionaria con elevada resolución temporal (cada 30 min.) (Chuvieco, 2008).

³ **Ley de Planck** – cualquiera objeto por encima del cero absoluto (-273 °C) radia energía, y ésta aumenta con la temperatura. A la vez, a mayor temperatura, ese cuerpo radiará con más intensidad a longitudes de onda más cortas (Chuvieco, 2008).

uso es más sencillo. Sin embargo, su interpolación y modelización en áreas contiguas conlleva desafíos importantes, sobre todo cuando se trata de ambientes de montaña donde la heterogeneidad del terreno es significativa.

La estimación de la TST obtenida a partir de satélites posibilita un análisis a escala regional por lo que su utilidad en términos científicos es muy amplia. Otra ventaja es que determinados satélites permiten obtener medidas diurnas y nocturnas (ej. NOAA-AVHRR, Terra/Aqua-MODIS, etc.) lo que significa que es posible analizar amplitudes térmicas en espacios de tiempo relativamente cortos para una misma área de estudio.

Los primeros estudios que utilizan las imágenes de satélite como herramientas de trabajo para el estudio de la TST surgieron en los años 70, cuando los primeros satélites empezaron a proporcionar, de una forma global, las primeras imágenes térmicas de la superficie terrestre. Desde entonces, la investigación en el campo de la TST ha sido muy intensa en los últimos años ya que, pese a la dificultad de la estimación, se considera un elemento clave en los estudios de Cambio Climático Global (Chuvioco, 2008). La TST está involucrada en varios procesos como la evapotranspiración, radiación neta o modelización de las temperaturas del aire, balances energéticos (Cristóbal *et al.*, 2005, 2006 y 2007), islas de calor urbano, etc. A continuación se exponen algunos de los trabajos más relevantes que han contribuido sustancialmente tanto para el desarrollo de las técnicas de teledetección aplicadas a la región del térmico, como también en la interpretación de los resultados alcanzados y su significado en el ámbito de la criosfera y variabilidad climática.

En general, la mayor parte de los estudios sobre variabilidad climática publicados en las últimas décadas apuntan a un continuo incremento de las temperaturas de superficie como consecuencia directa del incremento de las temperaturas del aire (Hall *et al.*, 2006, 2008b; Wan, 2007; Fu y Johanson, 2007; King, 2007; Thomas y Bindschadler, 2007; Parkinson, 2007; Koenig y Hall, 2010). Esta premisa es también señalada en diversos capítulos del último informe de síntesis del Panel Internacional del Cambio Climático de 2014: *“Desde los años 50 que se vienen observando eventos de tiempo extremo como, por ejemplo, el descenso en el número de días/noches frías y una subida del número de días/noches cálidas.” “Es extremadamente probable que más de la mitad del incremento en la temperatura media de la superficie, entre 1951 y 2010, haya sido causado por el aumento de la concentración de los gases con efecto invernadero.” “Basado en proyecciones climáticas futuras, es previsible que las temperaturas de superficie sigan aumentando durante el siglo XXI”*, (IPCC-SR, 2014).

Del incremento de las temperaturas del aire en ambientes normalmente cubiertos de hielo y nieve resulta una secuencia de respuestas en cadena, más o menos rápida, en el medio, como se muestra en la figura 6.1 de Parkinson, (2007).

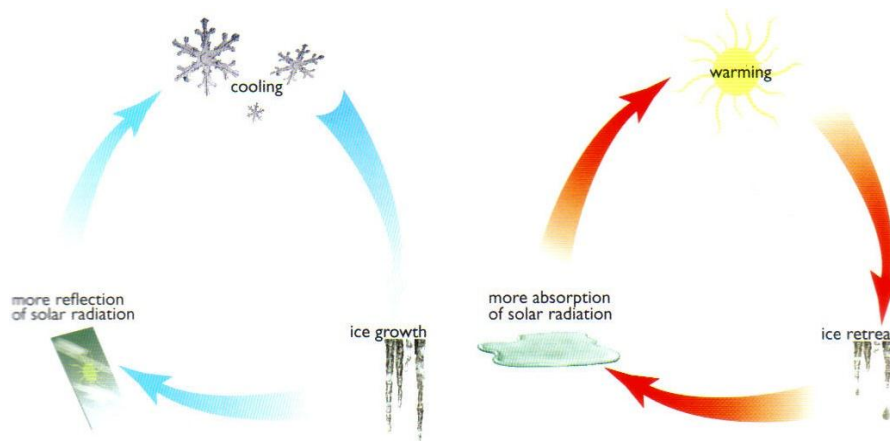


Fig. 6.1 – Esquema del *feedback* entre hielo y albedo. Fuente: Parkinson, 2007)

En el dominio de la criosfera, gran parte de los trabajos que emplean técnicas de teledetección para estudiar la TST inciden principalmente sobre las regiones polares Ártica y Antártica. No obstante, las áreas montañosas también son actualmente objeto de atención por parte de la comunidad científica y no solo porque constituyen indicadores sólidos sobre la variabilidad climática, sino también por su relevante cometido en los sistemas hídricos.

Mihalcea *et al.* (2007) comparó la TST del sensor ASTER a bordo del satélite Terra con la TST medida en el campo para averiguar la distribución y espesor de las capas de sedimentos (*debris cover*) sobre el glaciar *Miage* en los Alpes italianos. Los autores reportaron que para periodos cortos, inferiores a un día, la TST se ve influenciada por las condiciones meteorológicas de la superficie, por el efecto de sombra, la rugosidad y la elevación del terreno; y que para periodos superiores a una semana la TST está principalmente controlada por el espesor de los sedimentos. Dado el contexto de Sierra Nevada, sobre todo el ambiente de los circos glaciares rodeados por paredes rocosas abruptas donde la caída de sedimentos sobre el manto nival ocurre de forma frecuente, este estudio viene a confirmar una vez más la importancia del conocimiento de la TST para mejorar la comprensión de los comportamientos térmicos de las superficies y su impacto en el régimen nival y/o glaciar.

Otro estudio de gran utilidad en el ámbito de Sierra Nevada es el de Westermann *et al.*, (2011a). Los autores utilizan los productos térmicos de MODIS para estudiar el impacto de la TST de verano en el permafrost de la tundra en Svalbard, Noruega. Los resultados son comparados con mediciones *in-situ*. Ambos datos coinciden con diferencias menores que 2

grados Kelvin (K), pero diferencias mayores pueden surgir con la presencia prolongada de nubes. Los autores detectan que en verano hay una variabilidad considerable de la TST media semanal entre áreas de permafrost húmedas y secas que puede alcanzar 3-4 K. Durante el verano las diferencias medias semanales de la TST incrementan (≥ 10 K) cuando se comparan con áreas de neveros y áreas libres de nieve. Las diferencias empiezan a disminuir a medida que se acerca el final del verano. No obstante, los autores advierten que la resolución espacial de MODIS no permite captar la considerable heterogeneidad existente a escalas más detalladas, tal como se comentó anteriormente en el capítulo 5 en el caso de la determinación de la cubierta nival.

Aún en el ámbito de las imágenes MODIS, Tetzlaff *et al.*, (2013) utilizan la TST proveniente del MODIS, y la concentración de hielo a partir del SSM/I⁴ y del AMRS-E⁵ para estudiar el impacto de la TST del hielo en las T° del aire (2 m) en los casquetes polares Árticos durante la primavera. Comparando diferentes métodos de análisis, concluyen que en determinadas áreas de estudio, entre 70-90 % de la variancia de las T° del aire puede ser explicadas por la variación de la TST del hielo. El interés de este estudio se relaciona con la posibilidad de en el futuro se poder interpolar las T° del aire (cercanas a la superficie) en zonas montañosas cuya existencia de estaciones meteorológicas automáticas es limitada.

Anteriormente fue comentada la amplia contribución de D. K. Hall en el campo de la criosfera, donde no solo dedicó muchos de sus estudios a la delimitación de la cubierta nival y de glaciares (Hall *et al.*, 1995, 2003, 2007a y 2012a), sino también al cálculo de la TST (Hall *et al.*, 2006, 2008a, 2008b, 2009), sobre todo en Groenlandia. La autora y sus colaboradores han usado múltiples fuentes de datos satelitales, desde los primeros datos suministrados por el sensor AVHRR, pasando por las imágenes de alta resolución de Landsat, así como más recientemente los productos del sensor MODIS. Además, también han usado otro tipo de mediciones *in-situ* sea provenientes de estaciones meteorológicas automáticas locales, radiómetros de infrarrojos/térmicos manuales, o a través del uso de *Thermochrons* para la calibración y validación de los datos satelitales.

Hall *et al.*, (2006 y 2008a) presentan la TST para todo el territorio Groenlandés, entre 2000-05 y 2000-06, respectivamente. Utilizando los productos térmicos de MODIS, sus estudios apuntan a un incremento medio de la TST de 0.27 °C al año, y señala que la desviación a la media es consistentes con la inestabilidad superficial causada por la fluctuación de las T° del aire. La TST en Groenlandia está, por tanto, fuertemente influenciada por las temperaturas del aire más cercanas a la superficie, y la fusión del hielo superficial ocurre cuando la T° del

⁴ SSM/I - Special Sensor Microwave Imager

⁵ AMRS-E - Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS

aire sube por encima de los 0 °C y cuando existe agua residual entre el *firn*. Además, se remarca que también existe una fuerte influencia de la NAO en la TST. Sin embargo, los autores mencionan que pese a la visible tendencia para el aumento de la TST en Groenlandia, su significado estadístico es reducido, y que la causa deberá estar relacionada con el corto periodo de tiempo analizado y con la elevada variabilidad térmica. La dificultad en obtener coeficiente de determinación elevados también se observó en el caso de Sierra Nevada.

En cuanto a las técnicas de teledetección aplicadas en Groenlandia, Koenig y Hall (2010) presentan una comparación de datos térmicos satelitales obtenidos con imágenes Landsat, y con temperaturas de superficie y del aire medidas *in-situ* a través de *Thermochrons* y de estaciones meteorológicas de NOAA. Las autoras constataron que para el periodo de análisis (invierno de 2008-09), las T° del aire de los *Thermochrons* presentaban muy buena relación con las T° del aire de NOAA, exhibiendo una diferencia de tan solo 0.1°- 0.3 °C. Pero las TST derivadas de los *Thermochrons* presentaban un sesgo cercano a los 3 °C por encima de las estimadas por el sensor de MODIS. Las autoras consideraron que este sesgo estaba relacionado con el hecho de que los datos satelitales solo son contabilizados en días sin nubosidad, mientras que los *Thermochrons* situados en la superficie siguen registrando las temperaturas de superficie diariamente con o sin presencia de nubes, dando lugar a un sesgo entre las medias calculadas para cada uno de los instrumentos.

Por lo que respecta a la investigación nacional, son múltiples los investigadores que deben ser mencionados por el interés y contribución de sus trabajos dedicados al estudio de la TST usando o no técnicas de teledetección. Algunos de ellos fueron ya citados en el capítulo 5.

A partir la década de los 90 del siglo pasado, son diversos los autores nacionales que emprenden estudios sobre el uso y aplicación de los datos térmicos provenientes de los satélites existentes hasta el momento. Más recientemente, muchos de los estudios que abordan la TST estudian preferentemente temas como la evapotranspiración real en áreas forestales o áreas de cultivos (Sobrino *et al.*, 1990, 2005a, 2005b; Caselles *et al.*, 1992; Cristóbal *et al.*, 2005, 2007, 2011; Cristóbal, 2008a), o balances energéticos (Cristóbal *et al.*, 2009b), etc. Y aunque la mayor parte de la literatura nacional encontrada no se destine a la aplicación de la TST al campo de la criosfera, los métodos y técnicas discutidas en estos trabajos son de gran valor y representan una importante referencia en términos metodológicos para la presente tesis.

Como se comentará de forma más detallada en el apartado 6.2, hay un número considerable de trabajos que intentan analizar el efecto de algunos elementos atmosféricos y terrestres en el cálculo de la temperatura de superficie tanto terrestre como oceánica. Son diversos los autores que se dedican a estudiar la variación de la transmisividad atmosférica y del vapor de agua atmosférico (Sobrino *et al.*, 1991; 1993, 2002 y 2003; Quereda Sala *et al.*, 2006; Cristóbal, 2008a; Cristóbal *et al.*, 2009a; Jiménez-Muñoz *et al.*, 2006 y 2010); de la emisividad terrestre (Valor y Caselles, 1996; Martínez, 2003; Martínez *et al.*, 2004; Jiménez-Muñoz, 2005; Jiménez-Muñoz *et al.*, 2006; Herrero, 2007; Sobrino *et al.*, 2004, 2008a; Sánchez *et al.*, 2008). El principal objetivo del análisis de estos parámetros es optimizar la corrección atmosférica que se aplica a los datos térmicos originales obtenidos a partir de los sensores a bordo de los diversos satélites NOAA-AVHRR, Landsat TM y ETM+, Aqua/Terra-MODIS, ASTER, etc. (Sobrino *et al.*, 1991; Prata *et al.*, 1995; Hurtado *et al.*, 1996; Valor *et al.*, 2000; Jiménez-Muñoz *et al.*, 2003, 2006, 2007, 2008 y 2010; Cristóbal *et al.*, 2009a).

En la presente tesis se aplica de forma análoga las metodologías discutidas principalmente en los estudios de Sobrino *et al.*, (2004), Jiménez-Muñoz *et al.*, (2003 y 2009), Cristóbal *et al.*, (2009a) y Santos *et al.*, (2010a), aunque el propósito de los estudios pueda diferir, ya que de los mencionados solo en Santos *et al.*, (2010a) se procede al análisis de la TST en ambientes cubiertos de nieve durante gran parte del año.

Como se ha mencionado anteriormente J. A. Sobrino, viene presentando trabajos relevantes para el conocimiento de los diversos sensores térmicos a bordo de los satélites, como para el tratamiento metodológico aplicado a las imágenes. De sus numerosos estudios Sobrino *et al.*, (2004) representa un interés significativo para este trabajo. Pues son estimadas las temperaturas de superficie a partir de imágenes Landsat TM 5 comparando 3 métodos distintos: a) la ecuación de la transferencia radiativa que necesita datos de radiosondeos *in-situ*; b) el algoritmo *mono-window* de Qin *et al.*, (2001); y c) el algoritmo *single-channel* de Jiménez-Muñoz y Sobrino (2003). Los mejores resultados son obtenidos a partir del último método aplicado obteniéndose un RMSE de 0.009 para la emisividad e inferior a 1 K para la TST.

De esta forma, en Jiménez-Muñoz *et al.*, (2003) se describe de forma más detallada el método de cálculo de la TST a partir de uno solo canal térmico, como es el caso de Landsat. En 2006, Jiménez-Muñoz *et al.*, presenta un artículo de gran valor sobre las fuentes de error en la estimación de la temperatura de superficie a partir de datos satelitales provenientes de un solo canal térmico. Ya en 2009, Jiménez-Muñoz *et al.*, proponen una revisión del algoritmo usado para el cálculo de la TST a partir del canal térmico de Landsat inicialmente

presentado en 2003, y que, posteriormente a algunas mejoras introducidas por Cristóbal *et al.*, (2009a) vendría a ser el método de cálculo de la TST que se aplicará en esta tesis.

Cristóbal *et al.*, (2009a) incorpora algunas mejoras al método de cálculo de la TST de Jiménez-Muñoz *et al.*, (2003 y 2009) mostrando una vez más la importancia del contenido del vapor de agua en la atmósfera y de las T° del aire, para el cálculo de la TST. Los resultados muestran que el uso del vapor de agua a partir de MODIS juntamente con T° del aire proporcionan resultados con errores (RMSE) alrededor de tan solo 0.9 K. Mientras que usando solamente el vapor de agua el RMSE es de 2.1 K y usando o únicamente las temperaturas del aire el error sube a 5.6 K. No obstante, se menciona que cuando no hay disponibilidad de valores relativos a las T° del aire, los resultados siguen siendo aceptables siempre que se utilice los valores de vapor de agua atmosféricos, y que estos sean bajos o intermedios, como es el caso de gran parte de las imágenes de satélite analizadas para Sierra Nevada. Conscientes de ello, como se comentó anteriormente, en situaciones en que las imágenes de satélite se encontrasen afectadas por la presencia de nubes, fuerte humedad atmosférica y gran contenido de vapor de agua en la atmósfera, no fueron incorporadas al análisis realizado.

Por su parte en Santos *et al.*, (2010a) se presenta una versión preliminar de la TST calculada para Sierra Nevada para uno periodo experimental 2008-09 donde se comparan dos métodos para estimar la temperatura de superficie terrestre: a) el algoritmo *mono-window* de Qin *et al.*, (2001) y la *web-based tool* de Barsi *et al.*, (2003a y 2005). Los resultados pusieron en evidencia que ambos métodos presentan algunas limitaciones en su aplicabilidad a Sierra Nevada. Los inconvenientes encontrados inciden en diferentes aspectos, como por ejemplo, el limitado intervalo de vapor de agua considerado en Qin *et al.*, (2001), o bien los resultados de TST subestimados a partir de la herramienta *on-line* de Barsi *et al.*, (2003a y 2005). Por esos motivos se optó por utilizar la técnica de Cristóbal *et al.*, (2009a) como se describirá de forma más precisa en el apartado 6.3.

6.2. El cálculo de la temperatura de superficie terrestre y parámetros asociados

En este apartado se tratan algunos de los aspectos inherentes al cálculo de la TST ya introducidos anteriormente y cuya variación afecta la precisión de los resultados de la TST.

El proceso para el cálculo de temperatura se inicia con los DN (*Digital numbers*) detectados por el sensor. Al igual que en el espectro óptico, esos valores codifican un valor de radiancia, en este caso correspondiente al infrarrojo térmico. Aquí el objetivo no es encontrar la relación entre el flujo incidente en el suelo y el reflejado al sensor (reflectividad), sino entre

el flujo emitido desde el suelo (L_{su}) y el recibido por el sensor (L_{sen}). Entre ambas magnitudes vuelven a interponerse los componentes de la atmósfera, que absorben y emiten su propia energía, distorsionando la radiancia recibida por el sensor (Chuvieco, 2008).

De este modo, el tratamiento radiométrico aplicado a la banda térmica es distinto que el que previamente fue aplicado a las bandas del visible. Como se explica en Santos *et al.*, (2010a) inicialmente los DN de la banda térmica son convertidos en radiancias espectrales, exactamente igual que se hace para las bandas del visible (véase apartado 4.1.1). Lo que cambia, es que mientras que para las restantes bandas del visible se calculan las reflectividades, para la banda térmica se calcula la temperatura de superficie. Este primer cálculo de las temperaturas no cuenta con una real corrección atmosférica. De hecho, muchos autores se refieren a esta temperatura como temperatura aparente de brillo (T_b) o temperatura medida por el sensor en el techo de la atmósfera (T_{sensor}) (Cristóbal *et al.*, 2009a; Pons *et al.*, 2010) y la expresión usada para calcularla consta del *Handbook* de Landsat (<http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook.html>) donde se explican los distintos parámetros a incorporar:

$$T_{sensor} = K2 / \ln (K1/L\lambda + 1) \quad (6.1)$$

Donde, $K1$ ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$) y $K2$ (Kelvin) son constantes de calibración que varían en función del sensor y de la configuración de la banda térmica de Landsat, disponibles en la publicación actualizada de Chander *et al.*, (2009) o en las tablas 15 a) y b) (en anexo). L_λ es la radiancia espectral (en $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$) medida por el sensor a bordo del satélite y previamente calculada (apartado 4.1.1).

No obstante, como se ha mencionado anteriormente, la temperatura de brillo no se considera los dos componentes que más afectan al cálculo de la TST: la emisividad de las superficies terrestres (ϵ) y la transmisividad atmosférica (τ). Esta última se encuentra muy dependiente de los componentes de la atmósfera, sobre todo del contenido de vapor de agua (w). En las figuras 6.2 y 6.3, se esquematiza la emisión terrestre, en la que tiene gran impacto tanto la emisividad (ϵ) de las diferentes superficies como la transmisividad atmosférica (τ) y las emisiones atmosféricas ascendientes ($L_{atm\lambda}^\uparrow$) y descendientes ($L_{atm\lambda}^\downarrow$) que varían según los gases y vapor de agua existentes en la atmósfera en el momento del paso del satélite, y que también absorben, dispersan y emiten radiación.

De esta forma, es evidente que la atmósfera puede funcionar como un atenuador de la radiación que llega a los sensores del satélite (por absorción), pero igualmente puede constituir una fuente extra de radiación (por dispersión y emisión) (Barsi *et al.*, 2005). Estos flujos de energía dependen de la composición química de la atmósfera pero también del tipo

de sensores incluidos en el satélite. En la región del térmico los efectos que más perturban la radiación captada por los sensores a bordo del satélite son los efectos de absorción, sobre todo por parte del vapor de agua (w) existente en la atmósfera (Santos *et al.*, 2010a).

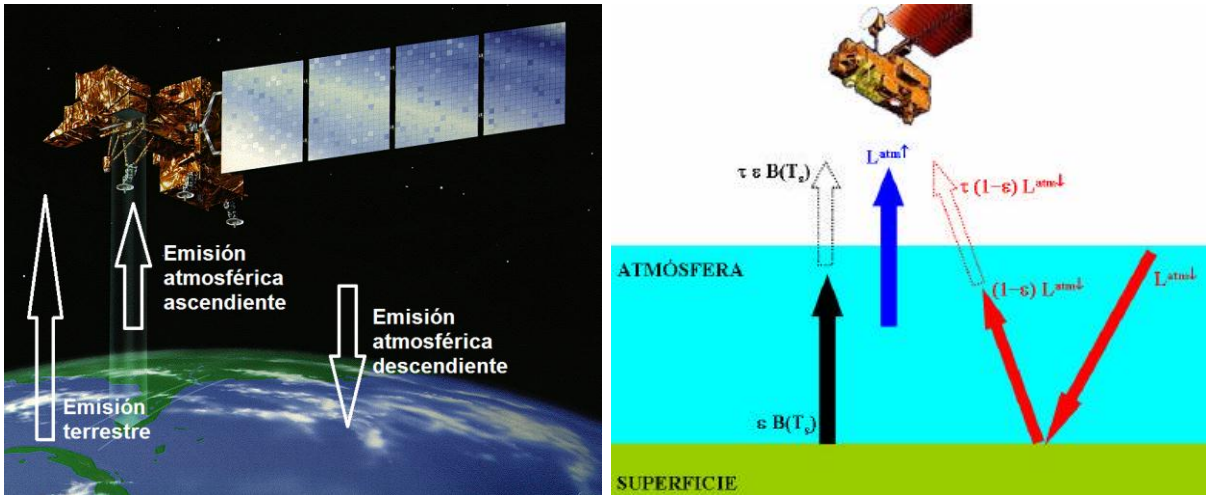


Fig. 6.2 – Esquema de las emisiones terrestres y atmosféricas; **Fig. 6.3** - Esquema de los términos que contribuyen a la radiancia medida por un sensor en la región del infrarrojo térmico. **Fuente:** Jiménez-Muñoz PhD, (2005).

Jiménez-Muñoz *et al.*, (2006), puntualiza que en la región del térmico entre 8-14 μm , existen dos picos de fuerte absorción de la radiación, el primero entre 8-9 μm principalmente por parte del vapor de agua y posteriormente por otros absorbentes como N_2O , CO_2 y CH_4 . Y el segundo pico se situó entre los 9-10 μm siendo debido, sobre todo, al ozono atmosférico. Entre los 10-12.5 μm la tendencia para la absorción de la radiación tiende a disminuir ligeramente, llamándose por eso la “ventana atmosférica” que es donde la mayor parte de los satélites sitúan sus sensores. Es importante tener en cuenta que a medida que el contenido de vapor de agua en la atmósfera aumenta, la transmisividad atmosférica disminuye y por ello la disminución de la radiación captada por el sensor del satélite. Es de asumir que la TST calculada sin tener en cuenta el contenido de vapor de agua atmosférico (w) deberá resultar subestimadas, es decir inferiores a la TST real.

En referencia al efecto de absorción de la radiación que ocurre en la atmósfera, Sobrino *et al.* (1993) también mencionan a propósito del cálculo de las temperaturas de la superficie oceánica (*SST - Sea Surface Temperature*) a partir de NOAA-AVHRR, que las diferencias (*bias*) aumentan cuando la concentración de gases absorbentes en la atmósfera se incrementan. Y la razón porque esto sucedía era que los coeficientes *split-window* usados hasta el momento en la corrección atmosférica no eran representativos de la total variabilidad atmosférica.

Años más tarde, Quereda Sala *et al.*, (2006) se refieren a la misma dificultad encontrada por Sobrino *et al.*, (1993), mencionando, una vez más, la gran variabilidad espacial y temporal, además de la distribución no uniforme del contenido de vapor de agua en la atmósfera, que es también impredecible. Los autores han usado igualmente los datos térmicos de NOAA para estimar la SST (*Sea Surface Temperature*) del Mar Mediterráneo comparando los datos satelitales con datos recogidos *in-situ* a través de boyas. Tras sucesivos años de desarrollo de la técnica *split-window* han logrado mejoras en este campo, obteniendo resultados bastante buenos con errores medios máximos inferiores a 0.5 °C.

De hecho, el problema de la transmisividad atmosférica depende en gran medida del área de estudio. Los océanos son enormes fuentes de humedad y por lo tanto la atmósfera contigua tiende a presentar mayores variaciones en su contenido de vapor de agua. Igualmente dependerá del tipo de masas de agua en cuestión, cálidas o frías, siendo más o menos susceptibles de promover la evaporación y por último de la latitud y de las T° del aire.

En los ambientes de montaña como es el caso de Sierra Nevada, la situación puede ser muy variable, sobre todo por tratarse de una montaña tan próxima al mar Mediterráneo. En los meses de invierno la turbulencia atmosférica tiende a incrementar el contenido de vapor de agua, principalmente cerca de la costa, pero en verano la atmósfera envolvente a la Sierra puede presentarse muy nítida y seca debido al efecto topográfico de una montaña con altitudes superiores a 3000 m. Por ese motivo, en los casos de invierno cuya nubosidad es excesiva e impide el análisis de la TST o que incrementan los posibles errores finales (RMSE), las imágenes de satélite no suelen ser consideradas.

Con respecto a las emisividades, Herrero, (2007) se refiere a este parámetro de la siguiente forma: “cuando el cuerpo en cuestión no es un emisor perfecto como el cuerpo negro, la intensidad de radiación emitida es, para cada longitud de onda (λ) del espectro, una fracción de la correspondiente al cuerpo negro a igual temperatura. Esa fracción se denomina emisividad y depende de las propiedades físicas de cada cuerpo, describiéndose según la Ley de *Kirchoff*⁶. 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.”

De esta forma es evidente que la incorporación de los valores de la emisividad de las superficies en el cálculo de la TST es esencial, pues permite tener mejor conocimiento de las propiedades de las superficies estudiadas y sus capacidades térmicas, es decir de su capacidad de emitir radiación que será posteriormente captada por el sensor del satélite.

⁶ **Ley de Kirchoff** – La ley de *Kirchoff* indica que cuando una superficie está en equilibrio térmico con los alrededores, la absorptividad espectral es igual a la emisividad, es decir a mayor absorción, mayor emisión (Chuvieco, 2008).

Dependiendo de las áreas de estudio las superficies pueden presentar emisividades más o menos homogéneas. En el caso de Sierra Nevada hay que considerar, sobre todo, en cotas altas la emisividad de la nieve para gran parte del año y del suelo desnudo (rocoso) durante el estío, y para las cotas más bajas la emisividad correspondiente a la vegetación.

Salisbury y D'Aria (1992) presenta una lista bastante completa de las emisividades de diferentes superficies terrestres en la región del térmico (8-14 μm). Y König *et al.*, (2001) aborda los avances en el cálculo de la TST y como los errores fueron disminuyendo con el tiempo a medida que los efectos atmosféricos y las propiedades de las superficies analizadas pasaron a ser considerados en el cálculo.

Martínez, (2003) y Martínez y Caselles (2004) presentan un interesante trabajo sobre el impacto de la corrección atmosférica de las bandas del visible en la medida de la emisividad. Como se verá más adelante la emisividad es calculada en base a las bandas del visible que a su vez también han estado sujetas a una corrección atmosférica, aunque diferente de la que se aplica a la región del térmico. Los resultados de sus estudios muestran que la utilización de emisividades calculadas a partir de bandas del visible corregidas atmosféricamente llevan al aumento de la emisividad entorno a los 0.4 % y que la utilización de bandas del visible no corregidas atmosféricamente en el cálculo de la emisividad, pueden conllevar a un error sistemático de 0.2 K en el cálculo de las respectivas temperaturas de superficie.

En Jiménez-Muñoz *et al.*, (2006), también se presenta una evaluación de los posibles errores durante el cálculo de la TST, como el ruido detectado por el sensor, los aerosoles y otros gases absorbentes de la atmósfera, los efectos angulares, la corrección atmosférica, la emisividad terrestre, etc. Los resultados muestran que la fuente de error más significativa procede de los efectos atmosféricos lo que comporta a errores en la TST entre 0.2 y 0.7 K.

Con respecto a la emisividad de la nieve, Herrero, (2007) señala que la temperatura "característica" de la nieve es 0 °C, y que radia energía (radiación de onda larga - IR) con un máximo para longitudes de onda igual a 10,6 μm en virtud de la ley del desplazamiento de Wien⁷. A su vez recibe la energía emitida por los elementos atmosféricos, la vegetación y el terreno circundantes. El principal elemento emisor de radiación de onda larga con incidencia sobre la nieve es la atmósfera. 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).

⁷ Ley del desplazamiento de Wien – a partir del principio de Planck (cualquier objeto por encima del cero absoluto, -273 °C radia energía) puede calcularse la longitud de onda a la que se produce la máxima emitancia de un cuerpo negro conociendo su temperatura. A mayores temperaturas, ese cuerpo radiará con más intensidad en longitudes de onda más cortas (Chuvieco, 2008).

En el caso de la elevada emisividad de la nieve ($\pm 0.98-0.99$ dependiendo de los autores - Salisbury D'Aria, 1992; Herrero, 2007; Kelly y Hall, 2008 *en*: Chuvieco, 2008) indica 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 (Herrero, 2007).

Además de la emisividad terrestre, de la transmisividad atmosférica, y del vapor de agua que constituyen los principales factores a considerar a la hora de calcular la TST, existen otros factores inherentes principalmente al área de estudio que también hay que tener en cuenta sobre todo cuando se analicen los resultados. Muchos de esos factores señalados de forma frecuente en la literatura suelen estar en la origen de las diferencias encontradas cuando se procede a comparaciones de datos con diferentes procedencias. Así, las diferencias encontradas en algunos de los resultados que se mostraran enseguida pueden igualmente proceder de situaciones similares a las descritas a continuación:

- En áreas de montaña la radiación reflejada a partir de vertientes adyacentes puede constituir una importante fuente de radiación extra (Rott, 1994).
- La TST puede resultar inferior en lugares afectados por sombras topográficas (Fily *et al.*, (1999).
- La conductividad térmica de la nieve seca es más baja que la conductividad térmica una nieve húmeda. Además, cambios en las T° del aire inducidos por variabilidad en los vientos y patrones del estado del tiempo suelen afectar más la TST en la nieve seca que en la nieve húmeda (Hall *et al.*, 2006).
- Las TST derivadas de NOAA-AVHRR para Groenlandia presentan una precisión de 1 K para las imágenes de verano, e inferior para las imágenes de invierno debido a los problemas con la identificación de nubes (Dozier *et al.*, (2004).
- La mayor incertidumbre en los productos de TST de MODIS es el efecto de la contaminación de la nubes, especialmente las nubes muy finas (como los cirros) y niebla que pueden no ser detectados por los filtros/mascaras (Hall *et al.*, 2006).
- Las nubes pueden tanto presentarse más cálidas como más frías que la superficie nival por ello es tan difícil distinguir de forma fiable las nubes de la nieve en la región del térmico (Dozier, 1989).
- Como consecuencia de lo dicho anteriormente, la cartografía térmica generada a partir de los productos MODIS crea una cierta parcialidad al desechar imágenes afectadas por nubosidad, pues son días en los que la TST alcanza valores más elevados, ya que

normalmente las T° del aire entre un día nublado y un día libre de nubes puede alcanzar algunos grados de diferencia. Esto quiere decir que la media de la TST medida por MODIS solamente en los días sin nubes puede resultar subestimada con relación a la actual TST media (Hall *et al.*, 2006). Esto ocurre porque en días nublados las TST pueden ser ≥ 0 °C (Hall *et al.*, 2008a) pero como explicado antes, esos días tienden a no ser contabilizados para elaborar la cartografía térmica. Esto conlleva a que en el cálculo medio de la TST para Groenlandia sean considerados 2.5 veces más días de verano, que días de invierno (Hall *et al.*, 2008a).

- Imágenes con diferentes resoluciones espaciales pueden derivar en diferencias entre la TST medida, además los algoritmos usados también pueden contribuir en ese sentido. Hall *et al.*, (2008a) detectó que la TST medida a partir de imágenes con mayor resolución espacial pueden presentarse entre 0.5° a 1 °C más baja.
- La precisión del producto TST de MODIS (MOD11A1) es de ± 2 °C para las superficies de hielo y nieve en Groenlandia en días libres de nubosidad (Wan *et al.*, 2002; Hall *et al.*, 2006, 2008a); donde se asume que para días con alguna nubosidad la precisión disminuye.

Finalmente, cabe mencionar que existen autores que dan preferencia al análisis de imágenes térmicas de satélite sin la aplicación de cualquier tipo de corrección atmosférica. Por ejemplo Fily *et al.*, (1999) procede a una comparación entre la TST calculada para la región de los Alpes franceses a partir de la banda térmica Landsat TM con la temperatura de superficie obtenida por un modelo metamórfico de nieve designado CROCUS. El autor se basó en el expuesto por Wukelic *et al.*, (1989), que encontró diferencias entre 1 y 2 °C entre la TST no corregida de Landsat TM y mediciones *in-situ* durante días libres de nubes. Los autores asumen que el uso de perfiles atmosféricos poco precisos para la corrección atmosférica puede llevar a errores mayores. Por esa razón, Fily *et al.*, (1999) no aplicó ningún tipo de corrección atmosférica a la TST derivada de Landsat TM, primero porque no existieren radiosondeos disponibles y segundo porque la atmósfera se encontraba nítida por encima de los 1200 m con la excepción de algunos cirros en el mes de diciembre.

Por otra parte, de acuerdo con los resultados de Souza *et al.*, (2005), la diferencia entre la TST obtenida con corrección solo de la emisividad y con la corrección de la emisividad y de la atmósfera, resultó en diferencias inferiores a 1 °C. No obstante, la diferencia entre la TST corregida y la temperatura de brillo (TST no corregida) es de aproximadamente 5 °C.

6.3. Cálculo y corrección atmosférica de la TST: selección del método

Para el cálculo final de la temperatura de superficie se aplica un algoritmo basado en la *ecuación de transferencia radiativa* (ETR) (Jiménez-Muñoz, 2006; *Handbook* de Landsat - <http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook.html>):

$$L_{\text{sensor } \lambda} = [\epsilon_{\lambda} B_{\lambda} (T_s) + (1 - \epsilon_{\lambda}) L_{\text{atm } \lambda}^{\downarrow}] \tau_{\lambda} + L_{\text{atm } \lambda}^{\uparrow} \quad (6.2)$$

Donde, L_{sensor} es la radiancia en el techo de la atmósfera (en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$) medida por el sensor para una determinada longitud de onda (λ en μm), ϵ es la emisividad de la superficie terrestre, T_s es la temperatura de superficie (TST) que se quiere calcular (en Kelvin), $L_{\text{atm } \lambda}^{\downarrow}$ es la radiancia atmosférica descendente (en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$), $L_{\text{atm } \lambda}^{\uparrow}$ es la radiancia atmosférica ascendente (en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$), y τ_{λ} es la transmisividad atmosférica. La emisividad y la transmisividad son parámetros adimensionales. B_{λ} representa la ecuación de *Planck* que se expresa de la siguiente forma:

$$B_{\lambda} (T_s) = c_1 / (\lambda^5 \exp (c_2 / \lambda T_s) - 1) \quad (6.3)$$

Donde, los términos c son las constantes de *Planck*, $c_1 = 1.19104 \times 10^8$ (en $\text{W}\cdot\mu\text{m}^4\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}$) y $c_2 = 14387.7$ (en $\mu\text{m K}$).

A continuación se presentan los 3 métodos considerados para proceder a la corrección atmosférica de las bandas térmicas de Landsat 5 TM y 7 ETM+, es decir para derivar los parámetros necesarios para su cálculo como son la emisividad terrestre, la transmisividad atmosférica y el vapor de agua. La mayor diferencia entre los métodos presentados es la forma de obtención de los parámetros atmosféricos (transmisividad y vapor de agua) y los parámetros referentes a las superficies (emisividad) necesarios a la corrección atmosférica.

Inicialmente se han considerado los métodos de Qin *et al.*, (2001) y de Barsi *et al.*, (2003a, 2005) para un periodo experimental referente al año hidrológico 2007-08. No obstante, fueron identificadas algunas limitaciones en estos dos métodos, por lo que fue también aplicado el método de Cristóbal *et al.*, (2009a) que vendría a solucionar considerablemente muchos de los inconvenientes encontrados en los dos métodos anteriores. A continuación se presentan brevemente los respectivos métodos y las limitaciones inherentes a cada uno de ellos. Por fin, en el apartado 6.4.1 se procede a una comparación de los resultados de TST a partir del método de Cristóbal *et al.*, (2009a) y a los datos de TST provenientes de *Thermochrons* instalados en Sierra Nevada.

6.3.1. Algoritmo monocanal de Qin *et al.*, (2001)

El algoritmo monocanal propuesto por Qin, Karnieli y Berliner (2001) fue desarrollado teniendo como base la ecuación de transferencia radiativa mencionada previamente. Tiene en consideración la emisividad de las superficies, la transmisividad de la atmósfera, así como la temperatura del aire. Los detalles de la expresión utilizada pueden ser consultados en el respectivo artículo. El método fue aplicado a la región fronteriza entre Israel y Egipto, una región árida ocupada, sobre todo, por dunas arenosas, con escasa vegetación, propio de las áreas desérticas.

Los autores proponen determinar la transmisividad atmosférica a partir del programa LOWTRAN 7⁸ (Kneisys *et al.*, 1995), y la T° del aire a partir de puntos de observación meteorológica locales cuando no hay disponibilidad de obtener perfiles atmosféricos *in-situ* para el día de paso del satélite. Con respecto a las emisividades, se apuntan como valores difíciles de estimar, y los autores consideran que según pruebas de sensibilidad realizadas, constituyen una fuente de error muy reducida cuando comparado con los efectos de la transmisividad atmosférica (dependiente del contenido de vapor de agua) y de la variación de las T° del aire. Por lo tanto, los autores consideran que la mayor parte de las superficies naturales presentan una emisividad entre 0.95 y 0.98, habiendo empleado el valor medio $\epsilon = 0.965$ para su estudio.

Los resultados de Qin *et al.*, (2001) apuntan diferencias entre la TST obtenida aplicando el algoritmo monocanal y la TST simulada inferiores a 0.4 °C para la mayor parte de las situaciones. Además, explican que los probables errores durante el cálculo de la TST debido a errores de estimación de los parámetros (ϵ , τ , w) son inferiores a 1.1 °C. En estudios sobre la TST son generalmente aceptados errores hasta 1.5 °C. Igualmente, concluyen que errores en los valores de transmisividad y T° del aire afectan en mayor medida en el cálculo de la TST que los valores de emisividad.

Aplicado de forma experimental el algoritmo monocanal de Qin *et al.*, (2001) a Sierra Nevada se obtuvieron resultados típicos esperados para una montaña de latitudes medias. Evidenciaban fuertes amplitudes térmicas entre áreas soleadas (5 °C) y áreas sombrías (-15 °C) para un mismo día y hora de invierno, como también fuertes contrastes anuales entre imágenes de verano (30 °C) e invierno (-6.5 °C) para el mismo lugar. Para más detalles sobre estos resultados preliminares obtenidos para Sierra Nevada a partir del algoritmo de Qin *et al.*, (2001), véase Santos *et al.*, (2010a). No obstante, la no existencia de medidas de

⁸ LOWTRAN 7 - Low Altitude Atmospheric Transmission

superficie de campo para las fechas analizadas no posibilita la comparación de los valores, aunque se consideren dentro de los rangos esperados y de acuerdo con los encontrados en la literatura sobre el tema.

Sin embargo, el método propuesto por Qin *et al.*, (2001) presenta diversas limitaciones: la primera es que la transmisividad (que los autores consideran ser una de las principales fuentes de error de la TST) es calculada en base a un rango de vapor de agua (w) muy limitado, únicamente para valores entre 0 y 3 g/cm², habiendo atmósferas con contenidos de vapor de agua superiores a estos valores, por lo que se limita la obtención de las TST para valores superiores a los considerados. El segundo aspecto es que la inclusión de un valor puntual de T° del aire no es representativo para todo el área de la imagen Landsat (185 x 180 km), sobre todo cuando se tratan de áreas con relieve tan irregular como es el caso de Sierra Nevada. Finalmente, aunque algunos autores consideren que las emisividades no sean la principal fuente de error en el cálculo de la TST, utilizar un valor único medio para toda una imagen tampoco parece muy adecuado, pues como se ha referido en el caso de Sierra Nevada, hay diferencias significativas en las superficies analizadas a lo largo del año. Durante gran parte del año la Sierra está cubierta de nieve, mientras que durante el estío existen contrastes entre las rocas desnudas en los tramos altos, y en las cotas medias y bajas hay la presencia variable de la vegetación y, por lo tanto considerar respectivas emisividades es necesario para obtener resultados más fiables de TST.

6.3.2. La calculadora *web-based* de Barsi *et al.*, (2005)

La corrección atmosférica propuesta por Barsi *et al.*, (2003a), posteriormente revisada y validada (Barsi *et al.*, 2005) se procesa mediante una herramienta disponible en el siguiente *website* (<http://atmcorr.gsfc.nasa.gov/>). Esta herramienta es esencialmente una calculadora de los parámetros necesarios a la corrección atmosférica de la banda térmica de Landsat usados posteriormente en el algoritmo monocanal derivado de la ecuación de transferencia radiativa. Para su cálculo son utilizados datos satelitales y datos de superficie que el *Centro Nacional de Predicción Ambiental* (NCEP) generan a partir de perfiles atmosféricos globales interpolados para un determinado día, hora y una determinada ubicación (Fig. 6.4). Para información más detallada sobre la técnica y los datos utilizados para la interpolación de los perfiles atmosféricos globales puede consultarse el respectivo *website* y/o los artículos de Barsi *et al.*, (2003a y 2005).

Year: Month: Day:
 GMT Hour: Minute:

Latitude: Longitude:
+ is North, - is South + is East, - is West

Use atmospheric profile for closest integer lat/long [help](#)
 Use interpolated atmospheric profile for given lat/long [help](#)

Use mid-latitude summer standard atmosphere for upper atmospheric profile [help](#)
 Use mid-latitude winter standard atmosphere for upper atmospheric profile [help](#)

Use [Landsat-7 Band 6 spectral response curve](#)
 Use [Landsat-5 Band 6 spectral response curve](#)
 Output only atmospheric profile, do not calculate effective radiances

Optional: Surface Conditions
(if you do not enter surface conditions, model predicted surface conditions will be used.
 if you do enter surface conditions, all four conditions must be entered.)

Altitude (km): Pressure (mb):
 Temperature (C): Relative Humidity (%):

Results will be sent to the following address:
 Email:

Fig. 6.4 – Calculadora de los parámetros para la corrección atmosférica de la banda térmica de Landsat 5 y 7 (Barsi *et al.*, 2005).

Además de los valores de transmisividad atmosférica esta calculadora interpola los datos relativos a la radiancia atmosférica ascendente ($L^{\uparrow}_{atm,\lambda}$) y a la radiancia atmosférica descendente ($L^{\downarrow}_{atm,\lambda}$) a partir del programa MODTRAN 4.0⁹ (Kneisys *et al.*, 1995) que también tiene como base el modelo de transferencia radiativa (ecu. 6.2) mencionado antes.

Asimismo, como se puede observar en la figura 6.4, en el caso de que existan datos meteorológicos disponibles para la área de estudio para las fechas pretendidas, existe la opción de insertar los respectivos datos (altitud, temperatura del aire, presión atmosférica y humedad relativa) referentes a las condiciones de superficie.

El programa de cálculo inicial desarrollado en 2003 fue posteriormente modificado en 2005, suponiendo una mejora en los resultados. De esta forma, los autores deducen que la aplicación de esta calculadora deberá proporcionar los parámetros de corrección atmosférica para el cálculo de la TST con errores hasta 2 K a nivel global, siempre que se conozca el valor de emisividad y las condiciones atmosféricas se presenten libres de nubes.

⁹ MODTRAN – Atmospheric Radiative Transfer Model

En el caso de Sierra Nevada, las dos opciones fueron analizadas. La primera opción mediante la interpolación de perfiles atmosféricos según los datos de NCEP (sin incluir los datos referentes a las condiciones de superficie). Y la segunda opción en la que se utilizan datos meteorológicos puntuales de una estación automática de Sierra Nevada. Así, fueron analizadas 9 imágenes Landsat, con fechas entre febrero y agosto de 2008 para las cuales se aplicó cada una de las dos opciones disponibles en la técnica de Barsi *et al.*, (2005). Una vez obtenidos los parámetros de corrección atmosférica relativos a cada una de las opciones fueron calculadas las respectivas TST para cada uno de los días.

Utilizando la primera opción, que procede a la interpolación de perfiles atmosféricos, los valores de TST de 6 de las 9 imágenes analizadas resultan subestimados en relación a las temperaturas aparentes de brillo, situación que no debería ocurrir, dado que posteriormente a la corrección atmosférica los valores finales de TST deben incrementarse ligeramente, no disminuir. El problema podría estar relacionado con el contenido de vapor de agua atmosférico, y que los autores señalan que existen algunas evidencias de que los perfiles atmosféricos de NCEP no funcionan satisfactoriamente cuando el contenido de vapor de agua se sitúa por encima de 2 g cm^{-2} . Esto podría ser el origen de los bajos valores de transmisividad atmosférica y, por lo tanto, de la subestimación de los valores finales de la TST. Cuando se aplica la segunda opción, la que utiliza los datos meteorológicos locales disponibles, los valores de TST están dentro del rango esperado y son más semejantes a los obtenidos mediante la aplicación del algoritmo monocanal de Qin *et al.*, (2001).

Al igual que el método analizado anteriormente, la corrección atmosférica propuesta por Barsi *et al.*, (2005) también presenta sus limitaciones. Los perfiles atmosféricos interpolados según los datos de NCEP parecen no adecuarse al ámbito de Sierra Nevada, subestimando los valores de TST resultantes. Una posible explicación podría ser que los datos meteorológicos locales utilizados para elaborar los perfiles atmosféricos de NCEP se refieran áreas poco representativas de nuestra área de estudio, bien porque la red de estaciones meteorológicas sea escasa o porque se utilizan puntos de medición muy dispersos.

La alternativa que proporciona resultados dentro de lo esperado es la segunda opción disponible en la calculadora, en la que se introducen los parámetros relativos a las condiciones de superficie para cada día analizado. Sin embargo, aquí, además del inconveniente de la representatividad de datos meteorológicos puntuales en ambientes tan diversos y heterogéneos, como son las montañas, se añade también el problema de la disponibilidad de los datos meteorológicos locales para toda la serie temporal analizada.

6.3.3. Optimización del cálculo de la TST: Cristóbal *et al.*, (2009a)

La mayor parte de las correcciones atmosféricas propuestas para el cálculo de la TST a partir de una sola banda espectral en la región del térmico, como es al caso de Landsat 5 y 7, presenta el inconveniente de la dependencia de mediciones *in-situ* o de perfiles atmosféricos derivados de radiosondeos. Además, como se ha mencionado anteriormente, los datos *in-situ* y/o los radiosondeos pueden, en muchas situaciones, no ser representativos de toda el área de estudio, cuando esta se trata de un espacio extenso y heterogéneo, como es nuestro caso.

Cristóbal *et al.*, (2009a) propuso una metodología para la corrección atmosférica de la banda térmica de Landsat que intenta evitar la dependencia de mediciones *in-situ* y de radiosondeos. Este trabajo que ya fue desarrollado como parte de sus tesis doctoral, Cristóbal, (2008a) tiene como base la metodología inicialmente propuesta por Jiménez-Muñoz y Sobrino (2003) en la que se planteaba un algoritmo monocanal que solamente utilizaba el contenido de vapor de agua como parámetro de entrada para la corrección atmosférica, asumiendo que la emisividad es conocida. No obstante, fueron identificados errores cuando el contenido de vapor de agua se sitúa por encima de 3 g cm^{-2} , aunque el modelo esté diseñado para un rango de vapor de agua entre $0 - 8 \text{ g cm}^{-2}$ (Cristóbal, 2008a).

El método de Cristóbal *et al.*, (2009a) presenta algunas mejoras con respecto al modelo inicialmente propuesto por Jiménez y Sobrino (2003), es decir además de utilizar el contenido de vapor de agua, propone la incorporación de la temperatura del aire. Además, los autores compararon diferentes fuentes de datos para estimar cada uno de los parámetros (w , T_a y ϵ). Por último, cabría señalar que los resultados de sus métodos fueron validados en dos áreas de estudio en Cataluña, la primera en Barcelona y la segunda en Sort (Pirineos catalanes). Para cada una de ellas se seleccionaron 9 áreas con diferentes niveles de recubrimiento vegetal bien como sectores de suelos desnudos y diferentes condiciones del terreno. Cualquiera de los métodos usados para estimar los tres parámetros (w , T_a y ϵ) necesarios a la corrección atmosférica se encuentran descritos detalladamente en Cristóbal, (2008a) y Cristóbal *et al.*, (2009a). Pero a continuación, se describen sumariamente algunos aspectos de mayor interés inherentes al proceso también utilizado en esta tesis.

Las emisividades para Sierra Nevada fueron obtenidas mediante la aplicación del método de Sobrino *et al.*, (2008) disponible en el programa Miramón (Pons, 2004) y que tiene en cuenta la emisividad media y la reflectividad media de la vegetación y de los suelos desnudos para la banda del rojo y del infrarrojo cercano. Básicamente el método utiliza una aproximación del NDVI usado para calcular el índice de vegetación (Sobrino y Raissouni, 2000); Sobrino *et*

al. 2008; Cristóbal *et al.*, 2009a), pero en el caso de las emisividades son usadas las bandas 3 (rojo) y 4 (infrarrojo cercano) de Landsat previamente corregidas radiométricamente como se explicó en el apartado 4.1.1.6.

Además también es introducida una máscara de nieve (calculada previamente, capítulo 5) a la cual se atribuye un valor medio de emisividad de la nieve fijado en 0.98 (que incluye diferentes tipos de nieve y hielo). De este modo todas las áreas cubiertas de nieve en Sierra Nevada aparecen con una emisividad estipulada de 0.98.

La estimación de las T° del aire envuelven un proceso más complejo y que se detalla en Cristóbal *et al.*, (2006 y 2008b). En estos artículos los autores explican cuál es el procedimiento para la regionalización de las T° del aire obtenidas a partir de mediciones puntuales a un área más extensa. Para ese efecto, los autores sugieren la aplicación de una regresión múltiple combinada con técnicas de interpolación espacial usando una combinación de variables (TST, NDVI y albedo) obtenidas a partir de imágenes de satélite (NOAA-AVHRR, Terra-MODIS y Landsat TM y ETM+) con variables geográficas (altitud, latitud, continentalidad, y radiación solar). Los resultados muestran que los mejores modelos de T° del aire son los que combinan las variables de teledetección con las variables de SIG, obteniendo un RMSE de 1.75 °C y R² de 0.6 para T° del aire diarias, y un RMSE de 1 °C y R² de 0.86 para T° del aire mensuales y anuales. Mientras que los modelos que solo utilizan algunas variables de forma aislada exhiben RMSE superiores.

El vapor de agua es el parámetro que más importancia adquiere en todo el proceso del cálculo de la TST, y su incorrecta estimación puede conllevar a errores apreciables en los resultados finales. Como se explica en Cristóbal *et al.*, (2009a) el vapor de agua puede ser obtenido a partir de radiosondeos atmosféricos puntuales y a partir de teledetección. Anteriormente se comentó que los datos *in-situ* son mediciones puntuales que muchas veces no están disponibles a la hora de paso del satélite y no logran representar áreas de estudios muy extensas y, por lo tanto, la teledetección ofrece la mejor alternativa.

De este modo, igual que en el estudio referente a Cataluña (Barcelona y Sort) para el caso de Sierra Nevada, también se han usado el producto de vapor de agua MOD05 (*Level 2 Water Vapour product*) del sensor MODIS en el satélite Terra, que pasa 15 minutos después de Landsat. Además, Sobrino *et al.*, (2003) también concluyeron que los resultados referentes al producto MODIS constituyen una fuente óptima de datos de vapor de agua para el cálculo de la TST con un RMSE de 0.5 g cm⁻².

En el caso de Sierra Nevada el modelo aplicado para el cálculo de la TST fue el que utiliza los datos de vapor de agua provenientes de MODIS sin incorporación de datos referentes a las T° del aire por la conocida dificultad que existe en obtener estos datos para la hora de paso del satélite y que represente toda el área que concierne a la Sierra (Fig. 6.5 en anexo).

Tal como mencionado en Cristóbal *et al.*, 2009a), en el caso de no se disponer de datos de T° del aire para la hora de paso del satélite, el uso del modelo que incluye solamente el vapor de agua, constituye una buena opción siempre que su contenido en la atmósfera del área de estudio sea bajo o intermedio. De las imágenes MODIS analizadas para Sierra Nevada, puede decirse que los valores de vapor de agua más bajos se encuentran principalmente en las cumbres de la Sierra donde los mínimos pueden ir de 0.08 g cm⁻² en diciembre a 0.94 g cm⁻² en agosto. Mientras que los valores más elevados encontrados en las imágenes MODIS se detectan cerca de la costa por la proximidad al mar, durante los meses cálidos, alcanzándose en agosto valores máximos en torno a los 4 g cm⁻². Para el mismo mes a partir de los 1300 m el vapor de agua cae para valores inferiores a los 2 g cm⁻². En febrero el valor máximo de vapor de agua alcanza valores hasta 1.9 g cm⁻² en la costa para el periodo estudiado.

6.4. Resultados y Discusión

Antes de proceder a una caracterización térmica más detallada de Sierra Nevada y de sus cumbres occidentales, a continuación se presenta una comparación de los datos térmicos satelitales con datos recogidos en el campo. En esta evaluación compara la TST con otras variables cercanas como las temperaturas del suelo medidas por *Thermochrons*, las temperaturas en interior del suelo a -5 cm de profundidad y también las T° del aire. Los dos experimentos se llevaron a cabo en lugares muy concretos que se describen enseguida en los apartados 6.4.1. y 6.4.2.

6.4.1. Comparación de la TST satelital con medidas de *Thermochrons in-situ*

En este punto se procede a una comparación de datos satelitales con datos *in-situ* provenientes de los *Thermochrons* (Tch) instalados en el seno del circo glaciar del Veleta, a 3100 m. Es importante es mencionar que solo los datos referentes a días sin nieve han podido ser analizados, ya que si los sensores *Thermochrons* están cubiertos de nieve, registran la temperatura entre la roca y la base de la nieve, mientras que el sensor del satélite mide la temperatura de la superficie de la nieve. De esta forma, son muchos los datos que no se han podido incluir en este análisis.

La campaña de campo para la medición de las temperaturas de superficie en el Corral del Veleta llevada a cabo por el Dr. M. Oliva empezó el 18-08-2011 hasta el día 30-07-2012. En la figura 6.6 A) se puede visualizar la disposición de algunos de los *Thermochrons* instalados en el circo glaciar. De ellos solo se han podido utilizar los datos referentes al sensor térmico CV2, por problemas técnicos. Del sensor CV2 (Fig. 6.6 B) y C) solo se seleccionaron las temperaturas de superficie correspondientes a 4 días tras su instalación, antes de las primeras nieves a finales de octubre: el 7 y 15 de setiembre y el 1 y 9 de octubre de 2011; días para los cuales existen imágenes de satélite. Posteriormente al deshielo en el mes de mayo de 2012 el sensor térmico CV2 siguió registrando las temperaturas de superficie pero ocurrió un error en el registro de la hora de medición por lo que desafortunadamente no se han podido utilizar los datos referentes al verano de 2012.

De esta forma, dado el reducido número de días que permiten la comparación de datos, no es posible establecer una validación exhaustiva de los datos satelitales, pero si tener una idea aproximada de la afinidad y correlación entre ambos datos.



Fig. 6.6 – A. Perspectiva oblicua del Circo glaciar del Veleta a 3100 m de altitud y localización de los *Thermochrons*; B. Situación del *Thermochron* CV2 en la parte oeste del circo glaciar; C. Detalle del *Thermochron* CV2 instalado sobre una roca con buena exposición al nadir. **Fuente:** Fotografías gentilmente cedidas por el Dr. M. Oliva.

Las 4 imágenes de satélite que se utilizan con el propósito de comparar sus datos con los de campo del *Thermochron* han sido tratadas según el método de Cristóbal *et al.*, (2009a) como ya se explicó en el apartado anterior. La única diferencia introducida es que por motivos técnicos se han utilizado imágenes MODIS con el contenido de vapor de agua de días distintos a los que se analizan. Sin embargo, se han buscado productos de vapor de agua de MODIS para Sierra Nevada cuyas condiciones atmosféricas se acercaran lo más posible a las condiciones de los 4 días de setiembre y octubre de 2011, es decir días con atmósfera clara con la menor presencia de nubes posible, para que no se comprometiera la respectiva corrección atmosférica a la hora de calcular la TST.

Rott (1994) procedió de forma semejante para analizar imágenes Landsat relativas a los Alpes austriacos. Utilizó datos de transmisividad atmosférica en días con condiciones atmosféricas similares a de los días en análisis y para los cuales no disponía de datos atmosféricos para su corrección radiométrica. El autor concluyó que la atmósfera de ambos días mostraba gran transparencia y que la variación de la turbidez de la atmósfera era muy reducida debido a la elevada altitud de la montaña.

En la figura 6.7 se muestra la TST calculada a partir de imágenes Landsat para los 4 días en el inicio del otoño de 2011. En el lado superior izquierdo de las imágenes se localiza el *Thermochron* CV2. El recuadro que señala su localización corresponde a 1 píxel de 120 x 120 m de la banda térmica de Landsat 5 y a 2 píxeles de lado 60 x 60 m de la banda térmica de Landsat 7 cuyos valores de TST fueron comparados con la temperatura de superficie medida por el sensor térmico instalado en el campo.

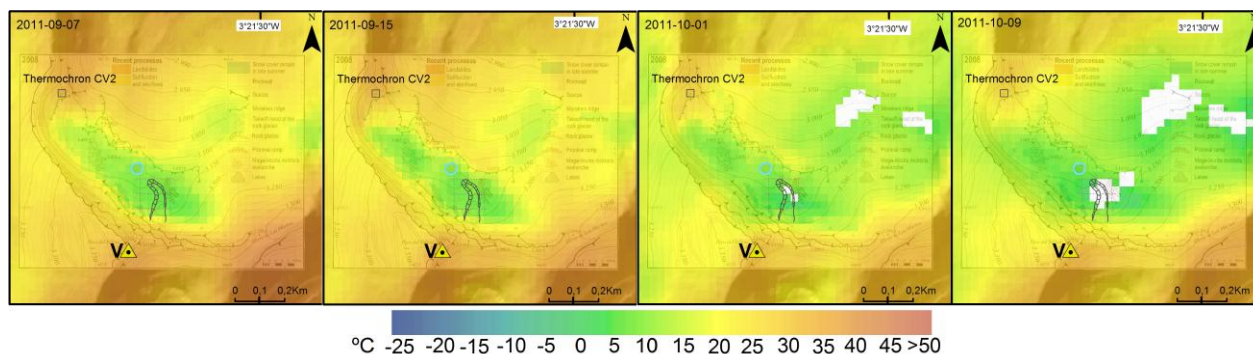


Fig. 6.7 °C^{CD} – Temperaturas de superficie del Circo glaciar del Corral del Veleta a partir de imágenes Landsat para los días 7 y 15 de setiembre y 1 y 9 de octubre de 2011; (los píxeles en blanco son píxeles sin valor que no pudieron corregir en la corrección radiométrica).

Antes de proceder a la comparación de los datos, es interesante señalar la evolución de las TST a medida que se acerca la estación fría, sobre todo en las zonas deprimidas como la base del circo glaciar y del valle del Guarnón. En estas fechas todavía no se contaba con la presencia de nieve reciente, sino que solo existían pequeños neveros de fusión tardía (< 0.5 Km²) junto a los taludes del circo glaciar remanentes de la época anterior. Las dos imágenes de setiembre presentaban temperaturas de superficie (del suelo desnudo) entre 7° y 16 °C, mientras que en las imágenes de octubre las temperaturas de superficie descendieron en torno a los 1.95° y 6 °C. En las zonas más expuestas a la radiación solar, como el Pico del Veleta (V) y el Cerro de los Machos, a su derecha, siguen presentando temperaturas de superficie más elevadas, que en setiembre exhibían valores en torno a los 37° y 40 °C mientras que en octubre se situaban entre los 32° y 36 °C.

Según los metadatos que acompañan las 4 imágenes Landsat consideradas en este apartado, la hora de adquisición de las imágenes es a las 10:38 de la mañana, mientras los *Thermochrons* instalados en el Corral del Veleta toman medidas de temperatura de superficie a cada dos horas, siendo las 10:00 y las 12:00 las horas más próximas a la hora de paso del satélite por Sierra Nevada. Así, conociendo las temperaturas de superficie medidas por el *Thermochron* para las 10:00 y para las 12:00 se procedió a una simple interpolación de la temperatura de superficie para las 10:38. La intención fue disminuir las posibles diferencias existentes entre las medidas tomadas por el satélite y por el *Thermochron*.

En la tabla 16 se enseñan las TST procedentes de Landsat y las temperaturas de superficie del *Thermochron* CV2 instalado en el Corral del Veleta para los 4 días de setiembre y octubre. Además, también se indican los valores interpolados entre las 10:00 y las 12:00 así como las diferencias (*bias*) que supone comparar las TST del satélite con las temperaturas de superficie medidas por el *Thermochron* a diferentes horas.

	TST Landsat ± 10:38	Surface Temp. - <i>Thermochron</i> CV2			Bias Landsat - TCh 10:00	Bias Landsat - TCh 10:38	Bias Landsat - TCh 12:00
		10:00	Interpolation 10:38	12:00			
07.09.2011	31,04	30,29	32,32	36,71	0,75	-1,28	-5,67
15.09.2011	31,52	27,79	30,55	36,52	3,73	0,97	-5
01.10.2011	26,7	22,29	24,27	28,54	4,41	2,43	-1,84
09.10.2011	25,75	22,61	24,69	29,17	3,14	1,06	-3,42
Average bias					3,01	0,79	-3,98

Tabla 16 – Comparación de las TST calculadas a partir de imágenes Landsat para los días 7 y 15 de setiembre y 1 y 9 de octubre de 2011 y las temperaturas de superficie medidas por el *Thermochron* CV2 instalado en el Corral del Veleta.

Fuente: Datos del *Thermochron* CV2 gentilmente cedidos por el Dr. M. Oliva y tratados por el Prof. F. Salvador Franch.

Los resultados evidencian una relación bastante concordante entre datos de satélite y los datos de campo relativos a las 10:38 de mañana, interpolados a partir de las medidas tomadas por el *Thermochron* a las 10:00 y a las 12:00. La diferencia media entre ambas medidas a las 10:38 es de 0.79 °C, lo que es bastante satisfactorio dado el número de imágenes que se han podido analizar. Además la correlación entre los datos satelitales y de campo a las 10:38 se refleja en un r de 0.96, lo que supone una fuerte relación y en un coeficiente de determinación igual a 0.92 y un RMSE de 1.5 K..

Cuando se observan las diferencias medias para las temperaturas de las 10:00 y de las 12:00 de la mañana, éstas aumentan considerablemente, ya que se alejan de la hora de paso de Landsat. De este modo se desprende lo cuanto importante que es la precisión del momento para el cuál se comparan los datos.

Esta comparación de los datos satelitales con los datos de los *Thermochrons*, aunque aplicada a un reducido número de días, expresan resultados muy interesantes y con un coeficiente de correlación muy satisfactorio, y por ello resultan de interés para entender que diferencias inherentes al cálculo de la TST a partir de datos satelitales pueden surgir.

6.4.2. Relaciones entre la TST obtenida por teledetección y los datos de campo

En este apartado se analizan las relaciones entre las TST obtenidas por teledetección y algunos de los datos de campo existentes para dos lugares muy concretos de la Sierra, donde se viene desarrollando, desde 1989, la mayor parte de la investigación científica concerniente a las cumbres y a los procesos morfogénéticos periglaciares que ahí ocurren.

Los datos de campo disponibles son relativos a las temperaturas del aire (T° del aire) provenientes de una estación meteorológica propia instalada en el Pico del Veleta (PV) a 3398 m de altitud, y a las temperaturas del interior del suelo a -5 cm de profundidad (T° -5 cm) procedente de una cadena de sensores térmicos instalados a varias profundidades en el interior de la capa activa del glaciar rocoso situado en el seno del Corral del Veleta (CV-GR) a 3100 m de altitud (Fig.6.8).

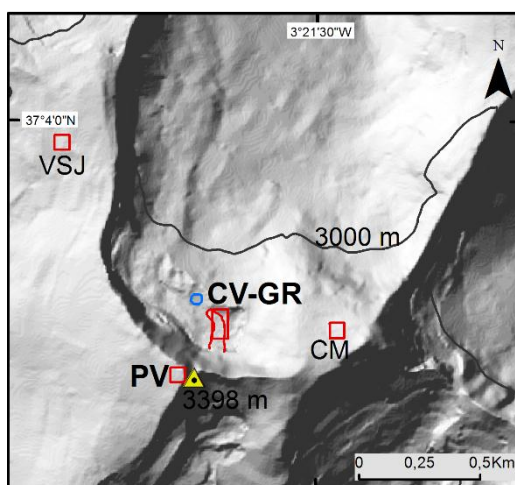


Fig. 6.8 – Localización de los puntos de medición: TST y T° del aire medidas en el Pico del Veleta (PV); Y TST y T° (-5 cm) medidas en Corral de Veleta sobre el Glaciar Rocoso (CV-GR).

De los datos relativos al interior del suelo, solo se han utilizado los más superficiales (-5 cm) una vez que son los valores más cercanos a las medidas radiativas tomadas por el sensor del satélite. Como ya fue explicado en el capítulo 4, ambos datos (T° del aire y T° -5 cm) son relativos al periodo 1998-99 hasta 2008-09 y derivan de proyectos llevados a cabo por el grupo de *Paisatge i Paleoambients de la Muntanya Mediterrànea* de la UB. En la publicación

de Salvador *et al.*, (2011a) se puede encontrar con mayor detalle la caracterización térmica de la capa activa del glaciar rocoso del Corral del Veleta.

A continuación, las tablas 17 y 18 presentan las TST medias estacionales obtenidas a partir de las imágenes térmicas de Landsat, para cada estación de cada año hidrológico entre 2000 y 2009. Los datos de la tabla 17 se refieren al Pico del Veleta y los datos de la tabla 18 al glaciar rocoso instalado en el interior del Corral del Veleta. El inicio del periodo de estudio no es exactamente coincidente entre los datos de campo y los de teledetección, ya que los primeros no se disponen desglosados por años hidrológicos por lo que cuentan con una serie un poco más extensa que los datos satelitales.

TST (°C) PV	2000-01	2001-02	2002-03	2003-04	2004-05	2005-06	2006-07	2007-08	2008-09	Seasonal Mean
Autumn	30,26	28,68	-7,66	28,86	17,38	14,68	12,59	20,34	-2,22	15,88
Winter	-5,34	6,62	-7,89	1,83	-0,59	-4,16	0,82	1,24	-3,66	-1,24
Spring	12,19	17,31	-1,47	-2,16	14,76	5,68	5,02	8,27	6,46	7,34
Summer	32,36	29,81	26,78	28,38	26,99	32,48	33,94	33,82	29,82	30,49
Annual Average	17,37	20,61	2,44	14,23	14,64	12,17	13,09	15,92	7,6	13,12
Total Annual Average 2000-09										13,12

TST (°C) CV-GR	2000-01	2001-02	2002-03	2003-04	2004-05	2005-06	2006-07	2007-08	2008-09	Seasonal Mean
Autumn	17,01	11,23	-14,69	16,69	NODATA	-0,94	-1,12	-2,65	-16,36	1,15
Winter	-9,86	-6,15	-18,2	-7,04	-13,92	-14,93	-7,81	-11,5	-15,64	-11,67
Spring	-1,4	2,94	-8,02	-12,23	NODATA	0,53	-3,14	-5,04	-4,04	-3,80
Summer	10,59	14,56	13	8,17	24,63	17,92	21,09	16,99	13,07	15,56
Annual Average	4,09	5,65	-6,98	1,40	5,36	0,65	2,26	-0,55	-5,74	0,31
Total Annual Average 2000-09										0,68

Tablas 17 y 18 – Temperaturas de superficie medias estacionales y anuales provenientes de satélite relativas al Pico del Veleta (PV) y al Corral del Veleta – glaciar rocoso (CV – GR), respectivamente.

Con relación a los datos de TST presentados en las tablas 17 y 18, a los valores térmicos relativos al Corral del Veleta se han añadido las medias anuales de cada año hidrológico y la media de los 9 años de datos que a continuación se comparan a los datos de campo.

A partir de los datos de estas dos se ha elaborado el gráfico de la figura 6.9. Esta muestra la variación media de las TST estacionales y anuales para del Pico del Veleta (líneas discontinuas) y para el Corral del Veleta – GR (líneas continuas). Tratándose de dos ambientes próximos en distancia pero distintos en su morfología y exposición, el comportamiento de las TST a lo largo del año está claramente afectado por esas diferencias estructurales. En un primer análisis, lo que inicialmente más llama la atención es la fuerte inflexión en el año 2002-03 de todas las curvas, excepto las relativas al verano. Esta inflexión una vez más se asocia a la fuerte nevada ocurrida en el otoño de 2002 (Fig. 5.22) que afectó a las TST de las estaciones siguientes, sobre todo la de invierno y en menor medida la de primavera. Posteriormente, hay que señalar que las temperaturas superficiales del CV-GR

(líneas continuas) siempre se encuentran por debajo de las TST registradas en el PV (líneas discontinuas). El interior del Corral del Veleta, al tratarse del fondo de un circo glaciar cóncavo y orientado al norte, tiende a presentar temperaturas más bajas que el Pico del Veleta que exhibe mayor exposición solar siendo más vulnerable al aumento de las temperaturas. Anualmente (líneas negras) las TST siguen el mismo patrón, en el PV varían entre 7.6° y 20.61 °C y en CV-GR varían entre -6.98° y 5.65 °C (Tablas 17 y 18). Las máximas diferencias anuales generadas entre los dos lugares ocurrieron en 2007-08, distanciándose en más de 16 °C.

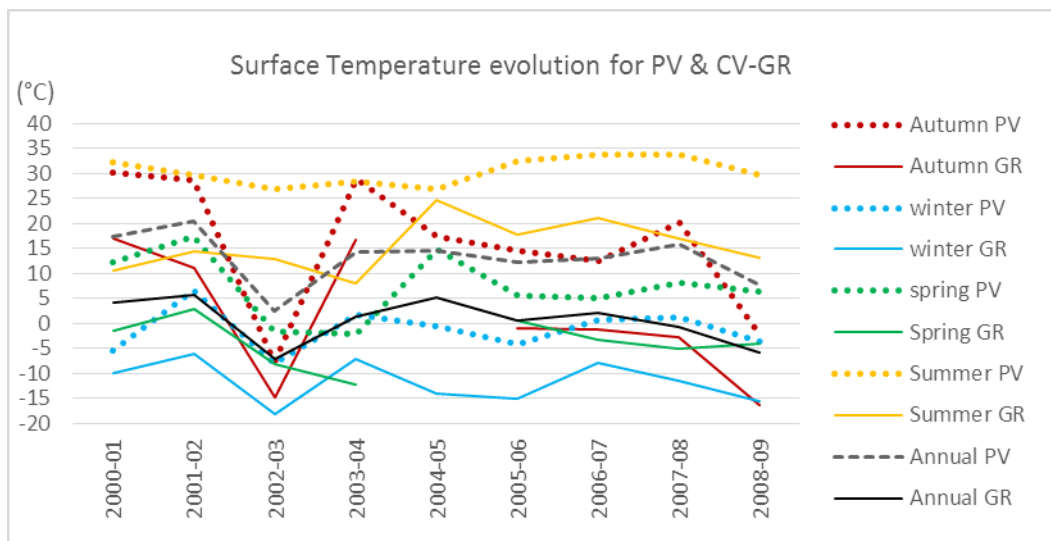


Fig. 6.9 – Evolución estacional y anual de las TST del Pico del Veleta y del Corral del Veleta-GR

De las tablas 17 y 18 se han extraído los datos relativos a las TST medias estacionales de los 9 años (última columna de las respectivas tablas) que se comparan con las T° del aire del Pico del Veleta y con las T° (-5 cm) del Corral del Veleta - GR. Así, en la tabla 19 se presentan los coeficientes de correlación (r) que expresan las relaciones existentes en entre las diferentes series de datos. Y las figuras 6.10 y 6.11 reflejan gráficamente esas mismas relaciones.

1998-99 / 2008-09	Annual	Autumn	Winter	Spring	Summer	r
T° air (PV)	-0,4	0	-6,3	-3,3	8,1	0,9932
TST (PV)	13,12	15,88	-1,24	7,34	30,49	
T° (-5 cm) (CV-GR)	0,6	0,6	-4,9	-2,3	9,1	0,9927
TST (CV-GR)	0,68	1,15	-11,67	-3,8	15,56	

Tabla 19 – Coeficientes de correlación entre las T° del aire estacionales y las TST estacionales para el Pico del Veleta (PV) y coeficientes de correlación entre las T° (-5 cm) estacionales y las TST estacionales para el Corral del Veleta –Glaciar Rocosó (CV-GR); Fuente: T° del aire y T° (-5 cm) procedentes de Salvador *et al.*, (2011a).

Aunque las temperaturas que se analizan en este momento se refieren a ambientes distintos, la atmósfera, la superficie y el interior del suelo, sus regímenes están

intrínsecamente conectados, y los cambios originados en uno de los entornos causa variaciones en los demás. De este modo, es razonable asumir que la T° de aire es el principal motor de las variaciones que ocurren al nivel de las superficies y en el interior del suelo (Hall *et al.*, 2006; You *et al.*, 2014). En tal sentido, Hall *et al.*, (2006) señalan para Groenlandia una importante pérdida de masa glaciar en los años 2002 y 2005 en los que ocurrió una fusión significativa del glaciar y que está asociado a las fluctuaciones de la T° del aire.

En Sierra Nevada, la eficacia de las temperaturas del aire sobre la superficie y sobre el interior del suelo depende de la presencia o ausencia de nieve, al actuar ésta como un aislante térmico natural (Zhang, 2005; You *et al.*, 2014).

En la figura 6.10 relativa al Pico del Veleta se constata que las T° del aire medias estacionales así como la media anual siempre se presentan inferiores a las TST. Las diferencias térmicas alcanzadas entre los dos ambientes pueden ser considerables principalmente en verano, superando los 20 °C. En el extremo opuesto se encuentran las diferencias térmicas en invierno que alcanzan tan solamente cerca de 5 °C. Anualmente, la media de las temperaturas del aire en el Pico del Veleta situase en los -0.4 C mientras que la media de las TST alcanza los 13.12 °C (Tabla 19 y Fig. 6.10).

Con relación a la figura 6.11, relativa a las TST y a las T° (-5 cm) del interior del Corral del Veleta-GR, se puede comprobar que por altura del otoño y de la primavera ocurre una inversión entre las temperaturas de superficie y las del interior del suelo. Esto ocurre debido a la presencia vs. ausencia de nieve. Así, en el periodo frío entre el otoño y la primavera, las TST se presentan más frías que el interior del suelo debido a que la capa de nieve funciona como un aislante térmico; mientras que durante el periodo de fusión de la nieve, las TST tienden a incrementarse significativamente dada la disminución del efecto reflector (albedo) de la nieve mientras que el interior del suelo se calienta gradualmente. La nieve es conocida por su baja conductividad térmica, durante el invierno reduce la pérdida de calor del suelo para la atmósfera y durante el periodo de fusión si la nieve está presente, esta limita la entrada de calor en el suelo desde la atmósfera (Zhang, 2005; Gadek *et al.*, 2010)

A partir de los datos de la tabla 19 se puede concluir que las diferencias térmicas medias otoñales entre las TST y las T° (-5 cm) son casi inexistentes (0.03 °C) aumentando en dirección al invierno (6.77 °C), que juntamente con el verano (6.46 °C) son las dos estaciones del año que presentan las mayores diferencias térmicas entre los dos ambientes. En primavera las diferencias tampoco son acentuadas (1.5 °C) y anualmente, también son muy reducidas, 0.04 °C.

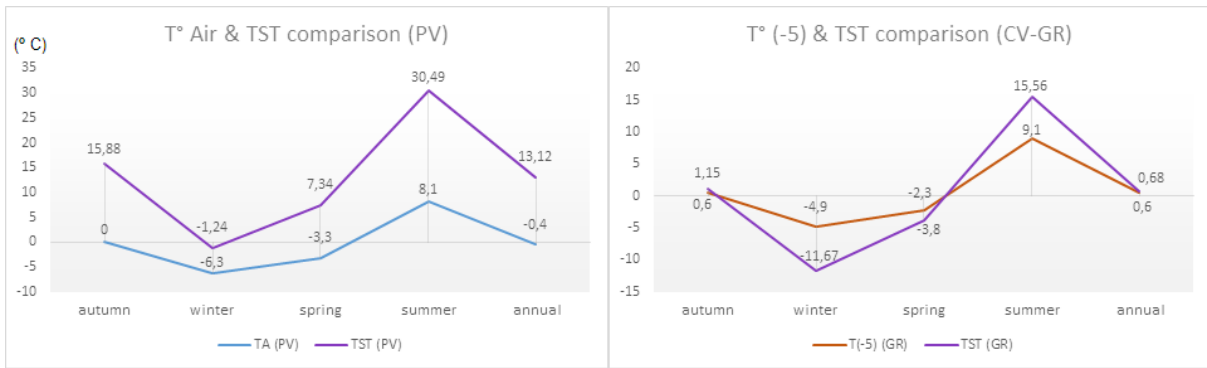


Fig.s 6.10 y 6.11 – Comparación de las TST estacionales y anuales con las temperaturas del aire (T° air) en el Pico del Veleta (PV) y comparación de las TST estacionales y anuales con las temperaturas del interior del suelo (-5 cm) (T° -5 cm) en el Corral del Veleta-glaciar rocoso (CV-GR, respectivamente).

En general, se puede concluir que las diferencias térmicas tanto estacionales como anuales son menores entre las TST y T° (-5 cm) que las exhibidas entre las T° del aire y las TST expuestas en la figura 6.10. Curiosamente, el coeficiente de correlación entre las T° del aire y las TST son ligeramente superior ($r = 0.9932$) que el coeficiente de correlación entre las T (-5 cm) y las TST ($r = 0.9927$) (Tabla 19), presentando también coeficientes de determinación muy semejantes con $R^2 = 0.986$ y $R^2 = 0.985$, respectivamente. Esta diferencia extremadamente reducida podría estar relacionada con la inversión de las temperaturas que típicamente ocurre al nivel del suelo y de las superficies. No obstante, ambos coeficientes presentan coeficientes de correlación positivos muy fuertes evidenciando las relaciones de interdependencia entre los tres medios.

En estudios similares fueron encontrados coeficientes de correlación próximos a los que se han encontrado para Sierra Nevada aunque en muchos de los casos no alcanzaron valores tan elevados como los logrados en las cumbres de la Sierra.

Recondo *et al.*, (2002), en su estudio sobre la estimación de las T° del aire en Asturias a partir de imágenes NOAA ha obtenido un coeficiente de correlación de 0.91 entre la temperatura media del aire tomada en observatorios y la temperatura de superficie estimada a partir de imágenes de satélite.

Hachem *et al.*, (2012) compara las TST derivadas de MODIS con temperaturas del aire (1 a 3 m) y temperaturas del suelo (entre -3 y -5 cm) en regiones de permafrost continuo en el Quebec y en Alaska para 8 años, entre 2000 y 2008. Igual que en el caso de Sierra Nevada los autores concluyen indicando que las TST se encontraban mejor correlacionadas con las T° del aire ($r = 0.97$) que con las T° del interior del suelo ($r = 0.90$), sobre todo durante la época en que la cubierta nival está presente. Como se ha comentado al inicio del capítulo 6 (en el estado de la cuestión) Koenig y Hall (2010), en el invierno de 2008-09, compararon la T° del

aire medidas por *Thermochrons* en Groenlandia con T° del aire de una estación meteorológica de NOAA, en la que obtuvieron muy buena relación entre las dos mediciones con una diferencia de tan solo 0.1° a 0.3 °C. No obstante, cuando compararon las TST derivadas de los *Thermochrons* con las TST estimadas a partir de MODIS, las primeras se situaban cerca de 3 °C por encima de las TST satelitales.

En los próximos años sería conveniente seguir añadiendo más datos a las series ya estudiadas para Sierra Nevada con el objetivo de entender mejor el significado del comportamiento de la cubierta nival y de la TST que en este momento se han obtenido.

6.4.3. Caracterización térmica de Sierra Nevada

Tras el análisis de las comparaciones de las TST con los datos de campo llevados a cabo en el circo glaciar del Veleta, y ante los resultados satisfactorios obtenidos, cabe ahora proceder a una caracterización más detallada del régimen térmico de Sierra Nevada y, más adelante de sus cumbres occidentales, a partir de los datos satelitales.

Como se explicaba en el capítulo 5, la dinámica nival en Sierra Nevada presenta una gran variabilidad anual y estacional; también la temperatura de superficie terrestre analizada en este capítulo confirma esa gran dinámica. De hecho, la variación de la TST, en este ámbito montañoso, está subordinada a la presencia o ausencia de la nieve, principalmente en cotas a partir de los 1300-1500 metros de altitud, que es también donde las amplitudes térmicas anuales se revelan más acentuadas.

Las figuras 6.12 y 6.13 son ejemplos de las temperaturas de superficie terrestre (TST) que se analizarán a lo largo de este apartado. Las TST expuestas representan un día de invierno (a la izquierda) y un día de verano (a la derecha) del área de estudio en el sur de Andalucía. Cada una de las imágenes Landsat tiene una dimensión de 185 x 180 km y en ellas es posible identificar una considerable variedad de diferentes superficies. De forma general, se puede destacar, en la mitad inferior de la imagen, Sierra Nevada y algunas sierras colindantes, El Ejido entre la Sierra de Gádor a norte y el mar Mediterráneo al sur.

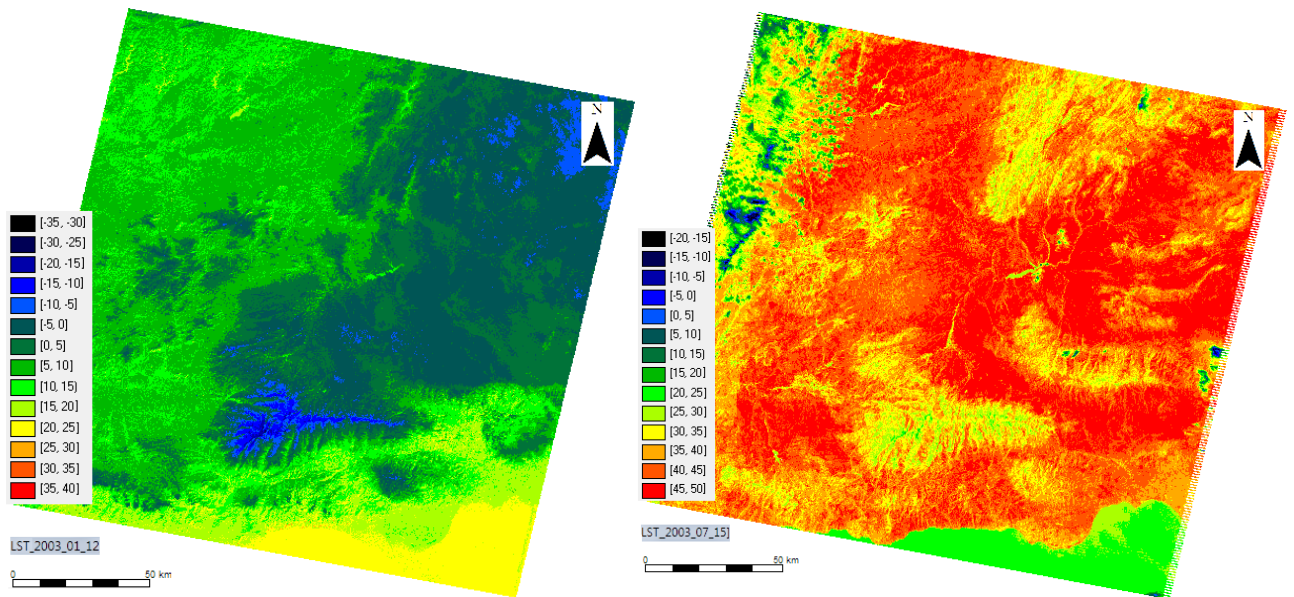


Fig.s 6.12 y 6.13 °CD – Imágenes térmicas de Landsat para los días 12 de enero y 15 de julio de 2003, respectivamente.

Respecto a las TST de la imagen de invierno cabría resaltar las temperaturas de superficie más bajas (-28 °C) corresponde al macizo nevadense, y por lo que se refiere a la imagen de verano se identifican las temperaturas de superficie más elevadas (~55 °C) que se sitúan en las planicies de Guadix-Baza a este y noreste de Sierra Nevada. También en la imagen de verano, en el extremo superior izquierdo, es posible visualizar una formación de nubes con matiz azul oscuro y verde con temperaturas radiativas muy bajas. Este es un buen ejemplo de la dificultad que existe en distinguir entre nubes y nieve en la región del térmico, ya que ambas superficies pueden presentar temperaturas radiativas similares. Por este motivo, no resulta prudente considerar este tipo de imágenes para el cálculo de la TST cuando las nubes afectan el área de estudio.

A continuación se presenta la cartografía térmica de Sierra Nevada para 10 años hidrológicos, entre 2000 y 2010 a partir de las TST calculadas. Inicialmente se presenta como ejemplo una breve caracterización térmica para todo el ámbito de Sierra Nevada ejemplificada para el año hidrológico 2006-07. A partir de los mapas térmicos generados desde las imágenes Landsat para cada fecha disponible fue también generada la cartografía térmica media estacional y media anual, aquí ejemplificada para 2 años hidrológicos con comportamientos térmicos bastante diferenciados: 2001-02, año hidrológico seco y 2002-03, año hidrológico húmedo. Además, se han elaborado los respectivos mapas con las amplitudes térmicas máximas que se producen entre los días con las TST más cálidas y los días con las TST más frías. Posteriormente en el apartado 6.4.4 se analizan las variaciones térmicas que ocurren preferentemente en la zona de las cumbres occidentales de la Sierra, entre Veleta (3398 m) y Mulhacén (3482 m), presentándose la cartografía térmica estacional entre 2000 y 2010, así como las respectivas tendencias térmicas estacionales.

Es importante mencionar que las TST medias anuales y estacionales se han calculado a partir de todas las imágenes disponibles de Landsat y, por lo tanto, este hecho debe tenerse en cuenta en términos estadísticos ya que hay periodos en los que no se ha podido obtener la TST por presencia de nubes. Determinados años cuentan con bastantes imágenes de satélite, como en 2006-07 con un total de 14 imágenes analizadas. Otros años, en cambio, el número de imágenes disponibles en buenas condiciones es más reducido, como por ejemplo en 2005-06 que solo se pudieron analizar 6 imágenes, 2 de otoño, 2 de invierno, 1 de primavera y 1 de verano. De esta forma, de los 40 mapas estacionales elaborados, 12 han contado con una sola imagen de satélite para representar la respectiva estación anual, no pudiendo con eso decirse de que esos casos se tratan de una media estacional real, sino que excepcionalmente son estaciones para las cuales se dispone de una sola imagen de satélite que las represente.

En la tabla 20 (en anexo) se encuentra la lista de estaciones del año que presentan en esta situación. Esto sucede en buena medida, porque no todas las imágenes disponibles que se han podido utilizar para la delimitación de la cubierta nival en el capítulo 5 han podido ser utilizadas para el estimar la respectiva TST. La causa es que determinadas imágenes contienen algunas nubes muy finas que son suficientemente transparentes permitiendo elaborar la respectiva cartografía nival. No obstante, el contenido de vapor de agua puede ser elevado y la corrección atmosférica en la región del térmico puede resultar comprometida. Por este motivo, algunas de las imágenes no se incluyen en el análisis de la TST. Así, del total de 109 imágenes de satélite disponibles entre 2000 y 2010 solo se han podido considerar 82 para el cálculo de la TST de este decenio. En el futuro se pretende analizar las imágenes correspondientes a los 4 años hidrológicos entre 2010-14, pues en la actualidad no han podido ser tratadas. En cualquier caso, cabe destacar que se han procesado todas las imágenes Landsat disponibles para este periodo.

En la figura 6.14 se muestra la dinámica térmica anual durante el año hidrológico 2006-07 obtenida a partir de una selección de 10 imágenes Landsat de las 14 imágenes disponibles para este año hidrológico. Como se comentó en el capítulo 5 referente a la cubierta nival, el año hidrológico 2006-07 fue un año relativamente seco con tan solo 108 km² de nieve (media anual). Y caracterizado por dos picos nivales: un primero, de mayor importancia durante el invierno y un segundo, de menor amplitud durante la primavera.

El primer mapa térmico de la figura 6.14 muestra el día 17.09.2006, en el que aún existían pequeños neveros (0.113 km²) de fusión tardía remanentes de año hidrológico anterior y confinados a los circos glaciares más elevados. De esa forma, la zona este del Corral del Veleta es donde se registraba la temperatura de superficie más baja este día, entorno a los 0 °C. En la zona oeste, cerca de la entrada del circo glaciar y ya con total ausencia de nieve, se registraban temperaturas de superficie entre los 21° y 23 °C. Aún en altitud, las vertientes más sombrías presentaban TST positivas pero inferiores a los 10 °C, mientras que las vertientes soleadas a la misma altitud alcanzaban TST superiores a 25 °C y en la depresión de Guadix las TST llegaban a los 35° y 37 °C.

Las primeras nevadas de 2006-07 ocurrieron durante el otoño, aunque sus dimensiones (\pm 38 km²) fueron reducidas. En la imagen térmica del día 12.11.2006 se identifica en tonos azules la presencia de nieve en las cumbres, con una TST alrededor de los -8 °C en las vertientes norte, y hasta los 5° y 6 °C en las vertientes sur. Estos sectores destacan perfectamente de las áreas sin nieve evidenciando diferencias térmicas superiores a 20 °C. En la depresión de Guadix las TST se situaban se en torno a los 20 °C alcanzándose los 25 °C en determinadas áreas.

La primera gran nevada de invierno registrada por Landsat ocurrió a mediados de diciembre, pero se presupone que la nieve de invierno pudiera haber llegado en una fecha anterior, pues a finales de diciembre la cubierta nival cubría un área en torno a los 600 km² y alcanzaba la cota de los 2000 metros. La presencia de la nieve es fácilmente identificada en los tonos azules en la imagen térmica del día 30.12.2006. Una vez más la temperatura más baja se registró en el Corral del Veleta con -12 °C seguido del Mulhacén con -9 °C. Alrededor a los 2500 metros las TST de la nieve variaban entre los -5° y los -7 °C en las vertientes a norte, y entre los -2° y 0 °C en las sur. La depresión de Guadix registraba en diciembre TST mínimas entre 10° y 12 °C y máximas entre 15° y 17 °C, mientras que las planicies a sur de la Sierra alcanzaban los 20 °C.

Los siguientes meses de invierno, enero y febrero, la precipitación nivosa tampoco fue muy abundante, dándose una reducción considerable del manto nivoso, cerca de los 200 km² a mediados de febrero. Habiendo la nieve quedado recluida por encima de los 2500 m de altitud, siendo posible observar el significativo aumento de las respectivas TST. De nuevo, tanto en la imagen de 07.01.2007 como en la de 16.02.2007 la cubierta nival aparece en tonos azules alcanzando TST mínimas de -14 °C a norte del Mulhacén y -13 °C en el Corral del Veleta. Mientras tanto, en la depresión de Guadix presentaba una media alrededor de los 19.5° en enero y en febrero alcanzaba valores entre los 25° y 28 °C.

Como se ha mencionado inicialmente, en primavera ocurre un segundo pico nival que es visible en las imágenes Landsat referentes a los meses de marzo, abril y mayo. En la imagen del 12.03.2007 se observa un nuevo enfriamiento de las superficies por encima de los 1300 m con respecto a febrero. En la depresión de Guadix las superficies alcanzaba valores entre los 27° y 30 °C y, excepcionalmente, en algunos puntos hasta los 32 °C.

La imagen térmica del día 07.05.2007 vuelve a evidenciar una nueva nevada primaveral que queda por encima de los 2500 m y cuyos tonos verdes la destacan fuertemente de las superficies más cálidas. Las TST mínimas se registraron al norte del Mulhacén con -2 °C, mientras que las TST de la nieve en Corral del Veleta fueron positivas, próximas a los 0 °C. Cerca de los 2500 m la TST de la nieve alcanza hasta los 5.5 °C de media, evidenciando un posible inicio de la fusión en las áreas limítrofes del manto nival. Pues en la mayor parte de las áreas colindantes a la cubierta nival las TST registraban ya por lo menos 20 °C.

Entrado el verano, la cubierta nival detectada por Landsat es mínima. A finales de junio se estimaba una superficie inferior a 3 km². En la imagen térmica del día 24.06.2007, la nieve residual que colmataba el fondo del circo del Veleta presentaba temperaturas superficiales en torno a los 11 °C, es decir en estado avanzado de fusión. De esta forma en los meses de julio y agosto su presencia era ya bastante depreciable, por lo que las TST mínimas en la base del Corral subieron hasta los 21° y 24 °C, mientras que junto a la entrada del circo glaciar (pared más expuesta a la radiación solar) la temperatura máxima de las superficies rocosas alcanzaba los 41 °C. En la depresión de Guadix las TST pasaban los 45 °C y en las planicies a sur de la Sierra se alcanzaban los 54 °C.

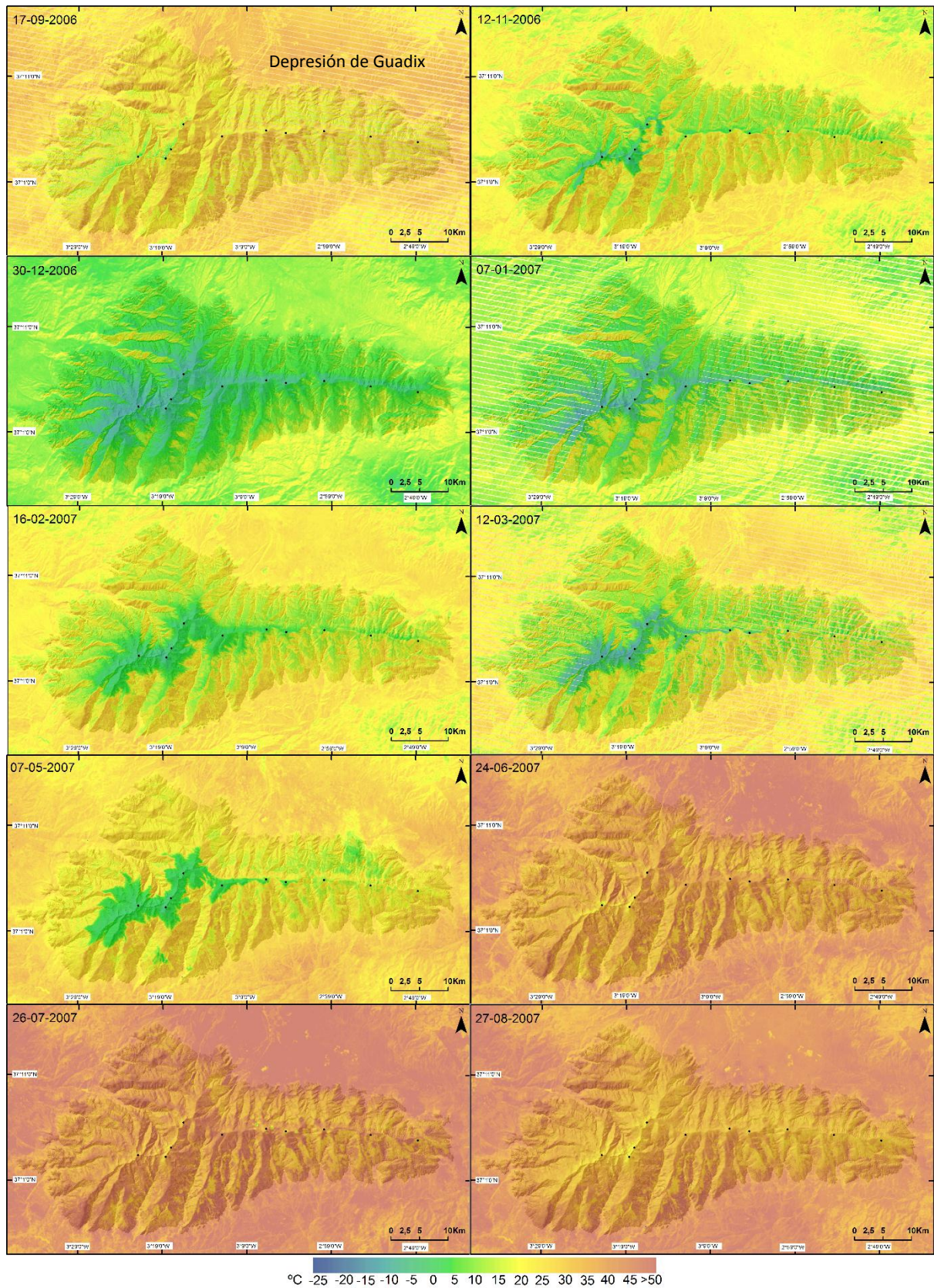


Fig. 6.14 *^{CD} – Temperaturas de superficie al largo del año hidrológico 2006-07.

Los puntos negros se refieren a las principales cumbres de Sierra Nevada (ver mapa de la figura 2.7 para más detalles). Los principales puntos de referencia se sitúan entre Cerro del Caballo a 3013 m (a oeste) y el Cerro del Trevélez a 2878 m (al centro del mapa), correspondiendo al área otrora afectada por los glaciares.

A continuación se presentan los mapas térmicos estacionales y anuales y las amplitudes térmicas máximas (Fig.s 6.15, 6.16 y 6.17) elaborados a partir de las imágenes como las de la figura 6.10. También se han elaborado 2 perfiles térmicos de cerca de 6 km de longitud en dos ámbitos distintos. El primero, en el sector de las cumbres occidentales de la Sierra, entre Veleta y Mulhacén, y el segundo en un sector relativamente llano de la depresión de Guadix. La localización de los perfiles se presenta adelante en las figuras 6.17 y 6.21, apareciendo identificados por S-S' (*Summits*) los perfiles de las cumbres, y por B-B' (*Mountain Base*) los de la depresión de Guadix. En la figura 6.23 se presenta la localización más detallada del perfil de cumbres. La cartografía térmica estacional y anual que aquí se presenta es relativa a 2 años hidrológicos con comportamientos nivales y térmicos distintos: 2001-02, un año seco y 2002-03 un año húmedo.

Empezando por el mapa térmico referente al otoño de 2001-02 (Fig. 6.15) no conforma una media real de esta estación, ya que solo ha sido posible contar con una imagen válida (para el día 03.09.2001) para representar el otoño. En esta fecha se contabilizaba solo 0.5 km² de nieve en las cumbres de Sierra Nevada. Observando la imagen térmica y los respectivos perfiles térmicos del otoño de 2001-02 (Fig. 6.18) puede observarse que las TST relativas a las cumbres más occidentales varían entre los 20° y los 33 °C, mientras que en el interior de los circos glaciares orientados a norte las TST bajan para valores entre los 10° y 15 °C. En la depresión de Guadix, las TST suben considerablemente pero presentan menor variación. La primera mitad del perfil presenta valores en torno a los 37.5 °C pudiendo sobrepasar los 38.5 °C, y en la segunda mitad las TST son algo más irregulares bajando en determinados puntos hasta los 35.5 °C. Estos cambios bruscos de TST, en las áreas llanas, son el reflejo de los diferentes usos del suelo y también de la presencia de líneas o masas de agua. La amplitud térmica en estos 6 km del perfil térmico alcanza alrededor de 3.5 °C, mientras que en las cumbres la máxima amplitud sobrepasa los 20 °C.

Con relación a las TST de invierno, éstas no alcanzaron valores muy bajos en 2001-02 debido a la escasa nieve que cayó durante esa estación y la corta duración de la misma. La nieve quedó circunscrita por encima de los 2500 m. Este límite altitudinal solo ocasionalmente fue rebasado, en vertientes orientadas a norte, pero sin alcanzar la cota de los 2000 m. El manto nivoso ocupó una extensión máxima de solo 213 km² en el mes de enero, disminuyendo progresivamente en los meses siguientes hasta verano.

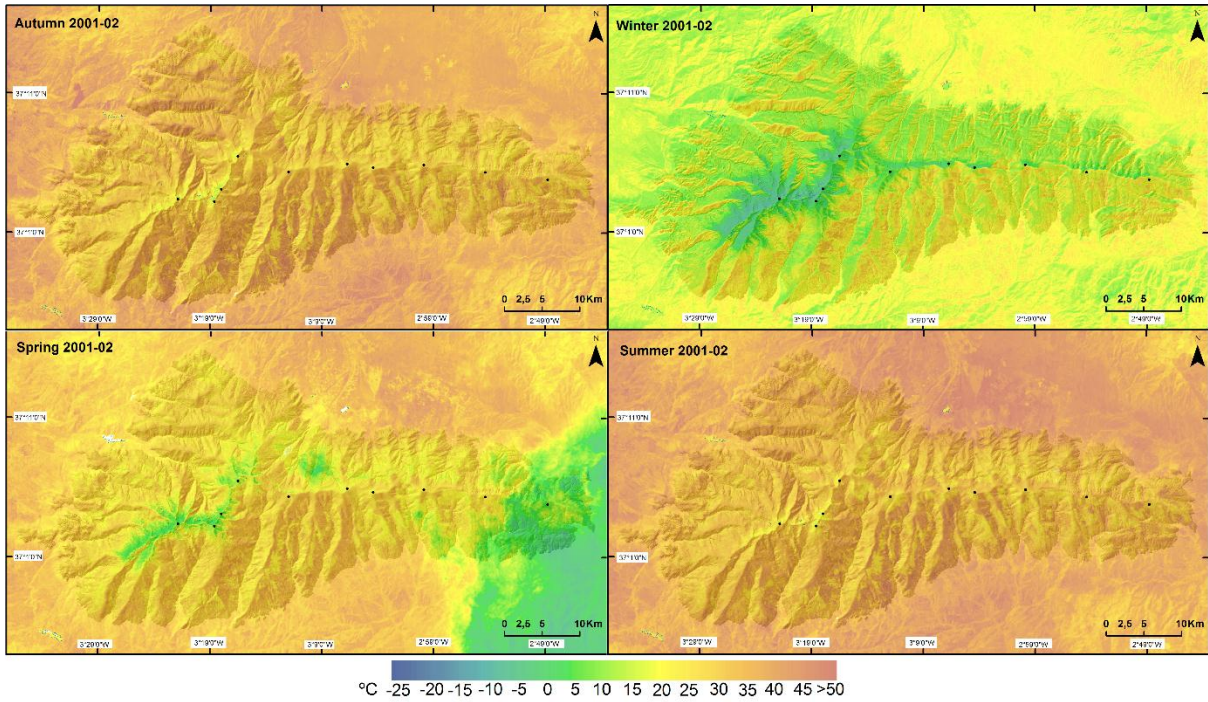


Fig. 6.15 $^{\circ}\text{C}^{\text{CD}}$ – TST medias estacionales para el año hidrológico 2001-02 (año seco). En la imagen relativa a las TST estacionales de la primavera es posible ver la aproximación de una borrasca desde el sector oriental.

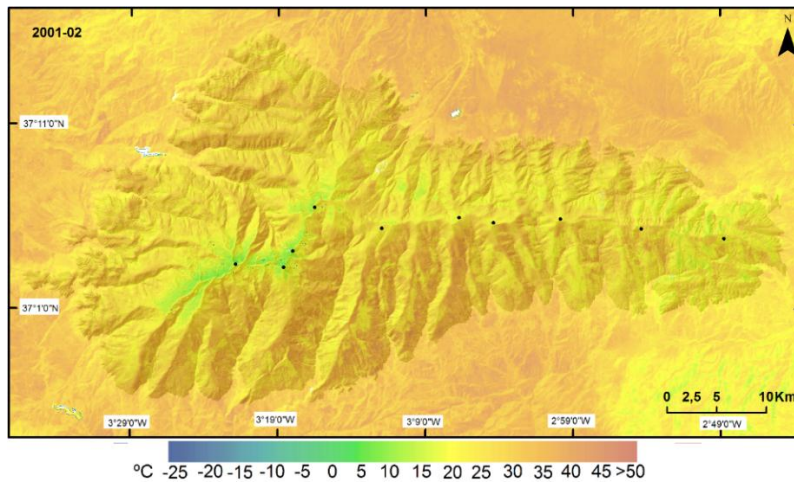


Fig. 6.16 $^{\circ}\text{C}^{\text{CD}}$ – TST medias anuales para el año hidrológico 2001-02 (año seco).

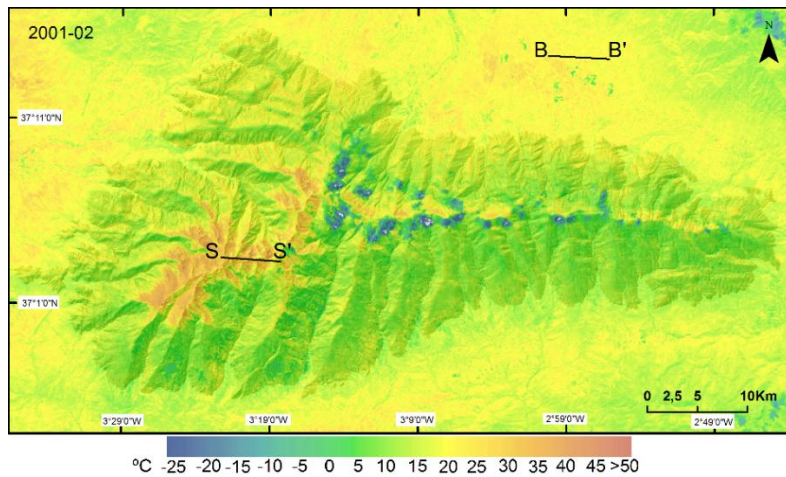


Fig. 6.17 $^{\circ}\text{C}^{\text{CD}}$ – Amplitudes térmicas anuales de 2001-02 (año seco). Los tonos azules en el sector oriental de la Sierra son pequeños núcleos de nubes presentes en la imagen de 21.08.2002.

Según los perfiles térmicos de invierno (Fig. 6.18) las cumbres vuelven a presentar amplitudes térmicas (16 °C) superiores a las de la depresión de Guadix (5 °C). En la zona de cumbres las TST del interior de los circos glaciares se situaban entre los -6° y los 0 °C mientras que las crestas registraban TST superiores a 0 °C, alcanzando los 10 °C mismo en cotas por encima de los 3000 m. En la depresión de Guadix las TST registradas fueron siempre positivas en su perfil térmico, variando entre 18° y 22 °C.

La imagen referente a la media estacional de la primavera de 2001-02 (Fig. 6.15) cuenta con menos de la mitad de nieve acaecida durante el invierno, por encima de la cota de los 2500 m en las vertientes norte y sobre la cota de los 3000 m en las vertientes sur. Los perfiles térmicos de las TST (Fig. 6.18) indican amplitudes superiores en las cotas altas alcanzando los 16 °C, variando entre TST máximas de 18 °C y mínimas entre 4° y 8 °C en el interior de los circos glaciares. En la depresión de Guadix las TST de primavera varían entre los 28° y los 40 °C, dando origen una amplitud de 12 °C.

Las paredes rocosas que rodean los circos glaciares proporcionan una eficaz protección contra la radiación solar directa. No obstante, la nieve existente durante el verano de 2001-02, en forma de neveros aislados de pequeñas dimensiones, sumó poco más de 7 km² (media estacional). La imagen térmica relativa al verano (Fig. 6.15) no aparenta ser muy diferente a la del otoño. De hecho las TST de las cumbres (Fig. 6.18) presentan algunas semejanzas. Las TST máximas alcanzadas en las cumbres durante verano rondan los 33 °C mientras que las TST mínimas se sitúan alrededor de los 15 °C. En la depresión de Guadix las TST registradas fueron las más altas de todo el año, entre los 41° y los 46 °C.

La figura 6.16 muestra las TST medias anuales calculadas a partir de todas las imágenes disponibles para el año hidrológico 2001-02. La TST media mínima encontrada es de 5.6 °C en el interior de Corral del Veleta y la TST media máxima supera los 42 °C en las planicies a sur y a norte de la Sierra.

Finalmente, en la figura 6.17 se muestran las amplitudes térmicas máximas generadas entre las TST más bajas y las TST más elevadas. Como se puede observar en los perfiles B-B' y S-S' las amplitudes térmicas máximas ocurren en altitud, sobre todo en el sector más occidental de Sierra Nevada, donde las amplitudes térmicas pueden superar los 35 °C (Fig. 6.18) y varían principalmente según la topografía, la orientación y la exposición solar, como se ve en las vertientes norte que presentan amplitudes térmicas más elevadas que las vertientes sur. En la depresión de Guadix las amplitudes térmicas encontradas son más bajas, entre los 17° y los 24 °C.

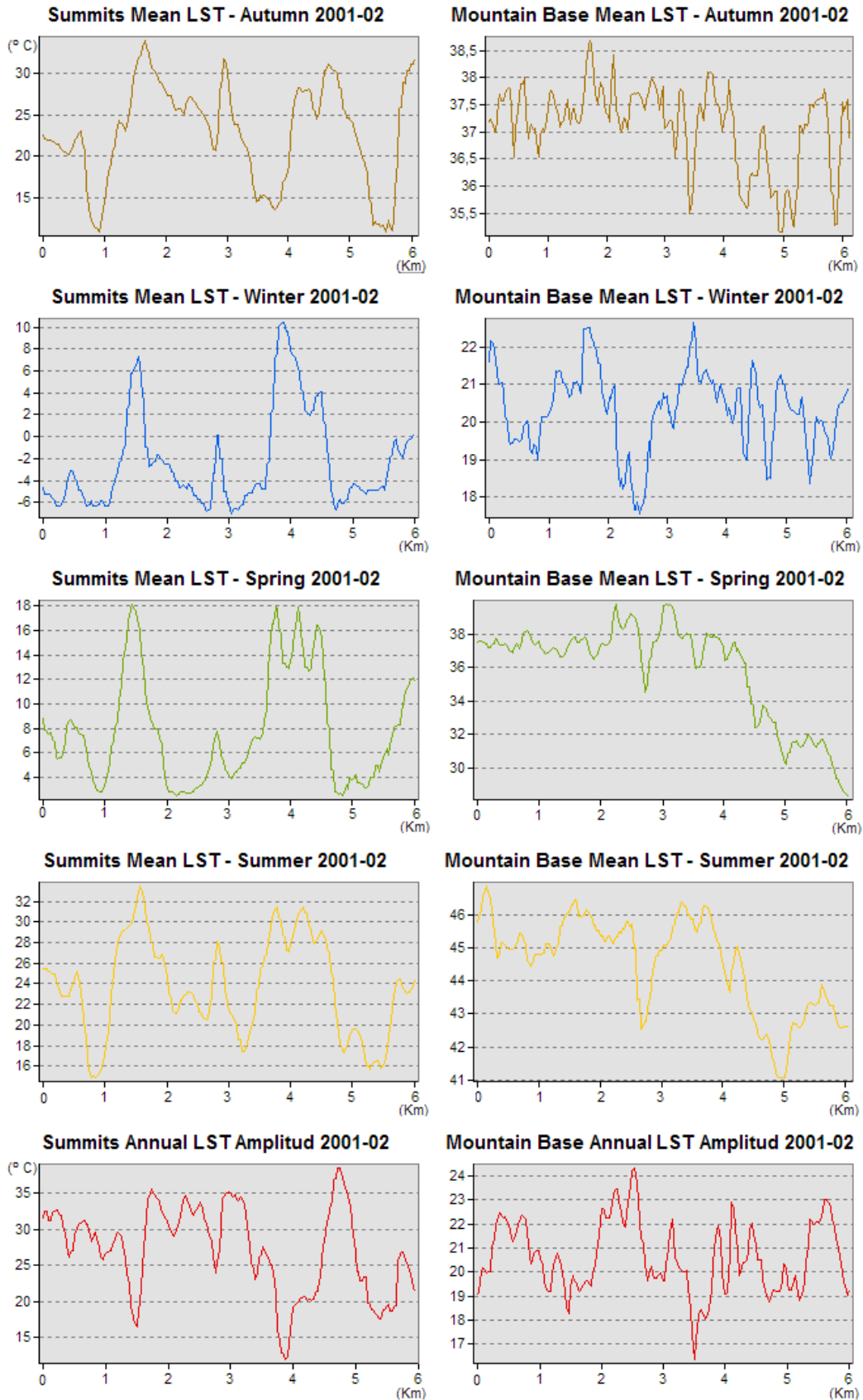


Fig. 6.18 – Perfiles térmicos de las cumbres de Sierra Nevada (*Summits – S-S'*) y de la depresión de Guadix (*Mountain Base – B-B'*), para el año 2001-02.

A continuación se presenta la cartografía térmica para el año hidrológico 2002-03 (Fig.s 6.19, 6.20 y 6.21), que es el segundo año más húmedo de la serie estudiada. El periodo nival de 2002-03 se caracterizó por dos picos nivales. Uno de mayor abundancia durante el invierno y otro primaveral de menor amplitud. Al contrario del año 2001-02, el otoño de 2002-03 también se mostró menos seco, con un promedio nival anual fue de 386 km². En la figura 6.22 se muestran los perfiles térmicos relativos a las cumbres occidentales de la Sierra y a la depresión de Guadix para cada estación.

Igual que en el año 2001-02, la imagen térmica referente al otoño (Fig. 6.19) tampoco refleja una media real pues algunas de imágenes disponibles para este periodo presentaban nubes y otros problemas técnicos. Por este motivo se ha utilizado exclusivamente la imagen del día 25.11.2002 para representar el otoño de 2002-03. En esta fecha la cubierta nival era bastante abundante (926 km²) y alcanzaba la cota de los 1500 m. Las TST en las cumbres variaban entre los -15° y -7 °C. Mientras que en la depresión de Guadix las TST se fijaban entre los 4° y los 11 °C (Fig. 6.22). Comparando con el año anterior, la variación entre las TST mínimas y máximas para cada perfil es menor debido a la fuerte presencia de nieve.

En relación a la media estacional de invierno (Fig. 6.19) se detecta un enfriamiento significativo en la depresión de Guadix, principalmente porque la cubierta nival en enero superó los 1251 km² afectando inclusive las planicies a norte de la Sierra. Las TST mínimas alcanzan los -20 °C en el interior del Corral del Veleta y las TST máximas en las cumbres a lo largo del perfil térmico no superan los -5 °C (Fig. 6.22). En la depresión de Guadix las TST decrecen con una media alrededor de los 5 °C. Sin embargo, la gran nevada del inicio del enero de 2003 se fundió relativamente rápido pues a finales del mes la cubierta nival estaba reducida a tan solo 388 km², manteniéndose así hasta la llegada de un nuevo episodio nival a mediados de febrero, que cubrió cerca de 710 km².

Con la llegada de la primavera la cubierta nival volvió a aumentar, alcanzando 825 km² y rebasó de nuevo la cota de los 2000 m. En la imagen térmica de la primavera de la figura 6.19 es posible observar nítidamente los límites de la nieve (tonos verdes) en contacto con las superficies más cálidas (en amarillo), sobre todo en las vertientes sur donde el contraste es más evidente. Se supone que esta fue la última gran nevada de la estación manteniéndose la TST por debajo de 0 °C en las cumbres, y alcanzando los -9 °C dentro de los circos glaciares. La fusión de la nieve tuvo lugar paulatinamente a lo largo de la estación, pues a inicios de mayo aún se contabilizaban cerca de 138 km² por encima de los 2500 m de altitud. Mientras tanto en las cotas bajas las temperaturas de superficie empezaban a incrementarse. En la depresión de Guadix éstas oscilaban entre los 19° y 22 °C (Fig. 6.22).

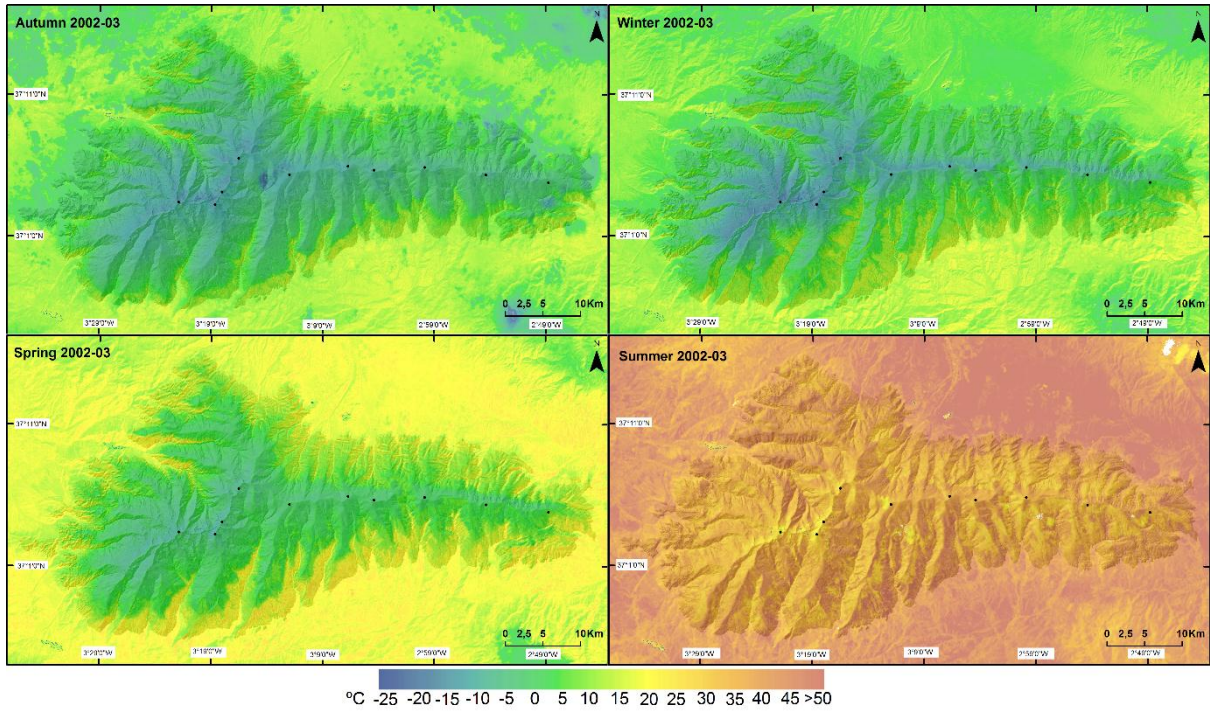


Fig. 6.19 ^{*CD} – TST medias estacionales para el año hidrológico 2002-03 (año húmedo).

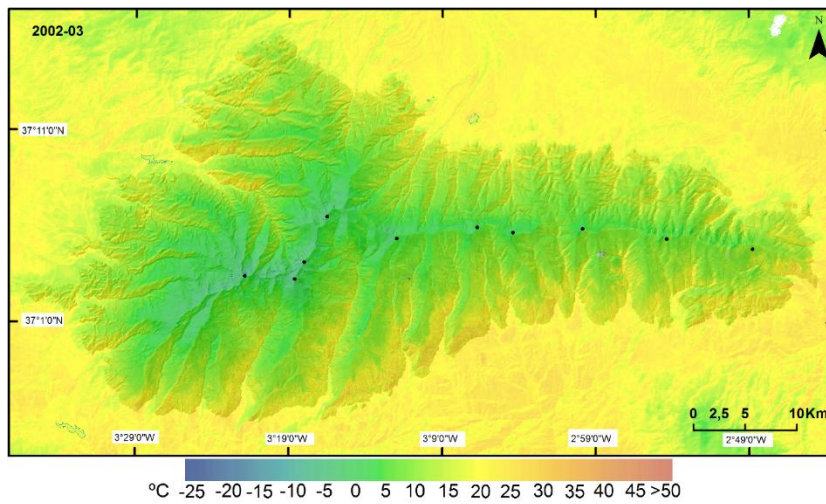


Fig. 6.20 ^{*CD} – TST medias anuales para el año hidrológico 2002-03 (año húmedo).

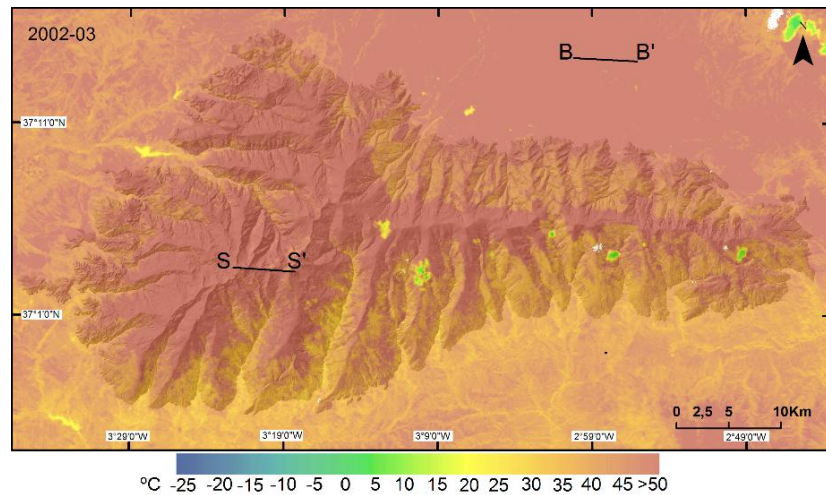


Fig. 6.21 ^{*CD} – Amplitudes medias anuales para el año hidrológico 2002-03 (año húmedo).

A pesar de que el año 2002-03 fue un año hidrológico húmedo con grandes nevadas acaecidas durante el otoño, invierno y primavera, la fusión de la nieve ocurrió relativamente rápido una vez entrado el verano. A mediados de agosto ya solo se contabilizaban 0.28 km². El proceso fue acompañado por la respectiva subida de las temperaturas de superficie (Fig. 6.19). Así, durante el verano de 2002-03 las TST en las cumbres de la Sierra oscilaban entre los 13 °C dentro de los circos glaciares y los 33 °C en las cumbres que los rodean (Fig. 6.22). En la depresión de Guadix la TST más baja registrada a lo largo del perfil térmico fue de 48 °C y la TST máxima superaba los 54 °C. Aún así, en algunas áreas de Guadix las superficies registraron valores extremos que alcanzaron los 58 °C.

La figura 6.16, exhibe las TST medias anuales de 2002-03. De forma general la TST mínima rondaba los -7 °C en el interior del Corral del Veleta y la TST máxima superaba los 33 °C en las llanuras a este de la Sierra. Comparativamente, las TST medias anuales de 2001-02 eran más elevadas (con un valor mínimo y máximo de 5.6 °C y >42 °C, respectivamente) y eso revela muy claramente la importancia de la débil presencia de la nieve durante mayor parte del año en 2001-02. En 2002-03 la fuerte presencia de la nieve, inclusive en las cotas bajas, conllevó a que las temperaturas medias anuales bajasen considerablemente, aunque la media estival de 2002-03 superase la de 2001-02, sobre todo en las cotas bajas.

Finalmente, la figura 6.21 muestra las amplitudes térmicas anuales para 2002-03. Tal como sería de esperar, cuando las TST alcanzan extremos, es decir, TST muy bajas (-20 °C) durante la estación fría y TST muy cálidas (58 °C) durante el estío, originan amplitudes térmicas más acentuadas. La fuerte presencia de los tonos rojos en la figura 6.21 refleja esa situación. De esta forma, en la figura 6.22 relativa a los perfiles de las amplitudes térmicas anuales para 2002-03, puede verse que los valores alcanzados en las cumbres de la Sierra varían entre 41 °C y 63 °C. En la depresión de Guadix las amplitudes térmicas alcanzaron valores aún más muy elevados, entre 58° y 65 °C.

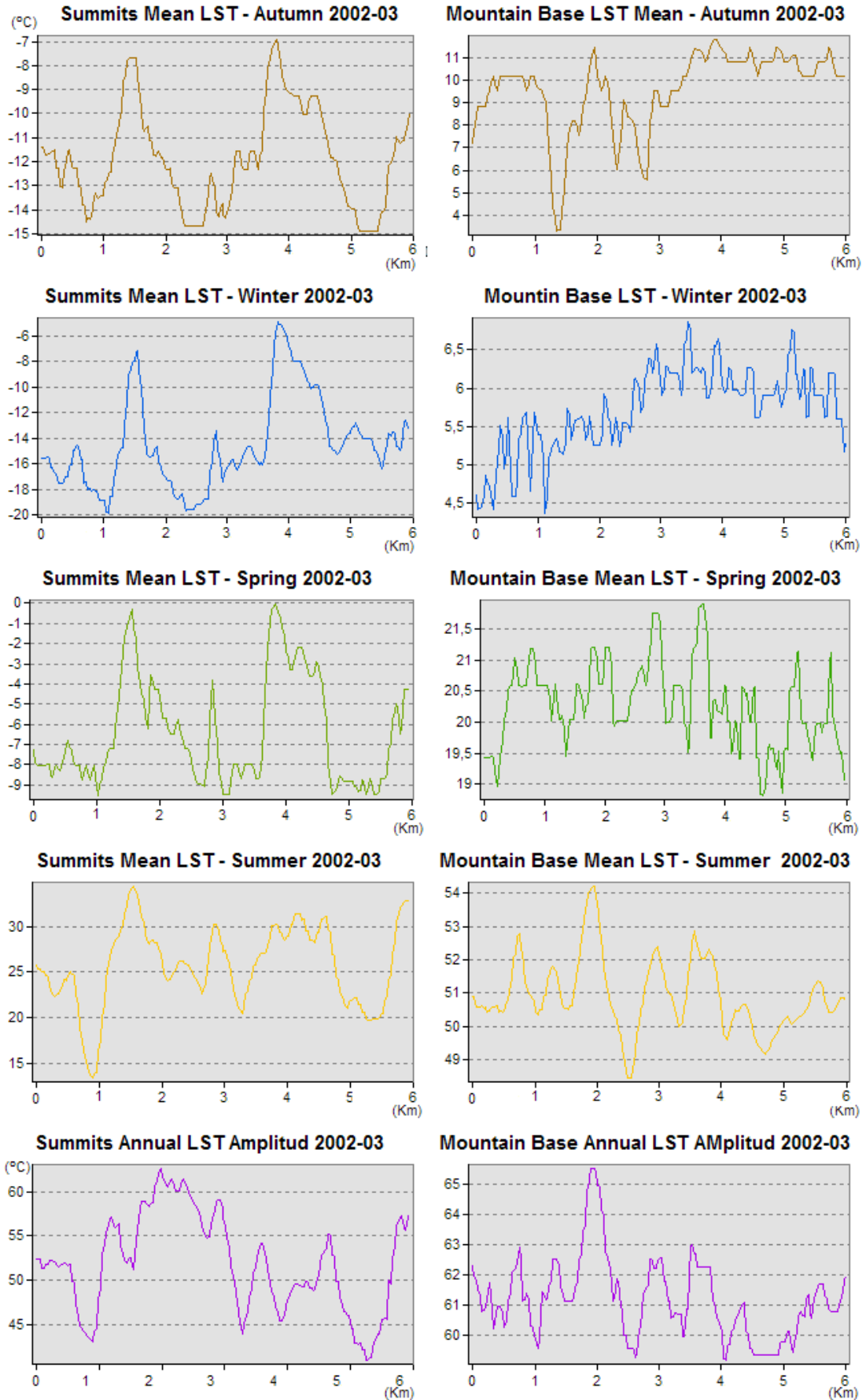


Fig. 6.22 – Perfiles térmicos de las cumbres de Sierra Nevada (*Summits – S-S'*) y de la depresión de Guadix (*Mountain Base – B-B'*), para el año 2002-03.

6.4.4. Tendencias y comportamiento térmico estacional de las cumbres occidentales de Sierra Nevada

A continuación se presenta la cartografía térmica media estacional de las cumbres más occidentales de Sierra Nevada, entre el Pico del Veleta (V - 3398 m) al Pico del Mulhacén (PM - 3482 m). El motivo de este análisis más detallado de este sector geográfico está relacionado con la importancia que poseen las temperaturas del aire, de superficie del suelo y del subsuelo, así como también la presencia vs ausencia de nieve, en el origen y desarrollo de los procesos morfogénicos que caracterizan la dinámica geomorfológica periglacial de este enclave, como se comentará enseguida en el apartado 6.4.5.

La TST varía según diferentes elevaciones y cuencas de drenaje, manifestándose de forma distinta de acuerdo con la topografía y posición geográfica. Así cada cuenca exhibe sus TST medias y presentan diferencias relativas al periodo de fusión, duración y fechas (Hall *et al.*, 2008a). Para el análisis estacional de las cumbres de Sierra Nevada se han seleccionado 7 puntos de control según su situación geográfica, altitud, exposición, orientación del modelado antes su comportamiento térmico superficial en las cumbres de la Sierra. Esta forma de analizar la TST en este sector de cumbres permítenos más fácilmente comparar qué es lo que sucede en diferentes ubicaciones a lo largo del año. Como se comentará, alguno de los puntos de control coincide con ubicaciones ya estudiadas anteriormente, como es caso del VGR (Veleta – Glaciar Rocos). En la figura 6.23 se muestra el área de análisis considerada, así como la ubicación de los 7 puntos de control cuyas TST se compararon estacionalmente a lo largo de los 10 años hidrológicos entre 2000 y 2010. En la tabla 18 se describen sumariamente las principales características geográficas.



Fig. 6.23 - Mapa de situación de las cumbres occidentales de Sierra Nevada y los 7 puntos de control de las TST.

Capítulo 6. Determinación de la Temperatura de la Superficie Terrestre (TST)

Puntos de control	Situación Geográfica	Altitud
(VSJ) Veleta - San Juan	Vertiente de pendiente suave orientada a oeste	3100 m
(VGR) Veleta – Glaciar Rocosó	Fondo de circo glaciar orientado al nordeste	3100 m
(CM) Cerro de los Machos	Altiplanicie	3250 m
(BV) Barranco del Veleta	Interior de circo glaciar orientado a sudeste	2940 m
(VI) Valdeinfierno	Vertiente pronunciada orientada al sudeste	2500 m
(BM) Barranco del Mulhacén	Interior de circo glaciar orientado al sur	3050 m
(PM) Pico del Mulhacén	Pared rocosa de circo glaciar orientada al norte	3400 m

Tabla 21 – Descripción sumaria de los puntos de control de las TST

		2000-01	2001-02	2002-03	2003-04	2004-05	2005-06	2006-07	2007-08	2008-09	2009-10	Δ Máx.	Sf
Autumn	VSJ	22,98	23,73	-11,31 *	23,42	10,94 ~	6,8 ~	8,53 ~	8,99 ~	-13,48 *	10,61	37,21	-1,98
	VGR	17,01	11,23 *	-14,69 *	16,69	NODATA ~	-0,94 ~	-1,12 ~	-2,65 *	-16,36 *	1,46	33,37	-2,00
	CM	24,68	20,3	-11,53 *	26,01	10,71 ~	8,19 ~	4,2 *	9,63 ~	-7,22 *	13,75	37,54	-1,46
	BV	30,28	28,08	-6,98 *	28,59	20,45	13,63 ~	18,39	19,2	-3,66 *	16,42	37,26	-1,54
	VI	40,79	39,71	-1,66 *	41,27	27,98	19,41 ~	27,24	28	-3,54 *	25,88	44,81	-2,06
	BM	31,25	27,87	-8,64 *	30,91	19,99	13,92 ~	13,88 ~	18,53	-6,52 *	17,81	39,55	-1,73
	PM	11,44	12,65	-14,9 *	14,26	-0,52 ~	-1,71 ~	-1,94 ~	-3,57 ~	-14,98 *	2,86	29,24	-1,60
Winter	VSJ	-7,61 *	-2,31 *	-15,53 *	-3,08 *	-10,27 *	-12,05 *	-5,4 *	-5 *	-12,41 *	-4,47 *	13,22	0,01
	VGR	-9,86 *	-6,15 *	-18,2 *	-7,04 *	-13,92 *	-14,93 *	-7,81 *	-11,5 *	-15,64 *	-6,75 *	12,05	-0,05
	CM	-9,04 *	-1,28 *	-14,74 *	-4,46 *	-6,73 *	-10,12 *	-3,83 *	-6,44 *	-10,87 *	-2,57 *	13,46	0,19
	BV	-3,15 *	7,99 ~	-6,92 *	1,14 *	-1,53 *	-3,39 *	1,5 *	-0,59 *	-5,45 *	2,14 *	14,91	-0,09
	VI	-1,78 *	17,71 ~	-4,04 *	2,49 *	5,07 ~	-0,49 *	10,08 ~	21,46	-2,57 *	3,45 *	25,5	0,30
	BM	-5,38 *	3,19 *	-9,57 *	-0,27 *	-2,53 *	-7,13 *	0,41 *	-0,14 *	-8,32 *	3,6 ~	13,17	0,27
	PM	-10,65 *	-5,49 *	-15,79 *	-5,22 *	-12,23 *	-13,9 *	-6,55 *	-11,74 *	-14,27 *	-5,48 *	10,57	0,00
Spring	VSJ	2,77 ~	12,49 ~	-6,49 *	-10,28 *	7,11 ~	2,27 *	-0,78 *	1,02 *	-1,69 *	3,85 *	22,77	-0,17
	VGR	-1,4 *	2,94 *	-8,02 *	-12,23 *	NODATA*	0,53 *	-3,14 *	-5,04 *	-4,04 *	0,6 *	15,17	0,09
	CM	7,21 ~	14,02 ~	-5,71 *	-10,32 *	8,88 ~	1,69 *	-1,93 *	4,32 *	2,76 *	4,36 *	24,34	-0,22
	BV	14,55 ~	31,84	-0,75 *	-4,34 *	11,21 ~	15,64	7,1 ~	14,26 ~	11,36 ~	7,93 *	36,18	-0,54
	VI	19,75 ~	33,65	0,08 *	-0,69 *	21,95 ~	26,81	26,88	41,22	13,79 ~	26,86	41,91	1,32
	BM	10,09 ~	16,84 ~	-2,16 *	-7,28 *	10,63 ~	4,38 *	3,61 *	8,26 ~	3,8 *	1,61 *	24,12	-0,54
	PM	-0,29 ~	3,62 ~	-9,46 *	-14,33 *	-1,65 ~	0,13 *	-5,41	-7,62 *	-5,32 *	1,12 *	17,95	-0,07
Summer	VSJ	30,46	26,63	26,39	20,04 ~	25,21	clouds	29,38	27,14	28,92	30,07	10,42	0,28
	VGR	10,59 **	14,56 ~	13,0 ~	8,17 *	24,63	17,92 ~	21,09 ~	16,99 ~	13,07 *	9,37 **	16,46	0,19
	CM	32,73	27,74	28,94	28,83 ~	27,72	29,88	31,2	30,95	32,45	32,07	5,01	0,28
	BV	32,71	28,56	30,54	29,5	26,37	29,92	32,59	32,46	31,78	32,79	6,42	0,28
	VI	45,44	39,19	44,1	42,49	38,18	39,23	44,93	43,78	43,44	47,49	9,31	0,33
	BM	34,81	30,7	31,36	25,13 ~	26,24	30,92	33,32	31,95	32,56	30,67	9,68	0,05
	PM	20,75	17,83	20,75	14,6 ~	18,48	clouds	21	16,34	22	20,12	7,4	0,13

Tabla 22 – Temperaturas de superficie (TST) de las cumbres occidentales de la Sierra entre 2000-10. (*) Presencia de nieve en todas las imágenes disponibles para la respectiva estación; (**) Presencia de nieve durante todo verano (~) Presencia de nieve por lo menos en alguna de las imágenes analizadas; (Δ Máx.) Amplitud térmica máxima del respectivo punto de control al largo de los 10 años; (Sf) Slope function – razón media de cambio de las rectas de regresión presentadas en la figura 6.25

Así, a partir de la cartografía térmica estacional que se presenta a continuación en las figuras 6.24, 6.25, 6.26 y 6.27 se han reunido los datos relativos a las TST para cada punto de control (Tabla 22). En color gris aparecen los valores extremos (mínimos y máximos) del respectivo punto de control con los que se calcularon las amplitudes térmicas máximas (Δ Máx.). La última columna es la razón media de cambio (S_f) de las TST a lo largo de los 10 años.

En la figura 6.24 es posible observar la elevada variabilidad térmica otoñal durante el periodo analizado. Esta variación de la TST depende principalmente de la presencia o ausencia de nieve en la superficie. Por este motivo, es bastante evidente el contraste de las TST de los años hidrológicos 2002-03 y 2008-09 respecto a las TST del resto de la serie temporal analizada. Durante estos 2 años las cumbres se encontraban totalmente cubiertas de nieve, 463 km² y 544 km² respectivamente, (Fig. 5.22, cap.5.6.2) y, por tanto, las respectivas TST son las más bajas de los 10 años. Como se puede confirmar en la tabla 22, estos 2 otoños fueron los únicos que presentaron TST negativas para los 7 puntos de control. En 2002-03 las TST más bajas se registraron en el Barranco del Veleta (BV), Barranco del Mulhacén (BM) pero también en la altiplanicie del Cerro de los Machos (CM). En 2008-09 los puntos que exhibían las TST más bajas fueron Veleta - San Juan (VSJ), Veleta - Glaciar Rocosó (VGR), Pico del Mulhacén (PM) y Valdeinfierno (VI). Así, las TST otoñales más bajas variaron entre los -16.4 °C en Veleta - GR y los -3.5 °C en Valdeinfierno, ambas en 2008-09.

Por otra parte, se presentan los años con las TST otoñales más elevadas, 2000-01, 2001-02 y 2003-04, correspondientes a los 3 otoños más secos en términos nivales, con medias inferiores a 1 km² en las cumbres. Las TST otoñales más elevadas variaron entre los 16.7 °C en Veleta – Glaciar Rocosó y los 41.3 °C en Valdeinfierno, ambos en 2003-04 (Tabla 22).

Los demás años 2004-05, 2005-06, 2006-07, 2007-08 y 2009-10 se fijan en una situación intermedia entre los años más fríos y los más cálidos, variando las extensiones nivales medias entre solo 1.5 y 20 km², con la excepción del otoño de 2005-06 cuya superficie nivosa superaba los 200 km², habiendo la presencia de nieve sido identificada para todos los puntos de control aunque no de forma continua a lo largo de la estación. Asimismo, las TST medias del otoño de 2005-06 variaron entre -1.94 °C en el PM y 27.24 °C en VI.

Es interesante destacar como la diferente altitud y orientación geográfica de los puntos de control, juntamente con la presencia o ausencia de nieve genera situaciones térmicas muy contrastadas. Valdeinfierno fue el lugar que mayores contrastes presentó en las TST durante los diferentes años. El hecho de que se sitúe a 2500 m de altitud y su fuerte exposición solar propicia que se registren tanto TST del roquedo muy elevadas (41.3 °C en 2003-04), como TST negativas (-3.54 °C) en situaciones de fuertes nevadas otoñales (2008-09).

Capítulo 6. Determinación de la Temperatura de la Superficie Terrestre (TST)

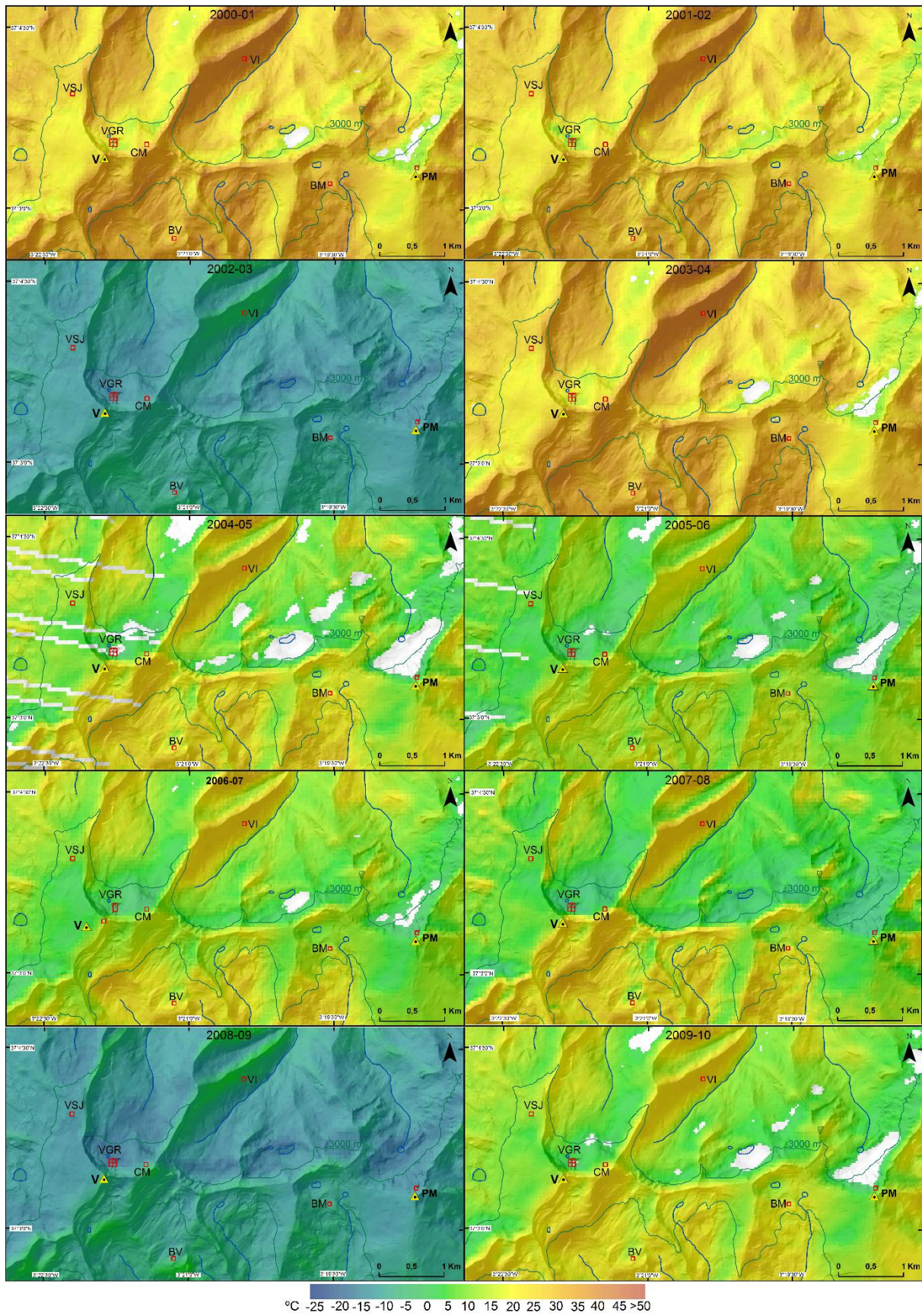


Fig. 6.24 °CD – TST medias estacionales de otoño entre 2000 y 2010. Los píxeles que aparecen en blanco, no presentan el respectivo valor de TST, son píxeles NODATA que derivan de la dificultad en calcular las respectivas emisividades en zonas de sombras orográficas o del bandedo provocado por el mal funcionamiento del sistema de barrido del sensor ETM+.

Las temperaturas de superficie de invierno para los 10 años analizados se reflejan en la cartografía de la figura 6.25. Con la llegada del invierno las cumbres se encuentran normalmente cubiertas de nieve (salvo algunas excepciones que se comentaran más adelante), homogeneizando en cierta medida los valores de TST. No obstante, aún se pueden detectar contrastes importantes en las TST de invierno que dependen no solamente de la mayor o menor extensión de nieve, pero también de su espesor. Ejemplo de ello es que las TST más bajas de invierno ocurrieron en 2002-03 seguido de 2008-09. Esta situación vendría a ocurrir debido a que la nieve venía acumulándose desde el otoño. Así, el lugar que presentó la TST más baja fue Veleta - GR con $-18.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ en el invierno de 2002-03 (tabla 22), siendo el valor más bajo que VGR presenta durante los 10 años de la serie temporal. En este mismo año de 2002-03, Valdeinfierno por su localización, presentó la TST de invierno más elevada de todos los puntos de control seleccionados ($-4\text{ }^{\circ}\text{C}$), que a su vez también resultó ser la TST de invierno más baja que Valdeinfierno registraría para el periodo de estudio.

En el extremo opuesto se encuentran los inviernos con TST relativamente elevadas. En esta situación se incluyen años con un régimen nival preferentemente seco como 2001-02 con un registro de tan solo 170 km^2 de nieve (media estacional - Fig. 5.23). Por ello, en 2001-02, 4 de los 7 puntos de control (VSJ, VGR, CM y BV) presentaron las TST de invierno más elevadas (tabla 22). El Barranco del Veleta orientado al sur alcanzó los $8\text{ }^{\circ}\text{C}$, pues la presencia de nieve ocurrió de forma discontinúa. En una situación similar se encontraba el Barranco del Mulhacén en 2009-10 alcanzando los $3.6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Asimismo, Valdeinfierno en 2007-08 (año más seco) registró la TST máxima de invierno con $21.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, ya sin cubierta nival.

Es interesante remarcar, que a pesar de que algunos inviernos secos presentaron TST más elevadas que se esperaría, hay puntos de control que siempre han presentado TST invernales negativas. Esos son lugares normalmente orientados al norte o al oeste, es decir más protegidos de la radiación solar directa. En esta situación están: Veleta - SJ, con TST entre -15.5° y $-2.3\text{ }^{\circ}\text{C}$, Veleta - GR, con TST entre -18.2° y $-6.15\text{ }^{\circ}\text{C}$, excepcionalmente, Cerro de los Machos, con TST entre -14.7° y $-1.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ y Pico del Mulhacén, con TST entre -15.8° y $-5.2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Los lugares con orientación preferentemente sur (BV, BM y VI) presentan TST invernales positivas en la gran mayoría de los años.

Capítulo 6. Determinación de la Temperatura de la Superficie Terrestre (TST)

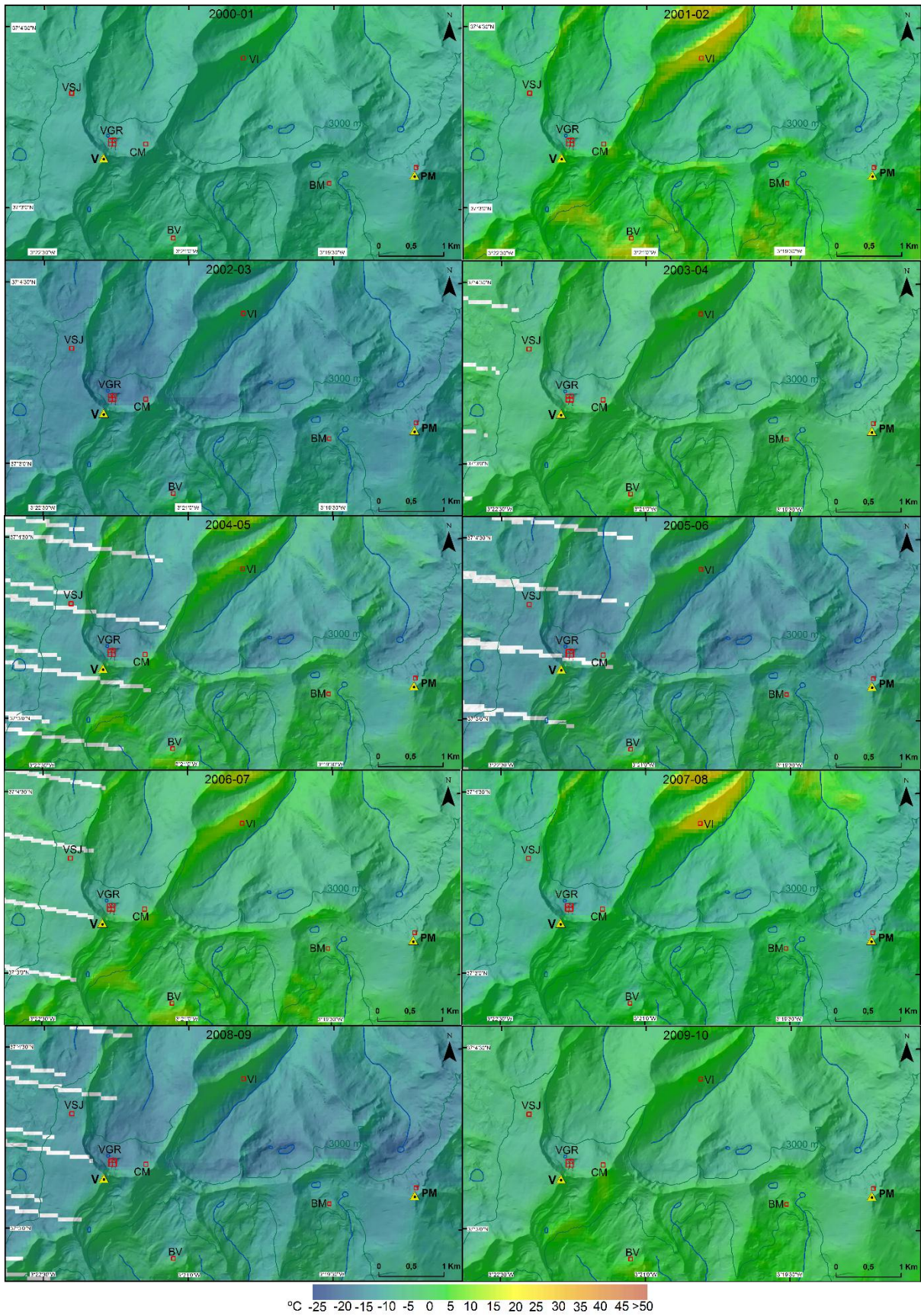


Fig. 6.25 ^{°C} – TST medias estacionales de invierno entre 2000 y 2010.

En la primavera vuelven a aumentar las variaciones térmicas, pues la precipitación nivosa es en este momento más irregular y la distribución de la nieve más discontinua. En esta época del año la TST es fuertemente dependiente no solamente de la nieve acumulada durante las estaciones anteriores, sino también, de nevadas primaverales tardías que retardan el inicio de la fusión de la nieve. Esto vendrá dado, particularmente, por la variación de las temperaturas del aire que determinará el mayor o menor grado la fusión de la nieve y consecuentemente el incremento o no de la TST.

Como se puede comprobar en la cartografía térmica referente a las TST medias estacionales de la primavera (Fig. 6.26), los valores más bajos fueron registrados en el año 2003-04 seguido por el año 2002-03. Estos se registraron en el Pico del Mulhacén, con $-14.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ en 2003-04 y $-9.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ en 2002-03; y en el interior del Veleta - GR, con $-12.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ en 2003-04 y $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ en 2002-03 (tabla 22). En ambos años el área de cumbres analizada estaba completamente cubierta de nieve, habiéndose registrado superficies nivales superiores a 450 km^2 . Estas nevadas tardías durante la primavera que alcanzaron valores superiores a la media estacional (251 km^2 - Fig. 5.24) ocurrieron en 2002-03, 2003-04 y en 2009-10. Aunque en este último año no resultó tan evidente como en los otros dos.

Las temperaturas de superficie más elevadas en primavera vuelven a registrarse en el año 2001-02 para 6 de los 7 puntos de control, con valores que variaron entre $2.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ en Veleta – GR (cuya nieve aún estaba presente) y $31.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ en el Barranco del Veleta (total ausencia de nieve) (tabla 22). No obstante, el punto de control que presentó la TST primaveral más elevada fue de nuevo Valdeinfierno en 2007-08 cuya superficies rocosas alcanzaban $41.2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Nótese que durante el año hidrológico 2007-08 no se registró presencia de nieve en Valdeinfierno, incluso durante el invierno, por lo menos basado en el análisis de las imágenes de satélite disponibles para ese periodo. Este año, particularmente seco (Fig. 5.12 y Fig. 5.16a. y b.) la escasa cubierta nival quedó en torno a la cota altitudinal de los 2500 m, pero en algunos de los puntos de la Sierra orientados al sureste (como Valdeinfierno) a línea de la nieve no los alcanzó, por lo menos de forma continua o significativa.

Igual que en el otoño, durante la primavera no hubo ningún punto de control que presentase las respectivas TST negativas continuamente durante los 10 años analizados. Contrariamente, los puntos de control orientados al sur como Barranco del Veleta, Valdeinfierno y Barranco del Mulhacén presentarán temperaturas de superficie primaverales positivas entre 8 a 9 años.

Capítulo 6. Determinación de la Temperatura de la Superficie Terrestre (TST)

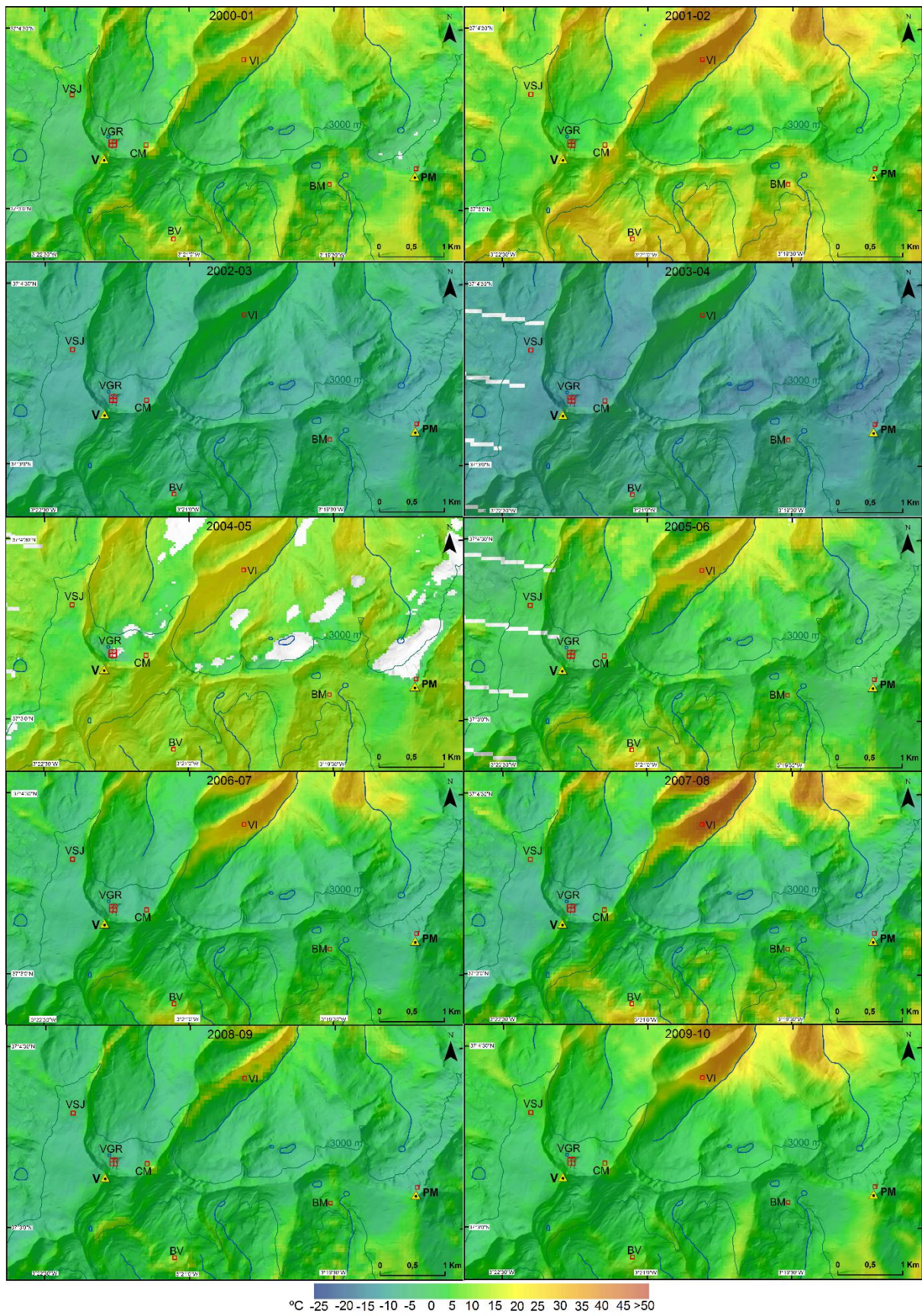


Fig. 6.26 $^{\circ}\text{C}^{\text{D}}$ – TST medias estacionales de primavera entre 2000 y 2010.

Entrado en la última estación del año hidrológico, la TST tiende a homogeneizarse de nuevo. La principal razón es la escasa nieve que perdura en el suelo, a lo que hay que añadir la homogeneidad del roquedo compuesto esencialmente por micasquitos bastantes oscuros que absorben fácilmente la energía incidente. Excepcionalmente a este escenario, se encuentran algunos neveros de fusión tardía, normalmente localizados en el interior de circos glaciares, sobre todo los orientados al norte, como ya fue comentado, pero también la presencia de pequeñas lagunas de alta montaña y sus reducidas comunidades vegetales de su entorno. No obstante, con excepción de los neveros de fusión tardía, en algunos veranos cuya presencia es fácilmente identificada en las TST medias estacionales, la presencia de las lagunas es de difícil identificación debido a sus modestas dimensiones y el tamaño del píxel de la banda térmica de Landsat, de entre 60 y 120 m.

De esta forma, la presencia de neveros de fusión tardía en las cumbres durante el verano está subordinada, sobre todo, a la ocurrencia de nevadas durante la primavera y su persistencia en el tiempo, siendo que su durabilidad está supeditada en gran medida de las temperaturas del aire. Esta situación se ha verificado en los años 2003-04 y 2009-10 (Fig. 6.27). Curiosamente, a pesar de la persistencia de estos neveros en las cumbres durante el verano, ambos años presentaron una cubierta nival por debajo de la media anual (Fig. 5.11).

El año 2003-04 tuvo un otoño seco, pero el invierno y primavera fueron húmedos acumulando un manto nival abundante que proporcionó la presencia de neveros (23 km² media estacional) en las cumbres (Fig. 5.25). Fue uno de los años que presentó las TST más bajas en la zona de cumbres, en el que 4 de los 7 puntos de control (VSJ, VGR, BM y PM) las TST variaban entre 8.2 °C en el interior del circo glaciar del Veleta hasta 25.1 °C en el Barranco del Mulhacén (tabla 22). El año 2004-05 presentó bajos valores de TST para 3 de los puntos de control (CM, BV y VI) situándose entre 26.4 °C en el Barranco del Veleta y 38.2 °C en Valdeinfierno (TST de verano más baja de este punto durante los 10 años). En el año 2009-10, el otoño fue seco y el invierno con nieve por debajo de la media. Sin embargo, en la primavera ocurrieron diferentes episodios de nevadas a finales de abril y mediados de mayo (Fig.s 5.33 y 5.34) que propiciaron la abundante presencia de neveros durante el verano, como se puede ver en el mapa correspondiente (Fig. 6.27). Al contrario de 2003-04, en 2009-10 la nieve solo afectó a un punto de control VGR, en el interior de circo glaciar del Veleta donde la respectiva TST fue de 9.4 °C.

Con relación a la temperatura de superficie más elevada ésta ocurrió especialmente en el año 2009-10 habiendo alcanzado una TST máxima de verano de 47.5 °C en Valdeinfierno (Tabla 22).

Capítulo 6. Determinación de la Temperatura de la Superficie Terrestre (TST)

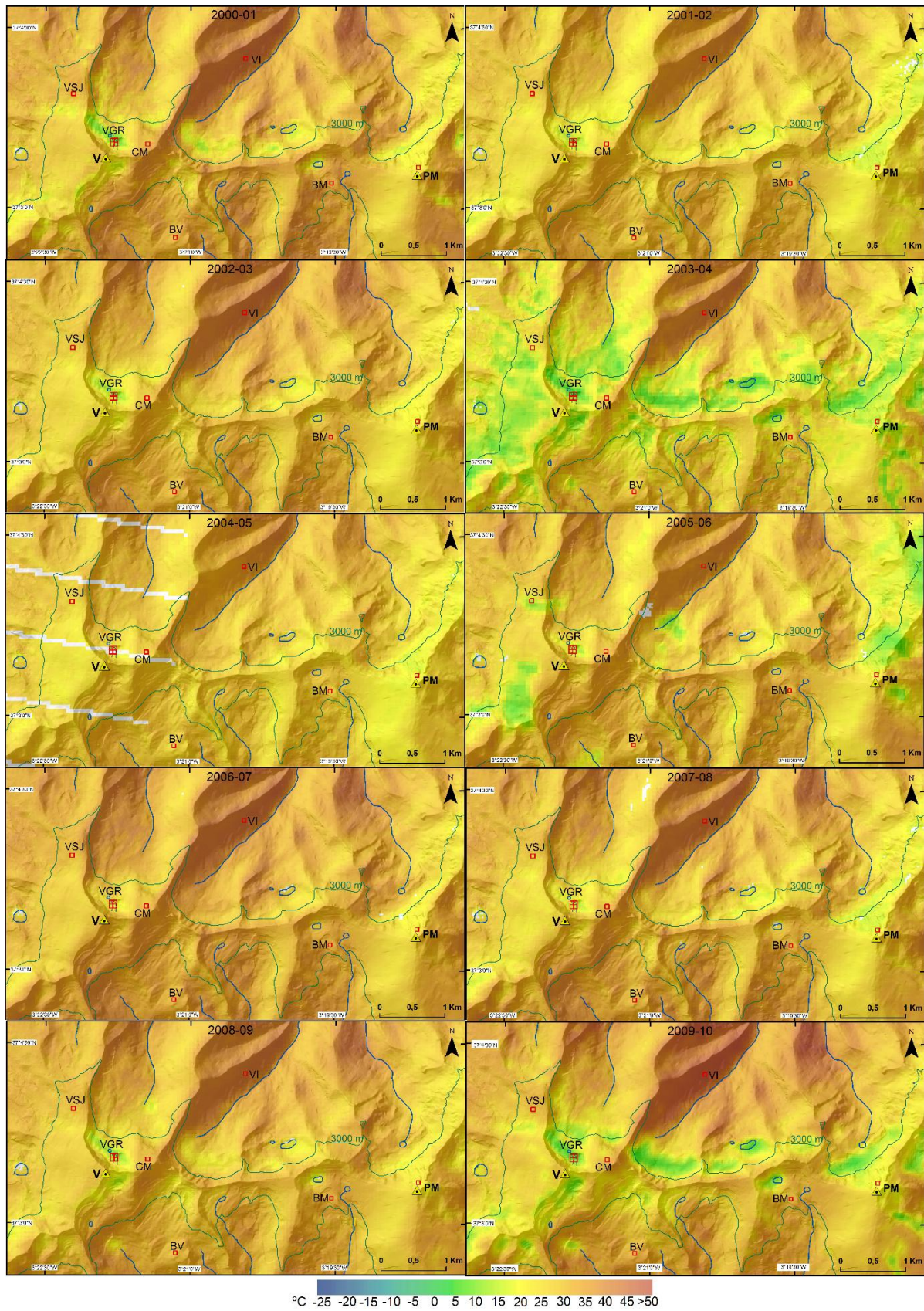


Fig. 6.27 $^{\circ}\text{C}^{\text{D}}$ – TST medias estacionales de verano entre 2000 y 2010. En el mapa relativo a 2005-06, los tonos verdes no simbolizan neveros, sino algunos núcleos de nubes presentes en la única imagen disponible para ese verano.

Cuando se analizan y discuten los datos referentes a la TST, es razonable suponer que su variación depende sobre todo del tipo de superficie en cuestión y de la cantidad de energía radiante que recibe. De este modo, cualquier cambio en el tipo de superficie analizada supondrá un cambio en la variación de la TST. Gruber, (2012) y Gubler *et al.*, (2011) menciona que las temperaturas superficiales en áreas de *permafrost* alpino presentan variaciones considerables en distancias reducidas dado que el ambiente alpino se caracteriza por una topografía contrastada, pendientes, elevaciones, propiedades del suelo, distribución de la nieve y flujos de energía superficiales. En Sierra Nevada, además de los factores relacionados con la topografía y con la presencia de *permafrost* discontinuo, el principal cambio que ocurre a nivel de las superficies es la presencia vs ausencia de nieve en el suelo, de acuerdo con las estaciones del año. Además, como ya se comentó la nieve es un elemento bastante distinto en sus características, sobre todo su albedo.

Tras el análisis del comportamiento térmico estacional de las cumbres de Sierra Nevada, se consideró oportuno averiguar que estaciones del año y que puntos de control presentan mayores amplitudes térmicas estacionales (Fig. 6.28). Estacionalmente la variabilidad térmica es mayor durante los periodos referentes a las primeras nevadas y a la fusión de la nieve, es decir las mayores amplitudes térmicas ocurren durante el otoño seguido de la primavera. Menores variaciones térmicas ocurren durante el invierno una vez que el manto nival cubre casi todas las superficies de las cumbres, y durante el verano, una vez que se da la fusión casi la total de la nieve (tabla 22 (Δ Máx.) y Fig. 6.28).

La figura 6.28 hace referencia a las amplitudes térmicas máximas estacionales para cada uno de los 7 puntos de control a lo largo de los 10 años hidrológicos analizados. Los puntos que se acercan más del centro de la imagen (puntos amarillos y azules) son los que presentan menores variaciones en las TST a lo largo de los años, mientras que aquellos otros que se alejan del centro de la imagen (puntos rojos y verdes) registran variaciones de mayor amplitud en las TST.

Como se muestra, es durante el otoño cuando las TST más varían (puntos rojos). Valdeinfierno es el lugar que mostró mayores contrastes, exhibiendo una amplitud máxima de 44.8 °C (Fig. 6.28 y tabla 22). Al situarse a una cota más baja que los demás puntos de control, son pocas las veces que se detecta la presencia de nieve durante el otoño. Tan solo ocurrió en los 2 años más húmedos (2002-03 y 2008-09) alcanzándose TST negativas, mientras que en los restantes años las TST no solo fueron positivas, sino elevadas dando origen a significativas amplitudes térmicas. En el extremo opuesto se encuentra el Pico del Mulhacén cuya amplitud máxima alcanzada durante el otoño fue de 29.2 °C (Fig. 6.28 y tabla 22). Además de presentar la cota más elevada de los 7 puntos de control, su exposición al

norte proporcionó una eficaz protección a la radiación solar directa durante gran parte del día, propiciando que la variación de las TST fuera menor en comparación con otros puntos.

Durante el invierno la presencia de la nieve, está asegurada en casi todos los puntos analizados, aunque que en lugares como Valdeinfierno (VI) y Barranco del Veleta (BV) pueda no registrarse de forma continua, dependiendo de qué años se trate (más secos o más húmedos). En todos los casos, se puede confirmar que las amplitudes térmicas invernales (puntos azules) bajan considerablemente para todos los puntos (Fig. 6.28), aunque Valdeinfierno (punto azul que más se aleja del centro) siga exhibiendo los mayores contrastes con 25.5 °C, dado la presencia discontinua de la nieve o su ausencia como sucedió en 2007-08 (tabla 22). Una vez más, el Pico del Mulhacén vuelve a ser el lugar con la menor amplitud térmica de invierno, con solo 10.6 °C.

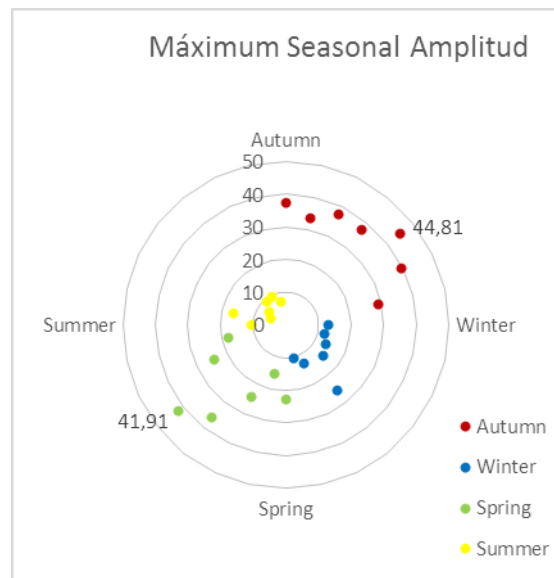


Fig. 6.28 – Máxima amplitud estacional de las TST en las cumbres de Sierra Nevada, entre 2000 y 2010.

Durante la primavera las amplitudes térmicas (puntos verdes) vuelven a incrementarse (Fig. 6.28), una vez que la nieve en el suelo pasa a ser más discontinua, con excepción del interior de Veleta (VGR) donde siempre estuvo presente en las primaveras de los 10 años hidrológicos (tabla 22). Por ese motivo, VGR fue el punto de control donde se registraron las amplitudes térmicas más bajas con tan solo 15.2 °C. Por otra parte, Valdeinfierno vuelve a ser el lugar que registra los contrastes más acusados, 41.9 °C.

Las amplitudes térmicas relativas al verano (puntos amarillos) son las más bajas de entre las 4 estaciones (Fig. 6.28). Curiosamente el lugar que evidencia los mayores contrastes térmicos durante el verano dejó de ser VI y pasó a ser Veleta – GR con valores máximos de

16.5 °C. Esto ocurre porque la nieve permaneció en el interior de este circo glaciar en 4 de los 10 veranos, mientras que en 5 veranos solo se identificaron manchas de ella al inicio del verano pero no al final. Durante el verano de 2004-05 se registró la total ausencia de nieve durante todo el periodo estival (tabla 22). La abundancia o escasez de la nieve en este lugar tan particular vuelve a confirmar el importante papel que desempeña en las TST.

El punto de control donde se registraron las amplitudes térmicas de verano más bajas pasó a ser el Cerro de los Machos con una variación de tan solo 5 °C a lo largo de los 10 veranos analizados. El Cerro de los Machos, al tratarse de una altiplanicie con elevada exposición solar, raramente registra la presencia de nieve durante el estío, y por ello las TST registradas dicen mucho respecto al substrato rocoso. El verano de 2003-04 fue una excepción en el que se ha podido identificar la presencia de nieve en CM durante el inicio del verano (tabla 22). Esta situación derivó de las nevadas tardías de la primavera de 2003-04.

A partir de los datos térmicos expuestos anteriormente (tabla 22) relativos a las cumbres occidentales de Sierra Nevada se han elaborado las respectivas rectas de regresión o líneas de tendencia para cada uno de los puntos de control y estación del año (Fig. 6.29). Cada gráfico presenta también el coeficiente de determinación (R^2) y en la tabla 22 se muestra la razón media de cambio (Sf – *Slope function*) de las TST para cada recta de regresión lineal.

Relativamente a los valores de Sf relativos a las TST de otoño y primavera hay que señalar su elevada heterogeneidad. Ésta es debida a la presencia simultánea del sustrato rocoso y de la cubierta nival. Mientras que en invierno y verano los valores de Sf suelen ser valores más homogéneos, pues dicen respecto a un solo tipo de cubierta, nieve o suelo desnudo, respectivamente, ocurriendo menores contrastes a nivel de la cobertura de las superficies.

Por otra parte, igual que en el capítulo 5 relativo a la cubierta nival, los R^2 referentes a las TST tan poco son elevados aunque de momento aún no se tenga determinado su significado estadístico. Como se señaló anteriormente, esto es debido a la elevada variabilidad de los resultados y a la corta duración temporal de los datos analizados. Sin embargo, no deja de ser interesante su análisis del que derivan importantes conclusiones. Así, Hall *et al.*, (2008a) señala que las tendencias positivas encontradas en las TST de Groenlandia también presentan un significado estadístico reducido y, que por cada año de datos que se añade, la tendencia es susceptible de cambiar. Además, como también ya se comentó para el caso de Sierra Nevada, la autora añade que el principal motivo de la falta de consistencia en las tendencias encontradas en Groenlandia está relacionada, con la elevada variabilidad interanual, sobre todo en los periodos de fusión y de ablación.

Capítulo 6. Determinación de la Temperatura de la Superficie Terrestre (TST)



Fig. 6.29 *^{CD} – Evolución de las TST estacionales de las cumbres para cada punto de control entre 2000 y 2010, respectivas rectas de regresión lineal y coeficientes de determinación (R²). Puntos de control: VSJ –Veleta –San Juan; VGR – Veleta-Glaciár Rocoso; CM – Cerro del Mulhacén; BV – Barranco del Veleta; VI – Valdeinfierno; BM – Barranco del Mulhacén y PM – Pico del Mulhacén.

De este modo, observando la figura 6.29 y empezando por el otoño se puede observar que las curvas de las TST de esta estación muestran una fuerte inflexión en el año 2002-03 y 2008-09, siendo debidas a nevadas otoñales excepcionales (Fig. 5.22). De igual forma, la aportación nival otoñal de los años 2005-06 y 2006-07 también se puede observar en las TST de otoño (Fig. 6.24), pero dependiendo de qué punto de control analizado la respectiva inflexión de la curva es más o menos pronunciada, dado que cuando las nevadas son

menores no afectan a todos los lugares de igual forma. Como es evidente, los picos térmicos son propios de los otoños más secos, con escasa presencia o ausencia de nieve.

En general, las rectas de regresión relativas a las TST de otoño muestran que entre 2000 y 2010 ocurrió un descenso térmico en las cumbres para todos los puntos de control analizados (Fig. 6.29). Como se puede observar, las líneas de tendencia relativas al otoño son las más pronunciadas de entre todos los gráficos. Sin embargo, aunque los respectivos coeficientes de determinación se presenten bajos, son igualmente los más elevados entre los R^2 de las 4 estaciones del año variando entre $R^2 = 0.13$ en el Barranco del Veleta y $R^2 = 0.28$ para Veleta - GR. De igual forma, los valores Sf de las TST (tabla 22) son también los más altos entre las 4 estaciones referidas y sugieren que las TST otoñales entre 2000 y 2010 bajaran entre -1.5 °C/año en CM y -2.1 °C/año en VI.

El decrecimiento de las TST otoñales entre 2000 y 2010 parece estar de acuerdo con la ligera tendencia del aumento (también con reducidos R^2) de la cubierta nival media de esa estación, observado en la figura 5.22.

La marcada tendencia para el descenso de la TST otoñales en las cumbres de la Sierra se encuentra directamente relacionada con la mayor abundancia nival en la segunda mitad del decenio analizado. Al observar la figura 5.21 y 5.22 se verifica que los 10 años analizados empiezan con dos otoños bastante secos (2000 y 2001) y terminan con un otoño muy húmedo (2008) y un otoño de nuevo seco (2009). Además, hasta 2005 solo ocurrió un pico nival correspondiente al año 2002 mientras que entre 2005-2010 ocurrieron dos picos nivales (2005 y 2008), por ello la recta de regresión nival tiende a aumentar mientras la recta de regresión térmica tiende a disminuir dado que la presencia de nieve, naturalmente, origina caída en las TST. Al mismo tiempo, como se ha comprobado en la cartografía térmica de las cumbres (Fig. 6.24), a partir del momento en que está la nieve presente en el suelo los cambios en las TST son bastante bruscos y así se justifican los elevados Sf otoñales.

Respecto al invierno, las curvas térmicas de las cumbres (Fig. 6.29) presentan menores variaciones que el otoño, con excepción de Valdeinfierno cuyos contrastes siguen siendo acentuados. Al contrario del otoño, durante el periodo estudiado las rectas de regresión de invierno no evidencian una tendencia clara y demarcada de las TST de las cumbres. De hecho, es la estación que presenta las líneas de tendencia más suavizadas. Los coeficientes de correlación son también los más bajos de las 4 estaciones del año.

De los 7 puntos analizados las rectas de regresión de invierno de VSJ y de PM no presentan ninguna tendencia y ambos coeficientes de correlación y razones de cambio se acercan a cero (tabla 22). VGR y BV presentan un decrecimiento en las TST invernales, aunque con R^2 muy bajos, 0.001 y 0.004, respectivamente, siendo el Sf igualmente reducido, con -0.05 °C/año para VGR y -0.09 °C/año para BV. Los demás puntos de control (orientado al sur y/o con fuerte exposición solar) presentan un incremento de las TST invernales, acompañado de un pequeño incremento de los R^2 y de los Sf . Así, Cerro de los Machos muestra una subida de las TST invernales del orden de los 0.19 °C/año ($R^2 = 0.019$), mientras que Valdeinfierno indica la subida de las TST más significativa, en torno a los 0.30 °C/año ($R^2 = 0.011$), seguido del Barranco del Mulhacén con $Sf = 0.27$ °C/año ($R^2 = 0.030$).

Las rectas de regresión, casi inexpresivas, de las TST invernales están en gran medida asociadas a la presencia generalizada de la nieve en la zona de cumbres. A pesar de la mencionada elevada variabilidad nival, en invierno la nieve se presenta de forma más continua tanto en el espacio como en el tiempo. Por ello, en la figura 5.23 la recta de regresión nival también se presenta muy indiferente, aunque en la tabla 9 la razón de cambio de la cubierta nival se presente sutilmente negativo ($Sf = -0.09$ km²/año). En el total de los 14 años hidrológicos analizados la pérdida total de superficie nival en invierno (*Total change*) fue de -1.4 km² para toda Sierra Nevada. Es evidente que en invierno las áreas que primero tienden a perder nieve se sitúan en las cotas más bajas y en los lugares más expuestos a la radiación. Recuérdese el caso de Valdeinfierno que al situarse en la cota de los 2500 m fue el lugar que presentó el mayor incremento de las TST al largo de los 10 años analizados ($Sf = 0.30$ °C/año).

En primavera las curvas de las TST de las cumbres (Fig. 6.29) vuelven a presentar mayores variaciones. La retirada temprana de la nieve de determinados áreas más expuestas provoca la subida rápida de las TST como en BV y VI, mientras que los lugares más abrigados la fusión de la nieve y aumento de las TST se produce de forma más gradual como en VGR y PM. Así, las tendencias térmicas expresadas por las rectas de regresión de la primavera (Fig. 6.29) surgen de forma más definida que las de invierno pero también con diferencias entre los 7 puntos de control analizados. Los R^2 siguen siendo muy bajos, siempre por debajo del valor 0.1, pero las razones de cambio (Sf) de las TST asumen mayor importancia con relación a los registrados durante el invierno. De este modo, 5 de los 7 lugares examinados presentaron un decrecimiento de las TST entre 2000 y 2010, variando entre -0.07 °C/año en PM y -0.54 °C/año en BV y en BM (tabla 22). Veleta - GR y Valdeinfierno fueron los únicos lugares que presentaron una subida de las TST primaverales durante el decenio estudiado. La recta de regresión de VGR es más suave y las TST aumentaron a una razón de 0.09 °C/año mientras

que Valdeinfierno mostró una subida de las TST de primavera más elevada, 1.32 °C/año, siendo la recta de regresión mucho más pronunciada que la de VGR.

En el caso del incremento de las TST relativas a Veleta - GR hay que remarcar que se ha podido identificar la presencia de nieve en el interior del circo glaciar en todas las primaveras de los 10 años. Sin embargo, como se puede verificar en la tabla 22 la superficie de la nieve presentaba TST más bajas en los primeros 4 años de la serie (en media -4.67 °C) frente a los últimos 5 años (en media -2.22 °C), justificándose el aumento de las TST primaverales en este punto. Este aumento en la segunda mitad del decenio podría haber estado relacionado con la fusión temprana de la nieve en el interior del circo glaciar en las primaveras entre 2005 y 2007 (tabla 9, capítulo 5). Recuérdese del caso de la gran nevada primaveral registrada en la imagen de satélite de marzo de 2005 que superó los 1400 km² (Fig. 5.32), superando además el promedio del invierno de ese año, y que en el mes de mayo de 2005 solo quedaba de ella 1.7 km² (Fig. 5.34).

Acerca de la fuerte subida de las TST primaverales registradas en Valdeinfierno (Fig. 6.29), igualmente que en VGR, también se verificaron TST inferiores en los primeros 5 años con respecto a los últimos años del decenio. Pues las nevadas primaverales de 2002-03 y 2003-04 que alcanzaron Valdeinfierno supusieron un registro térmico más bajo para este punto. Mientras que posteriormente al año 2004-05 las TST tendieron a aumentar registrándose en 2007-08 (año más seco) el valor máximo de 41.22 °C (tabla 22).

Cuando observamos la recta de regresión nival relativa a la primavera (Fig. 5.24) se observa la tendencia para una fuerte reducción de la cubierta nival en Sierra Nevada a lo largo de los 14 años analizados, siendo la estación que mostró el decrecimiento de la cubierta nival más acentuado, presentando una disminución de cerca de -12.35 km²/año, y una pérdida total superior a 160 km² en los 14 años hidrológicos (Tabla 9). Ante este escenario sería de suponer un intenso incremento de las respectivas TST, sin embargo esto solo fue visible en algunos puntos específicos, como por ejemplo Valdeinfierno. Se comprueba una vez más que cuando se retira la nieve, el proceso afecta, en primer lugar, las cotas inferiores de la Sierra, como sería de esperar, por lo que el proceso no se refleja de inmediato en las TST de las cumbres. Esto podría estar relacionado con el elevado número de ciclos de hielo y deshielo que ocurren a nivel del suelo durante la primavera en Sierra Nevada, tras la fusión de la nieve (Salvador *et al.*, 2011a). Andrés *et al.*, (2007) también ha destacado circunstancias similares en la Sierra de Guadarrama (España) detectando más de 100 ciclos de hielo-deshielo al año cuando el suelo no está cubierto de nieve, mientras que en áreas con un espeso manto nival se registró solamente 1 ciclo de hielo-deshielo.

Aunque el efecto de la fuerte reducción de la cubierta nival de primavera pasa de forma desapercibida en la mayor parte de las TST primaverales, esta reducción vendría a manifestarse en las TST de verano, principalmente a nivel de las cumbres. En la figura 6.29 se pueden observar las rectas de regresión relativas a las TST de verano. Todas las rectas indican que ocurrió una subida de las TST estivales para todos los puntos de control considerados. Sin embargo, los coeficientes de determinación siguen muy bajos aunque después de los R^2 de otoño, los R^2 de verano son los segundos más elevados de las 4 estaciones, variando entre $R^2 = 0.002$ en BM y $R^2 = 0.202$ en CM.

De entre los 7 puntos de control BM, PM y VGR son los lugares que presentan menor razón de cambio de las TST entre 2000 y 2010. El Barranco del Mulhacén registró la subida menos significativa de 0.05 °C/año. Mientras que el Pico del Mulhacén y Veleta - GR registraron un ascenso de las TST de verano del orden de los 0.13 °C/año y 0.19 °C/año, respectivamente (Tabla 22). En el extremo opuesto están VSJ, CM y BV que exhibiendo mayor exposición solar muestran una subida de las TST de verano en torno a los 0.28 °C/año. Como era de esperar Valdeinfierno presenta la mayor subida de las TST de verano con 0.33 °C/año.

Sin embargo, de todos los lugares analizados, VGR es el que presenta mayores variaciones en las TST (16.5 °C) (Tabla 22), confirmando que la excepcional presencia de nieve en algunos veranos produce cambios significativos en las TST medidas a lo largo del decenio 2000-2010.

Por otra parte, cuando observamos la figura 5.25 relativa a la evolución de la cubierta nival durante el verano se puede observar, durante los 14 años hidrológicos analizados, una tendencia de incremento del área ocupada por la nieve (1.4 km²/año, tabla 9), y que esta obviamente se localiza en las cumbres durante el verano. Cuando se observa el respectivo gráfico es posible verificar que esa mayor presencia de nieve durante el periodo estival ocurre en los últimos 5 años de la serie, es decir después de 2010, mientras que las TST se han analizado hasta 2010. En el futuro, se deberían analizar las TST posteriores a 2010, pues es factible que se observe una mayor relación entre las rectas de regresión de la cubierta nival y de las TST, y esto deberá ser válido tanto para el verano como para las restantes estaciones del año.

Finalmente, cabría discutir las elevadas TST relativas a la superficie de la nieve Veleta – Glaciar Rocosó durante el estío (tabla 22). En 9 de los 10 veranos analizados se ha identificado nieve en el interior de este circo glaciar por lo menos al inicio del periodo estival. Solamente en el verano de 2004-05 (Fig. 5.25) el Corral del Veleta se encontraba

completamente libre de nieve y de los 10 años estudiados fue cuando VGR presentó la TST más elevada (24.6 °C).

De los 9 veranos en que se detectó nieve en el fondo del circo durante el verano, solo en 2 (2000-01 y 2009-10) persistió durante todo el periodo estival y hasta entrado el otoño siguiente. Durante esos dos años en los que se acumularon paquetes de nieve de mayor espesor las TST de la superficie de la nieve alcanzaron 10.6° y 9.4 °C, respectivamente (tabla 22 y Fig. 5.14). La TST mínima sobre la nieve ocurrió en 2003-04 registrando 8.2 °C y las máximas en 2008-09 con 13.1 °C. En cualquier caso, tanto las TST mínimas como las máximas de la nieve exhiben valores considerables para la nieve.

Es sabido que la formación de la nieve depende de la isoterma de los 0 °C. Así, cuando las temperaturas del aire superan los 0 °C y una determinada superficie (píxel) cubierta por nieve o hielo presenta una TST ≥ 0 °C se asume que se encuentra en estado de fusión (Oesch *et al.*, 2002; Andrés *et al.*, 2007; Hall *et al.*, 2008a; Senese *et al.*, 2014; You *et al.*, 2014).

No obstante, Oesch *et al.*, (2002) se refiere que el hecho de que una determinada superficie de nieve entre en fusión no significa que todo el paquete sufra fusión, esto solo ocurre cuando se trata de una capa de nieve relativamente fina. Cuando el paquete de nieve es más espeso parte del agua líquida procedente de la fusión superficial que ocurre durante el día, se infiltra en el paquete y vuelve a helarse durante la noche, dando origen a los ya mencionados ciclos de hielo y deshielo. Las temperaturas de superficie positivas detectadas obedecen a la hora de paso del satélite (± 10.38 a.m.) cuando la superficie de la nieve ya se encuentra en proceso de fusión, cabiendo suponer que las TST son relativas a la fracción líquida existente sobre la nieve.

Tras las numerosas campañas de campo que se vienen realizando en verano en Sierra Nevada se pudo observar que bajo la fuerte insolación estival característica de las latitudes mediterráneas, la superficie de la nieve que se encuentra en las cimas presenta algún grado de fusión (algunos veranos en estado más avanzado que otros). También Oesch *et al.*, (2002) en sus estudios en la región de los Alpes y Hall *et al.*, (2008a) en Groenlandia, se refieren a la presencia de agua en estado líquido como una de las causas para que coexistan píxeles formados simultáneamente por superficies heladas/nevadas con TST = 0 °C y superficies en fusión con TST > 0 °C. Adicionalmente píxeles formados simultáneamente por nieve y substrato rocoso o suelo también están en el origen de TST superiores a 0 °C. Además, la señal radiativa proveniente de otras superficies que no sea nieve contribuye significativamente para la emisión de la nieve (Oesch *et al.*, 2002) lo que en ambientes de

montaña es más susceptible de ocurrir durante verano e inicios de otoño hasta que la nueva temporada de nieve empiece.

Así, una vez que la nieve se encuentre sujeta a los procesos metamórficos asociados a su fusión sufre una serie de cambios estructurales que le confieren diferentes características de la nieve fresca. Los ciclos de hielo-deshielo así como la reducción de la fracción de aire en el interior de la nieve llevan a la densificación del paquete tornándolo más compacto.

Además, en el caso de Sierra Nevada los neveros que subsisten al paso del verano se encuentran normalmente abrigados en el interior de circos glaciares, las capas más superficiales de nieve tienden a presentar una capa de sedimentos provenientes de las paredes rocosas en su entorno (Fig. 6.30, fotografía izquierda). Estos sedimentos facilitan la absorción de la energía incidente más que la reflexión de la misma, fomentando el aumento de las temperaturas superficiales de la nieve detectadas por el sensor del satélite.

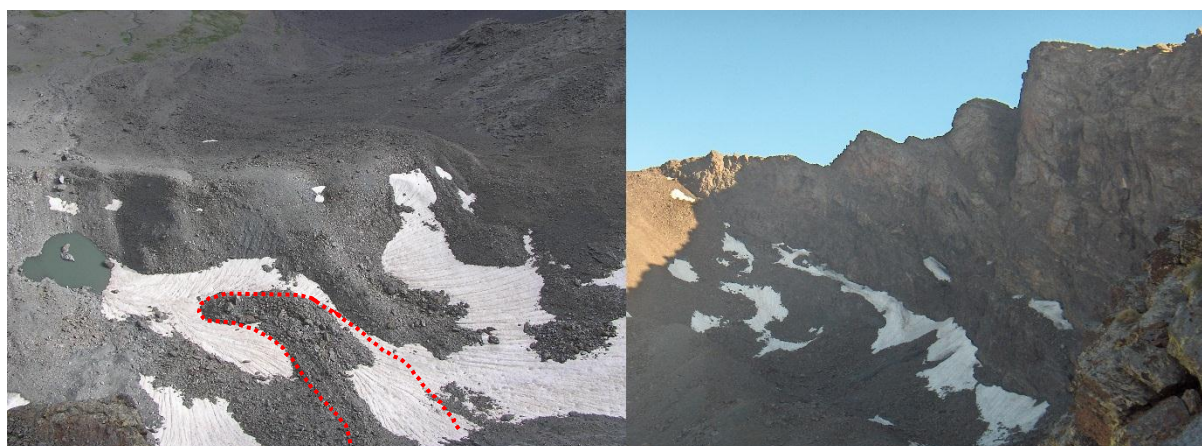


Fig. 6.30 – Neveros de fusión tardía en el interior del circo glaciar del Veleta a finales de agosto de 2004 y 2009 respectivamente. La fotografía de la izquierda está tomada del Pico del Veleta visible en la fotografía de la derecha. En ninguno de estos dos años la nieve persistió todo el verano sobre el área del glaciar rocoso, señalado a rojo en la fotografía de la izquierda.

En las fotografías de la figura 6.30 se muestran los neveros de fusión tardía en el interior del Corral del Veleta al final de los veranos, 2003-04 y 2008-09. Las fotografías son ejemplificativas del final del verano, aunque sus fechas de captura no son coincidentes con las fechas para las cuales se dispone de imágenes de satélite que han proporcionado los datos térmicos. Por ello, en la cartografía térmica de verano (Fig. 6.27) de los años mencionados aún es posible observar más cantidad de nieve (tonos verdes) que la que se observa en las fotografías de la figura 6.30. En el caso particular del verano de 2004, la fotografía es referente a finales de agosto, mientras los datos térmicos (Fig. 6.27 y tabla 22)

son una media térmica estival obtenida a partir de las imágenes de satélite de los días 23 de junio, 09 de julio y 26 de agosto de 2004.

Por las circunstancias descritas parecen razonables las TST encontradas sobre los neveros de fusión tardía de la Sierra y que, mismo alcanzando dichas temperaturas de superficie, algunos de los neveros hayan podido subsistir el verano y enlazar con las nieves invernales. Esto solo sucedió en el verano de 2001 y 2010 (marcados con ** en la tabla 22) cuando el espesor del paquete nival fue muy considerable. Este tipo de neveros (Fig. 5.14) resultan infrecuentes, pues en la mayor parte de los años los neveros son de menores dimensiones y espesor y tienden a desaparecer a finales del verano.

6.4.5. Temperaturas de Superficie, Cubierta Nival y Dinámica Periglacial

En este momento se analiza de qué modo la cubierta nival y las TST han estado vinculadas y siguen condicionando la actual dinámica periglacial en las cumbres de Sierra Nevada.

El último informe de síntesis del IPCC de 2014 señala que: *“En la mayor parte de las regiones del hemisferio norte, las temperaturas del permafrost han aumentado desde el inicio de los años 80, con la reducción de su espesor y de su extensión en algunas regiones. El incremento de las temperaturas del permafrost ha ocurrido como respuesta al incremento de las temperaturas de superficie y a los cambios en la cubierta nival. (hc¹⁰)”* “En las latitudes nórdicas se proyecta que el permafrost más contiguo a la superficie pierda hasta 37% de su extensión dado el aumento de la temperatura de superficie global (mc¹¹).”

Son muy diversos los estudios que vienen abordando esta temática desde diferentes perspectivas. Unos, relativos al incremento de las temperaturas del permafrost y su régimen térmico, sobre todo, en la Antártica (Nelson, 2010; Vieira, 2010; Ramos *et al.*, 2010; Jiménez *et al.*, 2015), en los Alpes (Gruber *et al.*, 2012; Gubler *et al.*, 2011; Boeckli *et al.*, 2012a, 2012b; Schneider *et al.*, 2012), en Escandinavia (Kääb *et al.*, 2007a); Weismüller *et al.*, 2011; Hipp *et al.*, 2012; Oliva *et al.*, 2012a; Westermann *et al.*, 2013), etc. Otros estudios resaltan el efecto de la T° del aire, de la precipitación y de la presencia de la nieve en el régimen térmico del suelo (Trindade *et al.*, 2010; Gadek *et al.*, 2010; Iwata *et al.*, 2011; Bonnaventure *et al.*, 2013; Gishnås *et al.*, 2014). También otros grupos de estudio vienen a dedicarse al estudio de la dinámica de glaciares rocosos y su relación con la TST y la T° del aire (Haeberli *et al.*, 2006; Kääb *et al.*, 2007b; Brenning *et al.*, 2012; Liu *et al.*, 2013).

¹⁰ hc – High confidence (IPCC 2014 – Synthesis Report)

¹¹ mc – Medium confidence (IPCC 2014 – Synthesis Report)

Por lo que respecta a los ambientes periglaciares de nuestras latitudes también son numerosos los estudios que se vienen publicando sobre estas cuestiones, centrando especial atención, en las montañas de la Península Ibérica, con dominio de regímenes climáticos fríos (sobre todo, T° del aire y del suelo y nieve) y predominancia de procesos morfogenéticos periglaciares con repercusión en el medio biofísico. Las áreas preferentes de estudio son los niveles de cumbres, en particular los medios supraforestales mayoritariamente del Pirineo, Aneto-Posets-Maladeta (Chueca *et al.*, 2010a, 2010b; González *et al.*, 2012, 2015; Pérez Sánchez *et al.*, 2015; Sanjosé *et al.*, 2012a); Picos de Europa (Serrano *et al.*, 2010; Gómez Lende *et al.*, 2012; Ruiz Fernández *et al.*, 2015); Macizos gallegos, Ancares-Xistral (Santos-González *et al.*, 2009; Frochoso *et al.*, 2012; Pellitero *et al.*, 2012; Carrera y Valcárcel, 2003; Valcárcel *et al.*, 2012); Sistema Central, Guadarrama-Peñalara (Palacios *et al.*, 1997, 2004b; Andrés *et al.*, 2007, 2010); y evidentemente Sierra Nevada, Veleta-Mulhacén, cuyos trabajos se despliegan más detalladamente a continuación.

Por lo que respecta a Sierra Nevada también se pueden enumerar estudios de gran interés. Como se mencionó en el capítulo introductorio, sus cumbres estuvieron afectadas por la variabilidad climática cuaternaria, y recientemente por la Pequeña Edad del Hielo (PEH) ambos periodos caracterizados por ambientes glaciares y periglaciares. Con todo, la llegada del Holoceno en la Sierra supuso un cambio significativo en las condiciones climáticas (Oliva *et al.*, 2015) y actualmente solo persisten procesos periglaciares activos y las respectivas formas de modelado que se observan por encima de los 2600 m y 2750 m (vertientes norte y sur, respectivamente). La morfodinámica imperante exhibe una relación de dependencia estrecha con las condiciones climáticas actuales, en particular con la nieve, aguas de fusión, hielo en el suelo, régimen térmico, viento, etc. La eficacia del periglacialismo en Sierra Nevada está asociado al binomio del sustrato rocoso debilitado por la acción mecánica de masas heladas cuaternarias y las condiciones climáticas actuales, propicias a la formación de procesos fríos (Gómez Ortiz *et al.*, 2011).

Como ya fue mencionado anteriormente, el conocimiento de la morfodinámica actual de los procesos periglaciares en Sierra Nevada viene siendo conducido a partir del grupo de investigación *Paisatge i Paleoambients a la Muntanya Mediterrània* (IP. Dr. Antonio Gómez Ortiz) en colaboración con otros grupos de investigación nacionales. Son varios los investigadores que se vienen dedicando al tema del periglacialismo en sector y a los factores inherentes a su dinámica. Salvador *et al.*, (2010a, 2010b, 2011a, 2011b, y 2015), viene monitorizando el comportamiento térmico de la capa activa que se sobrepone al glaciar rocoso del Corral del Veleta, donde se detectó la existencia de *permafrost* residual, atribuyendo a la presencia y duración de la nieve un papel determinante en el comportamiento térmico del suelo; además también viene estudiando el origen y evolución

de los suelo estructurales existentes en la altiplanicie del Cerro de los Machos (Salvador *et al.*, 2012). Resaltan igualmente los procesos de soliflucción en medios con neveros de fusión tardía (borreguiles). La monitorización en diferentes lóbulos revelan que la soliflucción en Sierra Nevada es un proceso periglacial de reducida efectividad, estando fuertemente relacionado con la fusión nival, adquiriendo mayor dinamismo los años en que se registra mayor abundancia de nieve, sobre todo durante el periodo cálido, como en 2008-09, 2009-10 y 2010-11 (Oliva *et al.*, 2010, 2011 y 2012b), igual que hemos verificando a través de las imágenes de satélite (cap. 5). También destaca la monitorización del incipiente glaciar rocoso del Corral del Veleta, cuyos controles anuales, a partir de técnicas geomáticas, han mostrado débil dinamismo y tendencia a la estabilización (Salvà *et al.*, 2010; Sanjosé *et al.*, 2012b). Igualmente interesa destacar la relación que se establece entre la estabilidad de los taludes detríticos en los circos y el manto nival, temperatura del suelo y *permafrost* (Palacios *et al.*, 2004c). Al respecto Tanarro *et al.*, (2010, 2012), han puesto de relieve la importancia de la permanencia del manto nival en la estabilidad de los taludes, pues su fusión y posterior desaparición supone el inicio de procesos solifluídales por pérdida de cohesión y posterior desestabilización del material clástico subyacente.

En el capítulo 2 se presentó el antiguo circo glaciar del Corral del Veleta como un enclave singular de Sierra Nevada donde la dinámica periglacial actual se viene estudiando con gran interés desde 1989, y monitorizando desde 1995. Su orientación, características morfoestructurales y condiciones climáticas han permitido que en la base del Corral del Veleta, en su sector oriental, perdurasen hasta los días de hoy, hielo glaciar relicto de la PEH y *permafrost*, bajo paquetes de rocas, identificados en 1999 (Gómez Ortiz *et al.*, 1999 y Ramos *et al.*, 2001, 2002). De estos cuerpos helados fue extraído un testigo tras perforar la capa activa del glaciar rocoso situado entre la laguna del Corral y el declive del Cerro de los Machos. La monitorización térmica y mecánica (desplazamientos verticales y planares), la evaluación del manto nival y del estado físico de este glaciar rocoso, han venido a mostrar una degradación continuada del hielo glaciar relicto y *permafrost* subyacentes, como respuesta a la variabilidad térmica de la capa activa a lo largo del año, muy dependiente de la presencia de la nieve en el suelo, sobre todo, durante el verano y T° del aire, particularmente, durante los periodos pre y postnavales (Gómez Ortiz *et al.*, 2008a, 2015).

Finalmente corresponde inquirir sobre el interés y utilidad del uso imágenes de satélite para el análisis de la dinámica periglacial en Sierra Nevada, en este caso particular como fuente de datos complementaria a aquellos otros de campo. Al respecto, Santos *et al.*, 2010a, 2010b, 2012) presentan los resultados preliminares de la aplicación y selección de métodos de teledetección para delimitar la extensión de la cubierta nival y estimar las temperaturas de superficie (TST) en Sierra Nevada, para el periodo de un año hidrológico (2007-08). De

estos estudios previos se han depurado los métodos más adecuados para ser aplicados al estudio de las más de 160 imágenes de satélite relativas a los 14 años hidrológicos que se han analizado en esta tesis.

De este modo, se compararan los resultados relativos a la cubierta nival estival y a sus respectivas TST con los movimientos horizontales y verticales del glaciar rocoso del Veleta ya citado. El objetivo es confirmar si los datos satelitales referentes a la cubierta nival y las TST están vinculados a la dinámica periglacial de este glaciar rocoso.

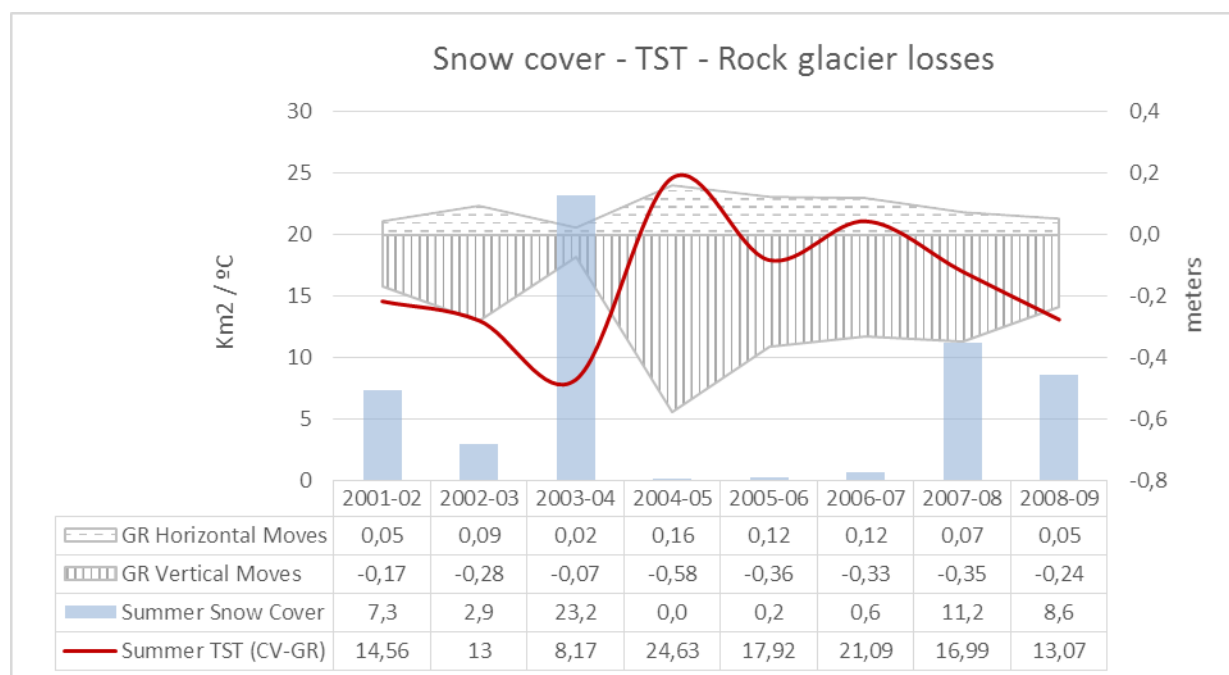


Fig. 6.31 – Relación entre la cubierta nival, las TST estivales y la dinámica del glaciar rocoso del Corral del Veleta (2001-09).
Fuente: Datos sobre el glaciar rocoso del Veleta (Sanjosé *et al.*, 2007a, 2007b; 2012b; Gómez Ortiz *et al.*, 2014)

La figura 6.31 pone en evidencia la evolución de las 4 variables analizadas a lo largo de 8 años hidrológicos (2001-09) haciéndose coincidir en el tiempo los datos satelitales y los de campo ya obtenidos (Sanjosé *et al.*, 2007a, 2007b, 2012b; Salvà *et al.*, 2010). A continuación se describen las principales relaciones encontradas:

- Los veranos con superficies de nieve más extensas presentan las TST medias más bajas (aunque positivas debido al estado de fusión de la nieve y a los ciclos de hielo-deshielo) siendo los movimientos del glaciar rocoso los más reducidos. El ejemplo más evidente ocurrió en 2003-04, verano en que se registró la mayor extensión nival (> 20 km²), las TST medias sobre el glaciar rocoso más bajas (8.17 °C) y los desplazamientos tanto horizontales como verticales del glaciar más muy reducidos (<10 cm/año).

- En el extremo opuesto se encuentran los años cuya cubierta nival era casi inexistente o muy reducida como sucedido en 2004-05, 2005-06 y 2006-07. Asociado a ello las TST medias fueron las más elevadas de los 8 años analizados, especialmente en 2004-05, alcanzado 24.63 °C. De este modo, estos 3 años presentan los mayores desplazamientos horizontales (entre 12 a 16 cm/año) y también los mayores valores de subsidencia vertical (entre -33 y -58 cm/año).
- Por fin, cabría mencionar que con excepción del año 2003-04, cuya cubierta nival era relativamente abundante como para minimizar tanto los movimientos horizontales y de subsidencia del glaciar rocoso, los restantes años siempre han presentado desplazamientos verticales más significativos que los horizontales tal como mencionó Sanjosé *et al.*, (2012b). A través de la figura 6.31, se verifica que mismo en los años cuyos desplazamiento horizontales son mínimos ocurren significativos movimientos verticales, como en los años 2001-02, 2002-03, 2003-04, 2007-08 y 2008-09. Lo que viene a confirmar la degradación que viene sufriendo los cuerpos helados subyacentes (Gómez Ortiz *et al.*, 2014).

A partir de las situaciones descritas resulta evidente que la evolución del glaciar rocoso del Corral del Veleta sugiere una fuerte dependencia del comportamiento nival y térmico, como ya había sido comentado anteriormente. Además, se puede añadir que los resultados obtenidos a partir de datos satelitales, a través de las imágenes Landsat, muestran una fuerte relación con los datos recogidos en el campo y que juntos resultan excelentes indicadores de la morfodinámica periglacial que predomina actualmente en las cumbres de Sierra Nevada.

7. CONCLUSIONES

“Le petit prince fit l’ascension d’une haute montagne.
Les seules montagnes qu’il eût jamais connues étaient
les trois volcans qui lui arrivaient au genou.

- *D’une montagne haute comme celle-ci,
J’apercevrai d’un coup toute la planète et tous les hommes...*
- Mais il n’aperçut rien que des aiguilles de roc bien aiguisées.
- *Bonjour*, dit-il à tout hasard.
 - *Bonjour... bonjour... bonjour...* répondit l’écho.
 - *Qui êtes-vous ?* dit le petit prince.
 - *Qui êtes-vous... qui êtes-vous... qui êtes-vous...* répondit l’écho.
- *Quelle drôle de planète! Elle est toute sèche, et toute pointue et toute salée.
Et les hommes manquent d’imagination. Ils répètent ce qu’on leur dit...”*

Antoine de Saint-Exupéry

En este capítulo se resumen los aspectos más relevantes de la investigación desarrollada en Sierra Nevada. A largo de esta tesis se ha abordado sumariamente el contexto de la actual variabilidad climática y la forma diferenciada como esta afecta a las diferentes regiones del planeta, prestando atención al macizo de Sierra Nevada (Península Ibérica), que ha sido nuestro ámbito de estudio. A continuación se presentan brevemente las hipótesis de trabajo anunciadas inicialmente en la introducción y cuya validación ha sido discutida a través de los resultados analizados en los capítulos anteriores. Posteriormente también se presentan algunas consideraciones finales respecto algunos de los objetivos del trabajo.

- ***El comportamiento de la cubierta nival y de la temperatura de superficie en Sierra Nevada está afectado por la reciente variabilidad climática.***

Al largo de esta tesis se han enumerado diversos autores que ratifican la fuerte contribución de la reciente variabilidad climática en los cambios que se vienen observando en los sistemas naturales terrestres en las últimas décadas y, Sierra Nevada, no es excepción. Dependiendo de qué lugar de la Tierra se analice las respuestas de los diferentes sistemas naturales pueden ser muy diversas: la fusión temprana de las masas heladas, aumento de las temperaturas a diferentes niveles, incremento del nivel del mar en determinadas regiones del planeta, cambios en las comunidades vegetales y animales y su distribución, etc.

Los ambientes de montaña responden fuertemente a las fluctuaciones climáticas, por ejemplo, el incremento de las temperaturas del aire del siglo XX en los Alpes fue dos veces superior al incremento medio a escala global (Brunetti *et al.*, 2006). Además, el estudio de los pequeños glaciares y cuerpos de hielo marginal es hoy un campo de investigación de creciente interés, pues proporciona información sobre los cambios del medio glaciar, periglacial y nival. Los procesos implicados en tales cambios son indicadores sensibles del cambio ambiental y las fluctuaciones del clima (Serrano *et al.*, 2010; Kääb *et al.*, 2007a). Inserida en el contexto de los estudios criosféricos, esta tesis se ha ocupado del análisis de la variación la cubierta nival y de las TST en un ámbito muy concreto, Sierra Nevada. Este ámbito montañoso está ubicado en un macizo mediterráneo que es particularmente sensible a la variabilidad del clima, inclusive en más aspectos que no se han podido comentar en este trabajo por una cuestión de tiempo.

Así, esta montaña mediterránea manifiesta señales de la influencia de la actual variabilidad climática, tanto en el ámbito de la extensión nival y de las temperaturas del aire, las temperaturas máximas de las cotas bajas (Pérez-Luque *et al.*, 2015), las temperaturas

mínimas en cotas más elevadas (a partir de los 2500 m), así como también en las TST como hemos podido constatar a partir de los resultados analizados con anterioridad. Con respecto a los impactos causados a nivel de los regímenes hídricos, de la vegetación, de los suelos, así como de algunas especies de animales propias de la Sierra se pueden consultar las diversas aportaciones de los múltiples autores que dedican sus estudios a los diferentes ámbitos de la Sierra en Zamora *et al.*, (2015).

- ***El análisis de una serie de datos de 14 años hidrológicos a partir de imágenes de satélite puede ilustrar la sensibilidad de estos dos parámetros (nieve y temperatura) a la variabilidad climática actual.***

De acuerdo con el informe síntesis más reciente del IPCC (2014), las bases de datos relativamente cortas utilizadas para análisis temporales, en general, no revelan las tendencias climáticas a largo término, debido a su escasa representatividad. Es por ello, que los estudios climáticos demandan periodos de observación largos (a partir de 30 años) para asegurar la representatividad estadística de los datos y su análisis. Desafortunadamente, dependiendo de la ubicación de la área de estudio, las series de datos analizadas no siempre suelen cumplir con este requisito temporal, debido a la escasez o discontinuidad de los datos disponibles. Sin embargo, los datos satelitales y respectivos resultados logrados en esta investigación, aunque relativos a un periodo de tiempo estadísticamente corto, se consideran ilustrativos de la sensibilidad de la cubierta nival y la TST en Sierra Nevada a la presente variabilidad climática y han sido interpretados como testimonio de la misma.

Además, los resultados obtenidos en este trabajo demuestran una elevada variabilidad que también se correlaciona con los resultados obtenidos en otros estudios paralelos (Gómez-Ortiz *et al.*, 2008a y 2015; Salvador *et al.*, 2010a y 2015; Salvà *et al.*, 2010) que se vienen haciendo en Sierra Nevada. Esta acentuada variabilidad de la cubierta nival detectada en los 14 años de datos analizados, no se encuentra relacionada únicamente con las fluctuaciones térmicas actuales. Aunque afectada directamente por las temperaturas, la cubierta nival es ante todo condicionada por la variabilidad de las precipitaciones. La precipitación desempeña un papel importante en la cantidad de nieve acumulada durante el periodo frío, y a su vez el régimen térmico atmosférico determina la dinámica nival, permitiendo su acumulación o desencadenando su fusión.

Los escenarios analizados en el IPPC-SR (2014) apuntan también a importantes cambios en la distribución y abundancia de las precipitaciones en la región mediterránea. Sugiere que la

precipitación en el mediterráneo ha disminuido entre 1951 y 2010 y las proyecciones futuras apuntan para tendencias igualmente decrecientes. También Pérez-Luque *et al.*, (2015) señala que la tendencia de la precipitación en la región de Sierra Nevada es negativa afectando de forma distinta las zonas orientales y occidentales de la Sierra. Cuando se analizaron los datos de precipitación relativos a Granada, no se ha podido observar este escenario. Es posible que las diferencias encontradas en las rectas de regresión sean debidas al periodo estudiado, en el caso de Granada más corto (14 años) que en el estudio de Pérez-Luque (50 años) y en los estudios del IPCC-SR-2014 (59 años), contribuyendo posiblemente a diferentes líneas de tendencia encontradas.

A ese respecto se remarca la dificultad de extrapolar los valores no sólo de la precipitación pero también de la temperatura del aire de Granada a Sierra Nevada. Con excepción de las posibles olas de frío o calor de gran amplitud, que normalmente afectan a regiones extensas, y que inclusive pueden verse sus efectos en altitud, las extrapolaciones de datos de un ambiente al otro resultan difíciles, especialmente cuando se trata de una área llana y un sistema montañoso. De esta forma, se piensa que los coeficientes de correlación entre la evolución del manto nival y las T° del aire podrían presentarse más consistentes en el caso de poderse utilizar más datos meteorológicos fiables de estaciones de montaña.

Por otra parte, es de esperar que el hecho de añadir más imágenes en el análisis temporal, con anterioridad a 2000 y posteriores a 2014, las tendencias aquí expuestas presenten correlaciones más robustas y mejores comportamientos explicativos. A ese respecto, Carturan *et al.*, (2015) menciona que cuanto más largas son las series estudiadas más negativas son las tendencias de los balances anuales de los glaciares.

❖ ***Evaluar la validez de la información obtenida a partir de las imágenes de satélite, y del tratamiento sistemático de los datos***

Los resultados obtenidos en esta tesis mediante la aplicación de técnicas de teledetección y SIG resultaron muy satisfactorios en el contexto de la investigación desarrollada para Sierra Nevada. Actualmente, abordar la dinámica de la temperatura de la superficie y de la cubierta nival a escala regional no es una tarea factible sin el soporte de este tipo de información digital. Con respecto al tratamiento digital a que se tienen que someter las imágenes de satélite analizadas, cabría mencionar que el procedimiento inherente a las bandas ópticas de Landsat es relativamente más sencillo que el aplicado a la banda térmica, ya que, la corrección atmosférica de la banda térmica es un proceso que envuelve la

incorporación de diferentes variables que no siempre son fáciles de obtener, como los diferentes parámetros atmosféricos. No obstante, los resultados de TST obtenidos cuando confrontados con los datos de campo han presentado buenos resultados y relación entre ellos (RMSE medio inferior a 1 °C). La optimización de la cadena de procesamiento de las imágenes de Landsat usados en esta tesis puede ser de gran utilidad en un futuro, permitiendo su incorporación en modelos y estudios pioneros en el ámbito de Sierra Nevada como son la mejora de la gestión de los recursos hídricos locales o la mejor estimación de la estabilidad del manto nival que puede ayudar a prevenir los riesgos de aludes en áreas recreativas de montaña, como es el caso de Sierra Nevada.

- ❖ ***Analizando los resultados a diferentes escalas espaciales y temporales, determinar si los períodos de estudio muestran tendencias evolutivas en el comportamiento nival y en el régimen térmico actual de las superficies en Sierra Nevada.***

En esta tesis se han procesado todas las imágenes disponibles (un total de 162 imágenes) de Landsat (TM y ETM+) para el periodo 2000-14 en el caso de la cubierta nival y para el periodo 2000-10 para la TST. Aunque la serie temporal es relativamente corta, los resultados muestran la evolución espacial y temporal de ambas variables a una escala regional detallada, de 30 a 120 m. Al tratarse de periodos de estudio cortos en el contexto de los estudios climáticos, las respectivas rectas de regresión presentan coeficientes de determinación reducidos, por lo que las tendencias deben ser consideradas con prudencia, pues no permiten indagar con precisión sobre el futuro. Sin embargo, los resultados del presente análisis concuerdan con las tendencias locales y globales observadas en estudios más largos temporalmente (Pérez-Luque *et al.*, 2015) y que también se enmarcan en el ámbito de la reciente variabilidad climática que se viene abordando en estudios más globales como el ilustrado en el IPCC 2014.

- ❖ ***Si se identifican tendencias, verificar si existe una relación entre la cubierta nival, la temperatura de superficie y la información de campo disponible.***

La evolución de la cubierta nival en Sierra Nevada entre 2000 y 2014 fue comparada con los datos de P y de T° del aire del aeropuerto de Granada. La variación de la P y T° del aire medidas en Granada no logran explicar totalmente la variación de la cubierta nival en la Sierra, pues la distancia y diferencia altitudinal entre los dos ámbitos es muy considerable. Aparentemente solo 3 de los 14 años hidrológicos analizados evidenciaron un comportamiento análogo con los valores de P, 2006-07, 2011-12 y 2013-14 notándose en ellos un decrecimiento tanto de la P en Granada como de la cubierta nival en Sierra Nevada.

En cuanto a la T° del aire, fueron 4 los años que mostraron una potencial relación entre la T° del aire y la cubierta nival. En 2004-05 y 2008-09 se registraron las T° medias del aire más bajas, y que coincidieron con aumentos de la cubierta nival, mientras que en 2000-01 y 2013-14 la T° del aire se situó por encima del promedio anual y la cubierta nival resultó inferior a la media anual de la serie.

Sin embargo, cuando se compara la evolución de la cubierta nival con la T° del aire del Albergue Universitario (2505 m), aunque para 6 años hidrológicos (2008 y 2014), los resultados muestran una mayor correlación que con aquéllos obtenidos en las cotas bajas. La T° del aire a 2505 m asume un papel importante sobre la cubierta nival media anual, principalmente durante el otoño y el invierno con valores de $R^2 = 0.98$ y $R^2 = 0.77$, respectivamente.

En el caso de las TST, los datos fueron comparados con los datos de campo relativos a dos lugares concretos situados en las cumbres de la Sierra para el periodo entre 1998-99 y 2008-09. Para el Pico del Veleta (3398 m) se compararon las TST con T° del aire y para el Corral del Veleta - Glaciar Rocosó (3100 m) se compararon las TST con las T° (-5 cm). Según los resultados mostrados en el apartado 6.4.2, se observó una excelente correlación entre las TST y las T° del aire y de las TST con las T° (-5 cm), con una R^2 por encima de 0.99 para ambos casos.

Estas fuertes correlaciones entre los datos de campo obtenidos en las cumbres y la TST evidencian que es posible encontrar correlaciones robustas entre la información de campo y los datos satelitales, siempre que se defina el ámbito de análisis y representatividad de un determinado espacio. Cuando se abordan los datos referentes a Granada las relaciones que se establecen entre las variables analizadas resultan más débiles, pues la distancia y las diferencias geográficas y altitudinales entre los puntos de medición, dan lugar a la confrontación de una gran variabilidad espacial de las T° del aire, de la P y de la TST.

❖ ***Confirmar la relación de interdependencia entre la temperatura de superficie y la presencia de la nieve.***

La relación de interdependencia entre las temperaturas y el comportamiento nival es innegable y viene confirmándose a lo largo de las últimas décadas. Usando los datos satelitales disponibles desde 1966, Robinson *et al.*, (1993) y Hall *et al.*, (1995) demostraron la existencia de una relación inversamente proporcional entre la media mensual de la cubierta nival en el hemisferio norte y las fluctuaciones térmicas.

Esta relación es válida no solo relativamente al efecto de las T° del aire sobre el manto nivoso, sino también con relación a la TST y la presencia/ausencia de nieve. Esta dependencia, también presente en Sierra Nevada, resultó muy evidente a medida que se analizaron las TST, y una vez ya se tenía conocimiento previo del comportamiento nival. La dependencia entre TST y cubierta nival quedó reflejada al ser analizados los años más extremos en términos de nieve. Cuando se abordaron las TST relativas al año 2001-02, un año marcado por la escasez de nieve, se observó que la TST es bastante más elevada que durante los años caracterizados por la abundancia nival, como 2002-03 cuyas TST se presentaron visiblemente más bajas. Posteriormente, cuando se abordó la TST en las cumbres, el binomio nieve-TST fue aún más perceptible pues la nieve tendió a persistir más meses en altitud.

Estaciones como otoño y primavera han presentado TST muy heterogéneas, pues coinciden con los periodos de las primeras nevadas y de fusión de la nieve, aunque con fechas muy variables. Durante el invierno la presencia de nieve es más continua y las TST tienden a bajar considerablemente, excepto en lugares como Valdeinfierno, que durante algunos inviernos, particularmente secos como los de 2001-02 y 2007-08, llegó a alcanzar TST positivas por la escasa presencia de la nieve, mismo a 2500 m de altitud.

En relación a la cuestión de las TST positivas de los neveros estivales, se explicó que esta situación ocurre como respuesta al incremento de las T° del aire por encima de los 0°C . Consecuentemente la capa superficial de la nieve entra en fusión, y la presencia de agua líquida en la superficie permite registrar valores positivos sobre los neveros. Esto hecho contribuye a reafirmar la relación de interdependencia que se establece entre la T° del aire, nieve y TST, que además actúa en los dos sentidos.

Otra evidencia clara de la relación entre las TST y la presencia de nieve se observa cuando se compara las TST con las T° (-5 cm). La llegada de la nieve en otoño y el inicio de la fusión en primavera llevan la inversión de la línea de las temperaturas relativas a los dos ámbitos, el interior del suelo y la superficie. Una vez llegada la nieve la superficie se enfría mucho, más rápidamente que el interior del suelo, por eso las TST se observan más bajas que las T° (-5 cm). Entrada la primavera, el inicio de la fusión origina un rápido incremento de las TST mientras que las T° (-5 cm) aumentan de forma más gradual. Los datos ratifican la sólida relación entre la TST y la nieve, además, como numerosos autores señalan, la influencia que ejerce en las temperaturas del interior del suelo, especialmente en las capas más

superficiales (Salvador *et al.*, 2012 y 2015; Trindade *et al.*, 2010; Gadek *et al.*, 2010; Iwata *et al.*, 2011; Gisnås *et al.*, 2014).

Finalmente cabe mencionar la importancia de seguir estudiando e investigando sobre la evolución de la cubierta nival, y el comportamiento de la TST. Estas dos variables son de gran interés estando relacionadas con otros procesos que intervienen en la dinámica de los sistemas naturales. La mejora en su seguimiento, tanto a nivel espacial como temporal, es vital para el mejor conocimiento de la evolución y dinámica del paisaje de cumbres de la Sierra, más aún al tratarse de un medio montañoso instalado en el extremo suroccidental del Mediterráneo, tan susceptible al dominio climático subtropical y templado. En este sentido, conviene señalar que la fuente de conocimiento y los avances de esta tesis pueden aportar mejoras en otras áreas de investigación y conocimiento, en particular al nivel hidrológico (p.e. gestión de los recursos hídricos), geomorfológico (p.e. prevención de riesgos naturales - aludes), climático (p.e. cartografía nivológica), botánico (p.e. protección de especies) e incluso de gestión del territorio, teniendo en cuenta que el espacio geográfico estudiado se encuentra catalogado y reconocido como espacio protegido bajo la denominación de Parques Nacional y Natural.

BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, C., MORENO, V. (1996) - Análisis multitemporal de imágenes Landsat TM en la cartografía de las masas de hielo y nieve aplicada a la modelización hidrológica. *Revista de Teledetección*, 7: 1 -12.
- ALGARRA, J. A., HERRERO, J. (2015) – Seguimiento de las características físicas de la capa de nieve. *En: La huella del cambio global en Sierra Nevada: Retos para la conservación*. Eds.: Zamora, R., Pérez-Luque, A. J., Bonet, F. J., Barea-Azcón, J. M., Aspizua, R. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Junta de Andalucía, pp. 34-36.
- ANDREASSEN, L. M., PAUL, F., KÅÅB, A., HAUSBERG, J. E. (2008) – Landsat-derived glacier inventory for Jotunheimen, Norway, and deduced glacier changes since the 1930s. *The Cryosphere*, 2: 131 – 145.
- ANDRÉS, N., PALACIOS, D. (2010) – Cobertura nival y distribución de la temperatura en el suelo en las cumbres de la Sierra de Guadarrama. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36: 7-36.
- ANDRÉS, N., PALACIOS, D., MARCOS, F. J. (2007) – Bottom temperature of snow and its geomorphologic significance in the Mediterranean mountains (Sierra de Guadarrama, Spain). *Geophysical Research Abstracts*, 9, 05639.
- ANDREW, G. K., HALL, D. K., RIGGS, G. A. (1998) - *Global snow cover monitoring using MODIS*. Ponencia en el 27º Simposio Internacional de Teledetección del Medio Ambiente de Tromsø. 8 -12 junio: 363 - 366.
- BARSI, J. A., BARKER, J. L., SCHOTT, J. R. (2003a) – An atmospheric correction Parameter calculator for a single thermal band Earth-Sensing Instrument. *IGARSS 03*, 21-25 July 2003, Centre de Congres Pierre Baudis, Toulouse, France.
- BARSI, J. A., J. R. SCHOTT, F. D. PALLUCONI, D. L. HELDER, S. J. HOOK, B. L. MARKHAM G. CHANDER, AND E. M. O'DONNELL (2003b) - Landsat TM and ETM+ thermal band calibration. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 28: 141–153.
- BARSI, J. A., J. R. SCHOTT, F. D. PALLUCONI, AND A. J. HOOK (2005) - Validation of a web-based atmospheric correction tool for single thermal band instruments. *Proceedings of the SPIE*, 5882, 136– 142, doi:10.1117/12.619990.
- BARSI, J. A., S. J. HOOK, J. R. SCHOTT, N. G. RAQUENO, AND B. L. MARKHAM (2007) - Landsat 5 Thematic Mapper thermal band calibration update, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing Letters*, 4: 552– 555.
- BINDSCHADLER, R., DOWDESWELL, J., HALL, D. K., WINTHER, J. G. (2001) – Glaciological applications with Landsat-7 imagery : Early assessments. *Remote Sensing of Environment*, 78: 163-179.

- BINDSCHADLER, R., VORNBERGER, P., FLEMING, A., FOX, A., MULLINS, J., BINNIE, D., PAULSEN, S. J., GRANNEMAN, B., GORODETZKY, D. (2008) - The Landsat Image Mosaic of Antarctica. *Remote Sensing of Environment*. doi:10.1016/j.rse.2008.07.006.
- BLANCA, G. (Coord.) (2001) – *Flora amenazada y endémica de Sierra Nevada* . Sierra Nevada - Parque Nacional. Junta de Andalucía. Ministerio de Medio Ambiente. 408 pp.
- BOECKLI, L., BRENNING, A., GRUBER, S., NOETZLI, J. (2012a) – A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. *The Cryosphere*, 6: 125-140.
- BOECKLI, L., BRENNING, A., GRUBER, S., NOETZLI, J. (2012b) – A permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. *The Cryosphere*, 6: 807-820.
- BONNAVENTURE, P. P., LEWKOWICZ, A. G. (2013) – Impacts of mean annual air temperature change on a regional permafrost probability model for the southern Yukon and northern British Columbia, Canada. *The Cryosphere*, 7: 935-946.
- BONET, F. J., PÉREZ-LUQUE, A. J., PÉREZ-PÉREZ, R. (2015) – Análisis de tendencias (2000-2014) en la cubierta de nieve mediante satélite (sensor MODIS). En: Zamora, R., Pérez-Luque, A. J., Bonet, F. J., Barea-Azcón, J. M., Aspizua, R. (editores) (2015) – *La huella del cambio climático global en Sierra Nevada: Retos para la conservación*. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del territorio. Junta de Andalucía, pp. 41-44.
- BRENNING, A., PEÑA, M. A., LONG, S., SOLIMAN, A. (2012) – Thermal remote sensing of ice-debris landforms using ASTER: an example from the Chilean Andes. *The Cryosphere*, 6: 367-382.
- BRUNETTI, M., MAUGERI, M., MONTI, F., MNANNI, T. (2006) – Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series. *International Journal of Climatology*, 26: 345-381.
- CAETANO, M., SANTOS, T., GONÇALVES, L. (2002) - Cartografia de Ocupação do Solo com Imagens de Satélite: estado da arte, 11 pp.
- CAPEL MOLINA, J. (1982) - La aridez en la Península Ibérica. Algunos índices bioclimáticos. Homenaje almeriense al botánico Rufino Sagrado. *Dialnet* - ISBN 84-500-8162-9: 11-35.
- CAPEL MOLINA, J. (2000) - La nieve y su distribución en la Península Ibérica. *Nimbus*, (5-6): 6-12.
- CARPINTERO, M., PIÑA, V., HERRERO, J., AGUILAR, C., POLO, M. J. (2011) – Estimation of the snow cover by application of a two-layered model of accumulation and snowmelt in the Sierra Nevada Natural Park (Spain). *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 13, EGU2011-12396.

- CARRERA GÓMEZ, P., VALCARCEL DÍAZ, M. (2003) – La acción geomorfológica del manto nivoso estacional en la Sierra de Ancares: vertiente nororiental del Pico Cuiña (León). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36: 85-98.
- CARTURAN, L., BARONI, C., BRUNETTI, M., CARTON, A., DALLA FONTANA, G., SALVATORE, M. C., ZANONER, T., ZUECCO, G. (2016) – Analysis of the mass balance time series of glaciers in the Italian Alps. *The Cryosphere*, 10: 695-712.
- CASELLES, V., SOBRINO, J., COLL, C. (1992) – On the use of the satellite thermal data for determining evapotranspiration in partially vegetated areas. *International Journal of Remote Sensing*, 13 (14): 2669-2682.
- CASTILLO, A., del VALLE, M., RUBIO-CAMPOS, J. C., FERNANDEZ-RUBIO, R. (1996) – Síntesis hidrológica del macizo de Sierra Nevada (Granada y Almería). *1ª Conferencia Internacional Sierra Nevada*, 1: 389-417.
- CEA, C., CRISTÓBAL, J., SERRA, P., PONS, X. (2005) - Mejoras en la detección semiautomática de nubes y sombras en imágenes LANDSAT. *XI Congreso Nacional de Teledetección*, 21-23 septiembre 2005. Puerto de la Cruz. Tenerife.
- CEA, C., CRISTÓBAL, J., PONS, X. (2007a) – Determinación de la superficie nival del Pirineo Catalán mediante imágenes Landsat y MODIS. *Actas de la 7ª semana Geomàtica*. Barcelona.
- CEA, C., CRISTÓBAL, J., PONS, X. (2007b) - An improved methodology to map snow cover by means of Landsat and MODIS imagery. *Proceeding of the 27th IEEE IGARSS Symposium*, doi_10.1109/IGARSS.2007.4423781.
- CHANDER, G., MARKHAM, B. L., HELDER, D. L. (2009) – Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+ and EO-1 ALI sensors. *Remote Sensing of Environment*, 113: 893 – 903.
- CHAVEZ, P. S. (1988) – An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sensing of Environment*. 24: 459 – 479.
- CHAVEZ, P. S. (1996) – Image-based atmospheric correction-revisited and improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 62: 1025 – 1036, Vol. 47 (1): 339 – 349.
- CHUECA, J., JULIÁN, A., PALOMO, M., MUNTÁN, E., OLLER, P., BARRIENDOS, M., GUTIÉRREZ, E. (2010a) – Factores geomorfológicos y nivometeorológicos condicionantes de aludes en el Circo de Musales (Pirineo central aragonés): el evento del abril de 2008. *En: Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*. Eds.: Blanco, J. J., de Pablo, M. A., Ramos, M. Publicaciones de la Universidad de Alcalá de Henares, pp. 47-54.

- CHUECA, J., JULIÁN, A. (2010b) – Caracterización térmica del suelo en el circo del Aneto (Pirineo central aragonés): cartografía de variaciones estacionales. En: *Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*. Eds.: Blanco, J. J., de Pablo, M. A., Ramos, M. Publicaciones de la Universidad de Alcalá de Henares, pp. 55-60.
- CHUVIECO, E. S. (2008) - *Teledetección Ambiental - La observación de la Tierra desde el Espacio* (3ª ed. actualizada). Ariel ciencia. Barcelona
- CORBERA, J., CALVET, J., PÁLA, V. (1995) - Estudio de teledetección de la dinámica del glaciar del Bahía Falsa Isla Livingston (Antártica). *Revista de Teledetección*, 6: 1-6.
- CRAWFORD, C. J., MANSON, S. M., BAUER, M. E., HALL, D. K. (2013) – Multitemporal snow cover mapping in mountains terrain for Landsat climate data record development. *Remote Sensing of Environment*, 135: 224-233.
- CRISTÓBAL, J., PONS, X., SERRA, P. (2004) - Sobre el uso operativo de Landsat 7 ETM+ en Europa. *Revista de Teledetección*, 21: 55-59.
- CRISTÓBAL, J., PONS, X., NINYEROLA, M. (2005) - Modelling Actual Evapotranspiration in Catalonia (Spain) by means of Remote Sensing and Geographical Information Systems, *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 113, 144–150.
- CRISTÓBAL, J., M. NINYEROLA, X. PONS, M. PLA (2006) - Improving air temperature modelization by means of remote sensing variables. *Proceeding of the 26th IEEE IGARSS Symposium*, Denver, Colorado (July–August). pp. 2251–2254. doi:10.1109/IGARSS.2006.582.
- CRISTÓBAL, J., NINYEROLA, M., PONS, X. (2007) – Estimating actual evapotranspiration by means of Remote Sensing data and Sap Flow measurements in *Pinus sylvestris* forest stands in a Mediterranean mountain region. Paper presented at 27th *Proceedings of the IEEE IGARSS Symposium*, doi: 10.1109/IGARSS.2007.4423535.
- CRISTÓBAL, J. (2008a) – *Estimació de l'evapotranspiració real i d'altres fluxos d'energia mitjançant la modelització SIG i la Teledetecció a Catalunya: Aplicació amb sensors de mitjana i baixa resolució espacial*. Tesis Doctoral. Departament de Geografia, Universitat Autònoma de Barcelona. 213 pp.
- CRISTÓBAL, J., NINYEROLA, M., PONS, X. (2008b) -Modelling air temperature through a combination of Remote Sensing and GIS data. *Journal of Geophysics Research.*, 13: D13106, doi:10.1029/2007JD009318.
- CRISTÓBAL, J., JIMENEZ-MUÑOZ, J. C., SOBRINO, J. A., NINYEROLA, M., PONS, X. (2009a) - Improvements in land surface temperature retrieval from the Landsat series thermal band using water vapor and air temperature. *Journal of Geophysical Research*, 114: 1-16.
- CRISTÓBAL J., NINYEROLA M., PONS X., LLORENS P., POYATOS R. (2009b) - Regional scale net radiation estimation by means of Landsat and TERRA/AQUA imagery and GIS modelling. *In: Geophysical Research Abstracts, European Geophysical Union*, 11, EGU2009: 12835.

- CRISTÓBAL J., POYATOS, R., NINYEROLA, M., LLORENS, P., PONS, X. (2011) – Combining remote sensing and GIS climate modelling to estimate daily forest evapotranspiration in a Mediterranean mountain area. *Hydrology and Earth System Science*, 15: 1563-1575.
- CRISTÓBAL J., ANDERSON, M. C. (2013) – Validation of a Meteosat Second Generation solar radiation dataset over the northeastern Iberian Peninsula. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17: 163-175.
- DEDIEU, J. P., FILY, M., DURAND, Y., SERGENT, C., (2009) – Comparaison entre les caractéristiques de surface de la neige dans les Alpes, les données du satellite Landsat TM et un modèle de métamorphisme du manteau neigeux. *Cybergeo: European Journal of Geography*. <http://www.cybergeo.eu/index702.html>
- DOZIER, J., (1989) – Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment*. 28: 9-22.
- DOZIER, J., PAINTER, T. H. (2004) - Multispectral and Hyperspectral Remote Sensing of Alpine Snow Cover Properties. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32: 465-494.
- FAJARDO-MERLO, M. C., SÁINZ-BARIÁIN, M., ZAMORA-MUÑOZ, C. (2015) – Seguimiento de factores físico-químicos y caudales en los ríos de Sierra Nevada. En: Zamora, R., Pérez-Luque, A. J., Bonet, F. J., Barea-Azcón, J. M., Aspizua, R. (editores) (2015) – *La huella del cambio climático global en Sierra Nevada: Retos para la conservación*. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del territorio. Junta de Andalucía, pp.70-72.
- FERNÁNDEZ CALZADO, M. R., MOLERO MESA, J. (2011) - The cartography of vegetation in the cryoromediterranean belt of Sierra Nevada: a tool for biodiversity conservation. *Lazaroa* 32: 101-115.
- FERNÁNDEZ, L. A. R., HAZA, M. J. P., RECIO, J. A. R., SARRÍA, A. F. (___) - *Pràctiques de Teledetecció (Idrisi, Erdas, Envi)*. Escola Tècnica Superior d'Enginyeria Geodèsica, Cartogràfica i Topogràfica, Universitat Politècnica de València. Editorial UPV. València.
- FIERZ, C., RIBER, P., ADAMS, E. E., CURRAN, A. R., FÖHN, P. M. B., LEHNING, M., PLÜSS, C. (2003) – Evaluation of snow-surface energy balance models in alpine terrain. *Journal of Hydrology*, 282: 76-94.
- FILY, M., DEDIEU, J. P., DURAND, Y. (1999) – Comparison between the Results of a Snow Metamorphism Model and Remote Sensing Derived Snow Parameters in the Alps. *Remote Sensing of Environment*, 38: 254-263.
- FONSECA, A. D., FERNANDES, J. C. (2004) - *Detecção Remota*. Lidel, Lisboa. 224 pp.
- FU, Q., JOHANSON, C. M. (2007) – Warming and Cooling of the Atmosphere. In: *Our Changing Planet - The View From Space*. Eds.: King, M. D., Parkinson, C. L., Partington, K. C., Williams, R. G., Cambridge University Press, New York, pp. 53-55.

- GADEK, B., LESZKIEWICZ, J. (2010) – Influence of snow cover on ground surface temperature in the zone of sporadic permafrost, Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Cold Regions Science and Technology*, 60: 205-211.
- GARCÍA NAVARRO, A. (1996) – *Contribución al conocimiento glaciar de Sierra Nevada a través de los escritos de los viajeros del siglo XVIII y mediados del XIX*. En: Chacón Montero, J., Rosúa Campos, J. L. (Eds.) – *1ª Conferencia Internacional Sierra Nevada*. Universidad de Granada – Sierra Nevada. Vol. IV: 107-116.
- GASCOIN, S., HAGOLLE, O., HUC, M., JARLAN, L., DEJOUX, J.-F., SZCZYPTA, C., MARTI, R., SÁNCHEZ, R. (2015) – A snow cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19: 2337-2351.
- GARDENT, M., RABATEL, A., DEDIEU, J.-P., DELINE, P. (2014) – Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Global and Planetary Change*, 120: 24-37.
- GAO, B.-C., KAUFMAN, Y. J. (1998) – MODIS Near-IR Water Vapor Algorithm. Product ID: MOD05 – Total Precipitable Water. *Algorithm Technical Background Document*. http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atmos_atbd.php
- GISNÅS, K., WESTERMANN, S., SCHULER, T. V., LITHERLAND, T., ISAKSEN, K., BOIKE, J., ETZELMULLER, B. (2014) - Statistical approach to represent small-scale variability of permafrost temperatures due to snow cover. *The Cryosphere*, 8: 2063-2074.
- GOETZ, S. J., HALTHORE, R. N., HALL, F. G., MARKHAM, B. L. (1995) - Surface temperature retrieval in temperature grassland with multiresolution sensors. *Journal of Geophysical Research*, 100(D10): 25,397-25,410.
- GÓMEZ LENDE, M., SERRANO CAÑADAS, E. (2012) – Morfologías, tipos de hielo y regímenes térmicos. Primeros estudios en la cueva helada de Peña Castil (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica). En: *Avances de la Geomorfología en España 2010–2012*, Coord.: González Díez, A., Ediciones de la Universidad de Cantabria, pp. 613-616.
- GÓMEZ LENDE, M., BERENQUER, F., SERRANO CAÑADAS, E., SANJOSÉ BLASCO, J. J. (2015) – Los ortotermogramas en los estudios de hielo de las cuevas heladas. El caso de la cueva helada de Peña Castil (Picos de Europa). En: *Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglacialismo*. Eds.: Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., Oliva Franganillo, O., Salvà Catarineu, M. Publicacions i Edicions de la Universitat de Barcelona, pp. 263-275.
- GÓMEZ LLARENA, J. (1948) - ¿Huellas del glaciario cuaternario en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa-Navarra)? *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, Tomo XLVI, 258-264.

- GÓMEZ ORTIZ, A. (1979) – Contribución al estudio del glaciario en el Pirineo mediterráneo: los glaciares de la Tossa Plana de Lles (Cerdanya). *Notes de Geografia Física*, 1: 35-40.
- GÓMEZ ORTIZ, A., PALACIOS ESTREMER, D. P., RAMOS SAINZ, M., SCHULTE, L., SALVADOR FRANCH, F., TANARRO GARCIA, L. (1999) - Degradación del Permafrost en Sierra Nevada y Repercusiones Geomorfológicas: el caso del Corral del Veleta. Resultados Preliminares. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 27: 7-21.
- GÓMEZ ORTIZ, A., PALACIOS ESTREMER, D., LUENGO NICOLAU, E., TANARRO GARCIA, L. M., SCHULTE, L., RAMOS SAINZ, M., SALVADOR FRANCH, F. (2002a) - Inestabilidad de taludes y cubierta nival en áreas marginales de permafrost. El caso de la pared norte del picacho del Veleta (Sierra Nevada. España). *Revista de Geografía*. 1: 35-56.
- GÓMEZ ORTIZ, A. (Coord.) (2002b) - *Mapa Geomorfológico de Sierra Nevada. Morfología glaciar y periglacial*. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Granada. 86 pp.
- GÓMEZ ORTIZ, A. (2004) - *El conocimiento glaciar de Sierra Nevada. De la descripción ilustrada del siglo XVIII a la explicación científica actual*. Reial Acadèmia de Doctors. Barcelona, 130 pp.
- GÓMEZ ORTIZ, A. (Coord.) (2006) – *La unidad geomorfológica del Veleta: enclave singular de Sierra Nevada*. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, Ministerio de Medio Ambiente. 69 pp.
- GÓMEZ ORTIZ, A., SALVADOR FRANCH, F., SANJOSÉ BLASCO, J. J., PALACIOS ESTREMER, D.; SCHULTE, L., ATKINSON GORDO, A. (2008a) - Evolución morfodinámica de un enclave montañoso recién deglaciado: el caso del Corral del Veleta (Sierra Nevada), ¿Consecuencia del Cambio Climático? Diez años de cambios en el Mundo, en la Geografía y en las Ciencias Sociales, 1999-2008. *Actas del X Coloquio Internacional de Geocrítica*. Universitat de Barcelona.
- GÓMEZ ORTIZ, A., SANTOS, B. M., SERRANO GINÉ, D. (2008b) – Nieves, hielos y aguas en los paisajes de Sierra Nevada. El interés de la información gráfica de los libros de época. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 34: 101-118.
- GÓMEZ ORTIZ, A., SALVADOR FRANCH, F., SALVÀ CATARINEU, M., SANTOS, B. M., OLIVA FRANGANILLO, M. (2010) – Paisajes de interés científico y cultural en el Parque Nacional de Sierra Nevada (España). *Actas del II Seminario Ibero Americano de Geografía Física*, Universidade de Coimbra. <http://www.uc.pt/fluc/cegot/VISLAGF/actas/ind5/>
- GÓMEZ ORTIZ, A., SALVADOR FRANCH, F., OLIVA, M., SALVÀ CATARINEU, M., SANTOS, B. M., PLANA CASTELLVÍ, J. A., ESPINAR MORENO, M., SÁNCHEZ GÓMEZ, S., SERRANO GINÉ, D. (2011) – Los paisajes de la Pequeña Edad del Hielo en Sierra Nevada (España) y el interés científico de la documentación de época. Aportación al conocimiento de la historia de la geografía española. Conferencia regional de la *International Geographical Union*. <http://www.researchgate.net/publication/245024813>

- GÓMEZ ORTIZ, A., SALVADOR FRANCH, F., SANJOSE BLASCO, J. J.; PALACIOS ESTREMER, D.; OLIVA FRANGANILLO, M.; SALVÀ CATARINEU, M.; TANARRO, L. M.; RASO NADAL, J. M.; ATKISON GORSO, A.; SCHULTE, L.; JOSÉ A. PLANA CASTELLVÍ; MILHEIRO SANTOS, B., SERRANO, D. (2012a) – Degradación de hielo fósil y permafrost y cambio climático en Sierra Nevada. En: *Proyectos de investigación en parques nacionales: 2008-2011. Naturaleza y Parques Nacionales*. Eds.: Ramírez, L. & Asensio, B., Organismo Autónomo Parques Nacionales, 25-43, ISBN: 978-84-8014-834-4.
www.researchgate.net/publication/245025175
- GÓMEZ ORTIZ, A.; OLIVA, M.; SALVADOR FRANCH, F.; SALVÀ CATARINEU, M.; SANTOS, B. M.; PLANA CASTELLVÍ, A.; ESPINAR MORENO, M.; GARCIA RUIZ, A. L.; SANCHEZ GÓMEZ, S. & SERRANO, D. (2012b) – El paisaje reciente de Sierra Nevada. Documentos escritos de época y significado geográfico de la Pequeña Edad del Hielo. *Nimbus*, ISSN 1139-7136, 29-30: 305-319. <http://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=4376848>
- GÓMEZ ORTIZ, A., OLIVA FRANGANILLO, M., SALVADOR FRANCH, F., PALACIOS ESTREMER, D., TANARRO, L. M., SALVÀ CATARINEU, M., SANTOS, B. M., SERRANO GINÉ, D., (2012c) – Paisajes de cumbres de Sierra Nevada: el valor patrimonial de sus relieves y modelados. En: *Avances de la Geomorfología en España 2010-2012*. Coord.: González Díez, A., Ediciones de la Universidad de Cantabria, 31-34.
- GÓMEZ ORTIZ, A.; OLIVA, M., SALVADOR, F., SALVÀ, M., MILHEIRO SANTOS, B., PLANA, J. A., ESPINAR, M., GÓMEZ, S., SERRANO, D. (2013) - La geografía de Sierra Nevada en los libros de época: aportaciones del siglo XIX y el descubrimiento del glaciario. En: *De Julio Verne a la actualidad: la palabra y la tierra*. Eds.: M. Pilar Tresaco, J. Vicente y M. Prensas de la Universidad de Zaragoza. Zaragoza, pp. 423-438.
- GÓMEZ ORTIZ, A.; OLIVA, M., SALVADOR, F., SALVÀ, M., PALACIOS, D., SANJOSE BLASCO, J. J., TANARRO-GARCÍA, L. M., GALINDO-ZALDIVAR, J., SANZ de GALDEANO, C. (2014) – Degradation of buried ice and permafrost in the Veleta cirque (Sierra Nevada, Spain) from 2006 to 2013 as a response to recent climate trends. *Solid Earth*, 5: 979-993.
- GÓMEZ-ORTIZ, A., SALVADOR-FRANCH, F., OLIVA-FRANGANILLO, M., SALVÀ-CATARINEU, M. (2015) – Degradación de hielos glaciares relictos y permafrost en Sierra Nevada. En: *La huella del cambio global en Sierra Nevada: Retos para la conservación*. Eds.: Zamora, R., Pérez-Luque, A. J., Bonet, F. J., Barea-Azcón, J. M., Aspizua, R. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Junta de Andalucía, 37-38.
- GONZÁLEZ GARCÍA, M., SERRANO CAÑADAS, E., GONZÁLEZ TRUEBA, J. J. (2012) – Distribución altitudinal de formas y procesos periglaciares en el coma de la Paúl (Macizo del Posets, Pirineos). En: *Avances de la Geomorfología en España 2010-2012*. Coord.: González Díez, A., Ediciones de la Universidad de Cantabria, 617-620.
- GONZÁLEZ GARCÍA, M., SERRANO CAÑADAS, E., GONZÁLEZ TRUEBA, J. J. (2015) – Elaboración de un mapa térmico de suelos en la alta montaña de la Maladeta (Pirineo Central). En: *Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglaciario*. Eds.: Gómez Ortiz, A.,

- Salvador Franch, F., Oliva Franganillo, O., Salvà Catarineu, M. Publicacions i Edicions de la Universitat de Barcelona, pp. 277-285.
- GRUBER, S. (2012) – Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere*, 6: 221-233.
- GUBLER, S., FIDDES, J., KELLER, M., GRUBER, S. (2011) – Scale-dependent measurement and analysis of ground surface temperature variability in alpine terrain. *The Cryosphere*, 5: 431-443.
- HACHEM, S., DUGUAY, C. R., ALLARD, M. (2012) – Comparison of MODIS-derived land surface temperatures with ground surface and air temperatures measurements in the continuous permafrost terrain. *The Cryosphere*, 6: 51-69.
- HAEBERLI, W., HALLET, B., ARENSON, L., ELCONIN, R., HUMLUM, O., KÄÄB, A., KAUFMANN, V., LADANYI, B., MATSUOKA, N., SPRINGMAN, S., MÜHLL, D. V. (2006) – Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17: 189-214.
- HALL, D. K., ORMSBY, J. P., BINDSCHADLER, R., SIDDALINGAIAH, H. (1987) - Characterization of snow and ice reflectance zones on glaciers using Landsat TM data. *Annals of Glaciology*, 9: 104-108.
- HALL, D. K., CHANG, A. T. C., SIDDALINGAIAH, H. (1988) – Reflectances of Glaciers as Calculated Using Landsat-5 Thematic Mapper Data. *Remote Sensing of Environment*, 25: 311–321.
- 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
- HALL, D. K., RIGGS, G. A., SALOMONSON, V. V., DIGIROLAMO, N. E., BAYR, K. J., (2002) – MODIS snow-cover products. *Remote Sensing of Environment*, 83: 1081 – 194.
- HALL, D. K., BAYR, K. J., SCHÖNER, W., BINDSCHADLER, R., CHIEN, J. Y. L. (2003) – Consideration of the errors inherent in mapping historical glacier positions in Austria from the ground and space (1983 – 2001). *Remote Sensing of Environment*, 86: 566 – 577.
- HALL, D. K., et al., (2004) – Analysis of summer 2002 Melt Extent on the Greenland Ice Sheet using MODIS and SSM/I Data. *Proceedings of the IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 20-24 September 2004, Anchorage, Alaska, pp. 3029-3032.
- HALL, D. K., WILLIAMS Jr., R. S., CASEY, K. A., DIGIROLAMO, N. E., WAN, Z. (2006) – Satellite-derived, melt season surface temperature of the Greenland Ice Sheet (2000-2005) and its relationship to mass balance. *Geophysical Research Letters*, 33: 1-5.

- HALL, D. K., FOSTER, J. L. (2007a) – Snow Cover: The most dynamic feature on the Earth's surface. *In: Our changing planet - The view from space*. Eds.: King, M. D., Parkinson, C. L., Partington, K. C., Williams, R. G., Cambridge University Press, New York, pp. 110-115.
- HALL, D. K., WILLIAMS Jr., R. S. (2007b) – Glaciers: Scribes of Climate; Harbingers of Change. *In: Our Changing Planet - The View From Space*. Eds.: King, M. D., Parkinson, C. L., Partington, K. C., Williams, R. G., Cambridge University Press, New York, pp. 116-119.
- HALL, D. K., WILLIAMS Jr., R. S., LUTHCKE, S. B., DIGIROLAMO, N. E. (2008a) - Greenland ice sheet surface temperature, melt and mass loss: 2000-06. *Journal of Glaciology*, 54 (184): 81-93.
- HALL, D. K., BOX, J. E., CASEY, K. A., HOOK, S. J., SHUMAN, C. A., STEFFEN, K. (2008b) - Comparison of satellite-derived and in-situ observations of ice and snow surface temperatures over Greenland. *Remote Sensing of Environment*, 112: 3739-3749.
- HALL, D. K., NGHIEM, S. V., SCHAAF, C. B., DIGIROLAMO, N. E., NEUMANN, G. (2009) – Evaluation of surface and near-surface melt characteristics on the Greenland ice sheet using MODIS and QuickSCAT data. *Journal of Geophysical Research*, 114: 1-13.
- HALL, D. K., RIGGS, G. A., FOSTER, J. L., KUMAR, S. V. (2010) - Development and evaluation of a cloud-gap-filled MODIS daily snow-cover product. *Remote Sensing of Environment*, 114: 496-503.
- HALL, D. K., ROBINSON, D. A. (2012a) – Global Snow Cover. *In: Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. State of the Earth's Cryosphere at the Beginning of the 21st Century: Glaciers, Snow Cover, Floating Ice, and Permafrost and Periglacial Environments*. Eds. Williams Jr., R. S., Ferrigno, J. G., Paper A-3. USGS Publications.
- HALL, D. K., FOSTER, J. L., DIGIROLAMO, N. E., RIGGS, G. A. (2012b) - Snow cover, snowmelt timing and stream power in the Wind River Range, Wyoming. *Geomorphology*, 137: 87 – 93
- HALL, D. K., NGHIEM, S. V., RIGOR, I. G., MILLER, J. A. (2014) – Uncertainties of Temperature Measurements on Snow-Covered Land and Sea Ice from In Situ and MODIS Data during BROMEX. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54: 966-978.
- HENRIQUES, R. G. (1982) - *Técnicas de detecção remota*. LNEC, Memória nº 573, Lisboa: 35
- HERRERO, J. (2007) – *Modelo Físico de Acumulación y fusión de la nieve. Aplicación a Sierra Nevada (España)*. Tesis Doctoral. Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales. Universidad de Granada, España. 404 pp.
- HERRERO, J., POLO, M. J., MOÑINO, A., LOSADA, M. A. (2009) – An energy balance snowmelt model in a Mediterranean site. *Journal of Hydrology*, 371: 98-107.

- HIPP, T., ETZELMÜLLER, B., FARBROT, H., SCHULER, T. V., WESTERMANN, S. (2012) – Modelling borehole temperatures in Southern Norway - insights into permafrost dynamics during the 20th and 21st century. *The Cryosphere*, 6: 553-571.
- HURTADO, E., VIDAL, A., CASELLES, V. (1996) – Comparison of two atmospheric correction methods for Landsat TM thermal band. *International Journal of Remote Sensing*, 17 (2): 237-247.
- IPCC (2014) – *Climate Change 2014 - Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the *Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)), Geneva, Switzerland, 151 pp.
- IWATA, Y., NEMOTO, M., HASEGAWA, S., YANAI, Y., KUWAO, K., HIROTA, T. (2011) – Influence of rain, air temperature, and snow cover on subsequent spring-snowmelt infiltration into thin frozen soil layer in northern Japan. *Journal of Hydrology*, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.02.019.
- FROCHOSO, M., GONZÁLEZ-PELLEJERO, R., ALLENDE, F. (2012) – Cartografía morfológica del “Parque Natural de los Collados del Asón” (Cantabria). *En: Avances de la Geomorfología en España 2010-2012*. Coord.: González Díez, A., Ediciones de la Universidad de Cantabria, 51-54.
- JACOBS, J. D., SIMMS, E. L., SIMMS, A. (1997) - Recession of the southern part of Barnes Ice Cap, Baffin Island, Canada, between 1961 and 1993, determined from digital mapping of Landsat TM. *Journal of Glaciology*, 43: 98 - 102.
- JIMÉNEZ, A. M. (2007) - *Sistemas y Análisis de la Información Geográfica - Manual de autoaprendizaje con ArcGis* (2ª ed.). Universidad Autónoma de Madrid. Ra-Ma.
- JIMÉNEZ, J. J., RAMOS, M., DE PABLO, M., VIEIRA, G., MOLINA, A. (2015) – Variabilidad térmica de la capa activa, acoplada al espesor nival, en las proximidades de la BAE Juan Carlos I (Antártida). *En: Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglaciarismo*. Eds.: Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., Oliva Franganillo, O., Salvà Catarineu, M. Publicacions i Edicions de la Universitat de Barcelona, pp. 287-300.
- JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C., SOBRINO, J. A. (2003) – A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D22): 4688, doi:10.1029/2003JD003480.
- JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C. (2005) - *Estimación de la Temperatura y la Emisividad de la Superficie Terrestre a partir de Datos Suministrados por Sensores de Alta Resolución*. Tesis Doctoral, Universidad de Valencia, España. 344 pp.
- JIMENEZ-MUÑOZ, J. C., SOBRINO, J. A. (2006) – Error sources on the land surface temperature retrieved from thermal infrared single channel remote sensing data. *International Journal of Remote Sensing*, 27 (5): 999-1014.

- JIMENEZ-MUÑOZ, J. C., SOBRINO, J. A. (2007) – Feasibility of retrieving Land-Surface Temperature From ASTER TIR Bands Using Two-Channel Algorithms: A case Study of Agricultural Areas. *IEEE Geoscience and Remote Sensing*, Vol.4, 1:60-64.
- JIMENEZ-MUÑOZ, J. C., SOBRINO, J. A. (2008) – Split-Window Coefficients for Land Surface Temperature Retrieval From Low-Resolution Thermal Infrared Sensors. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 5, 4: 806-809.
- JIMENEZ-MUÑOZ, J. C., CRISTÓBAL, J., SOBRINO, J. A., SÒRIA, G., NINYEROLA, M., PONS, X. (2009) – Revision of the single-channel algorithm for LST retrieval from Landsat Thermal-Infrared data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 47, 1: 339-349.
- JIMENEZ-MUÑOZ, J. C., SOBRINO, J. A. (2010) – A Single-Channel Algorithm for Land-Surface Temperature Retrieval From ASTER Data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 7 (1): 176-179.
- JIMENEZ-MUÑOZ, J. C., SOBRINO, J. A. SKOKOVIC, D., MATTAR, C., CRISTÓBAL, J. (2014) – Land Surface Temperature Retrieval Methods From Landsat-8 Thermal Infrared Sensor Data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11, 10: 1840-1843.
- JUNTA DE ANDALUCÍA (2014) – *Carpeta Informativa del Parque Natural y Parque Nacional de Sierra Nevada*. Junta de Andalucía, Ministerio de Medio Ambiente, 107 pp.
- JUSTICE, C. O., WHARTON, S. W., HOLBEN, B. N. (1981) – Application of digital terrain data to quantify and reduce the topographic effect on Landsat data. *International Journal of Remote Sensing*, 2, 3: 213 – 230.
- KING, M. D. (2007) – The Dynamic Atmosphere: Introduction. *In: Our Changing Planet - The View From Space*. Eds.: king, M. D., Parkinson, C. L., Partington, K. C., Williams, R. G., Cambridge University Press, New York, pp. 5-10.
- KÄÄB. A., CHIARLE, M., RAUP, B., SCHNEIDER, C. (2007a) – Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost. *Global and Planetary Change*, 56: 7-9.
- KÄÄB. A., FRAUENFELDER, R., ROER, I. (2007b) – On the response of rock glacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, 56: 172-187.
- KÄÄB. A., LEPRINCE, S. (2014) – Motion detection using near-simultaneous satellite acquisitions. *Remote Sensing of Environment*, 154: 164-179.
- KÄÄB. A., TREICHLER, D., NUTH, C., BERTHIER, E. (2015) – Brief Communication: Contending estimates of 2003-2008 glacier mass balance over the Pamir-Karakoram-Himalaya. *The Cryosphere*, 9: 557-564.
- KLEIN, A. G., HALL, D. K., RIGGS, G. (1998) - Improving snow-cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model. *Hydrological Processes*, 12 (10-11): 1723-1744.

- KNEISYS, F. X., ABREU, L. W., ANDERSON, G. P., CHETWYND, J. H., SHETTLE, E. P., BERK, A., BERNSTEIN, L. S., ROBERTSON, D. C., ACHARYA, P., ROTHMAN, L. S., SELBY, J. E. A., GALLERY, W. O., CLOUGH, S. A. (1995) – The MODTRAN 2/3 and LOWTRAN model. *Ontar Corporation North Andover, USA*. 214.60.
- KOKHANOVSKY, A. (2013) – Spectral reflectance of solar light from dirty snow: a simple theoretical model and its validation. *The Cryosphere*, 7: 1325-1331.
- KOENIG, L., HALL, D. K., (2010) – Comparison of satellite, thermochron and air temperatures at Summit, Greenland, during the winter of 2008/09. *Journal of Glaciology*, 198 (198): 1-7.
- KÖNIG, M., WINTHER, J-G., ISAKSSON, E. (2001) – Measuring snow and glacier ice properties from satellite. *Reviews of Geophysics*, 39 (1): 1-27.
- KOPP, K. -O. (1965) – Límite de la nieve perpetua y clima de la época Würmiense en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa, Navarra). Traducción de la obra: *Schneegrenze und Klima der Würmeiszeit an der baskischen Küste (Studien zur eiszeitlichen Vergletscherung in Spanien I) van Karl-Otto Kopp, München. Mit 4 Abbildungen im Text. Herrn Prof. Paul Schmidt-Thomé gewidmet*), por J. G. Larena.
- LIU, L., MILLAR, C. I., WESTFALL, R. D., ZEBKER, H. A. (2013) – Surface motion of active rock glacier in the Sierra Nevada, California, USA: inventory and a case study using InSAR. *The Cryosphere*, 7: 1109-1119.
- LÓPEZ-MORENO, J. I., REVUELTO, J., RICO, I., CHUECA-CÍA, J., JULIÁN, A., SERRETA, A., SERRANO, E., VICENTE-SERRANO, S. M., AZORÍN-MOLINA, C., ALONSO-GONZÁLEZ, E., GARCÍA-RUIZ, J. M. (2016) – Thinning of the Monte Perdido Glacier in the Spanish Pyrenees since 1981. *The Cryosphere*, 10: 681-694.
- MACÍAS MIRANDA, M., SOLÉ SUGRAÑES, L. (1988) - *La Nieve en el Pirineo Español – Estudio de los recursos hídricos procedentes de la fusión nival en alta montaña* - Técnicas de Teledetección (Programa ERHIN). Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (MOPU), pp. 135-178.
- MAESTRO CANO, I., RECIO RECIO, J. (2004) - Análisis comparativo de distintos métodos de estimación de la superficie glaciar en el Pirineo axial aragonés a partir de imágenes Landsat. *GeoFocus (Artículos)*, 4: 79-92.
- MARKHAM, B. L., BARKER, J. L. (1985) – Spectral characterization of the LANDSAT Thematic Mapper sensors. *International Journal of Remote Sensing*, 6 (5): 697 – 716.
- MARTÍN-VIDE, J., FERNÁNDEZ, D. (2001) – El índice NAO y la precipitación mensual en la España Peninsular. *Investigaciones Geográficas*, 26: 41-58.
- MARTÍN-VIDE, J., LÓPEZ-BUSTINS, J. A., (2006) – The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 26: 1455-1475.

- MARTÍNEZ, L. (2003) - *Impacto de la corrección atmosférica en la medida de la emisividad. Aplicación a Landsat TM*. Memoria de trabajo de investigación. Departament de Termodinàmica. Universitat de València. 61 pp.
- MARTÍNEZ, L., CASELLES, V. (2004) - Impacto de la corrección atmosférica en la medida de la emisividad. *Revista de Teledetección*. 22: 13-17.
- McFADDEN, E. M., RAMAGE, J., RODBELL, D. T. (2011) – Landsat TM and ETM+ derived snowline altitudes in the Cordillera Huayhuash and Cordillera Raura, Peru, 1986-2005. *The Cryosphere*, 5:419-430.
- MIHALCEA, C., BROCK, B. W., DIOLAIUTI, G., D'AGATA, C., CITTERIO, M., KIRKBRIDE, M. P., CUTLER, M. E. J., SMIRAGLIA, C. (2007) – Using ASTER satellite and ground-based surface temperature measurements to derive supraglacial debris cover and thickness patterns on Miage Glacier (Mont Blanc Massif, Italy). *Cold Regions Science and Technology*, 52: 341-354.
- MILLARES, A., POLO, M. J., MOÑINO, A., HERRERO, J., LOSADA, M. A. (2014) – Bedload dynamics and associated snowmelt influence in mountainous and semiarid alluvial rivers. *Geomorphology*, 206: 330-342.
- MUÑOZ, J. M., SÁNCHEZ-ROJAS, C. P. (2015) – Tendencias de la flora de Sierra Nevada. *En: La huella del cambio climático global en Sierra Nevada: Retos para la conservación*. ZAMORA, R., PÉREZ-LUQUE, A. J., BONET, F. J., BAREA-AZCÓN, J. M., ASPIZUA, R. (eds.) Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del territorio. Junta de Andalucía, pp 97-101.
- MURTEIRA, B. J. F., BLACK, G. H. J. (1983) – *Estatística Descritiva*. Ed. Mc Graw Hill, Pp. 285.
- NASA (2000) - *Landsat 7 Science Data Users Handbook*
- NELSON, F. E., SHIKLOMANOV, N. I. (2010) – The Circumpolar Active Layer Monitoring Network – CALM III (2009-2014): Long-term Observations on the Climate –Active Layer-Permafrost System. *En: Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*. Eds.: Blanco, J. J., de Pablo, M. A., Ramos, M. Publicaciones de la Universidad de Alcalá de Henares, pp. 9-14.
- OBSERVATORIO DE CAMBIO GLOBAL DE SIERRA NEVADA (2009) – *Caracterización de la cubierta de nieve de Sierra Nevada y tendencias temporales mediante el uso de imágenes MODIS (2000 – 2008)*. Junta de Andalucía y Centro Andaluz de Medio Ambiente, 19 pp.
- OESCH, D., WUNDERLE, S., HAUSER, A. (2002) – Snow surface temperature from AVHRR as a proxy for snowmelt in the Alps. *Proceedings of the EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space*, Bern, March, pp. 11-13.

- OLESEN, F., DASH, PRASANJIT., GÖTTSCHE, F., SCHMIDT, A. (2004) – CSP - *Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) Work Package 8316 - Land Surface Temperature*. CSP-0350-RP-0008-ATBDWP8316, version 1.00.
- OLIVA, M., (2008) – *Reconstrucció paleoambiental holocena de Sierra Nevada a partir de registres sedimentaris*. Tesis Doctoral. Department de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional, Universitat de Barcelona, 343 pp.
- OLIVA, M., GÓMEZ ORTIZ, A. (2010) – Monitorización dinámica y control térmico en geofomas solifluidales del piso crionival de Sierra Nevada. En: *Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*. Eds.: Blanco, J. J., de Pablo, M. A., Ramos, M. Publicaciones de la Universidad de Alcalá de Henares, pp. 29-34.
- OLIVA, M., GÓMEZ ORTIZ, A. (2011) – Factores que condicionan los procesos periglaciares de vertiente actuales en Sierra Nevada . El caso de la soliflucción. *Nimbus*, 27-28, ISSN 1139-7136, pp. 137-158
- OLIVA, M., NEVES, ., VIEIRA, G., PINA, P., CARDOSO, M., FREITAS, C. (2012a) – Sedimentological characteristics of ice-wedge polygon terrain in Adventalen Valley (Svalbard). Environmental and climate implications for the late Holocene. En: *Avances de la Geomorfología en España 2010–2012*. Coord.: González Díez, A., Ediciones de la Universidad de Cantabria, 629-632.
- OLIVA, M., GÓMEZ ORTIZ, A., SALVADOR FRANCH, F., SALVÀ CATARINEU, M. (2012b) – Balance y conclusiones sobre control de los procesos solifluidales en Sierra Nevada durante el periodo 2005-2011. En: *Avances de la Geomorfología en España 2010–2012*. Coord.: González Díez, A., Ediciones de la Universidad de Cantabria, pp. 657-660.
- OLIVA, M., GÓMEZ ORTIZ, A., PALACIOS, D., SALVADOR FRANCH, F., SALVÀ CATARINEU, M. (2015) – El cuaternario en el macizo de Sierra Nevada. Estado de la cuestión. En: *Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglaciarismo*. Eds.: Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., Oliva Franganillo, O., Salvà Catarineu, M. Publicacions i Edicions de la Universitat de Barcelona, pp. 65-77.
- PALÀ, V., PONS, X. (1995) – Incorporation of relief into geometric corrections based on polynomials. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing.*, 61: 935-944.
- PALACIOS, D., SÁNCHEZ-COLOMER, M. G. (1997) – The influence of Geomorphologic heritage on present nival erosion: Peñalara, Spain. *Geogr. Ann.*, 79A (1-2): 25-40.
- PALACIOS, D., GÓMEZ, A., FERNÁNDEZ, A., ZAMORANO, J. J., TANARRO, L. M., SALVADOR FRANCH, F., SCHULTE, L., RAMOS M. (2000) - La formación de *debris flows* en el Corral del Veleta (Sierra Nevada, España). *VI Reunión Nacional de Geomorfología*, 17-20 de septiembre de 2000, Madrid.
- PALACIOS, D., GÓMEZ, A., RAMOS, M., TANARRO, L. M., CRESPO, F., SALVADOR, F., LUENGO, E., GARCÍA A., FERNÁNDEZ, A. (2001) - Formas de crio-reptación: origen y actividad actual

- en el Corral del Veleta, Sierra Nevada. V *Reunión IPA-España*, 27-29 de junio de 2001, Potes.
- PALACIOS, D., ANDRÉS, N. AND LUENGO, E. (2003): Distribution and effectiveness of nivation in Mediterranean mountains: Peñalara (Spain). *Geomorphology*, 54 (3- 4): 157-178. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00340-9
- PALACIOS, D., ANDRÉS, N. Y LUENGO, E. (2004a) Tipología y evolución de nichos de nivación en la Sierra de Guadarrama, España. Resumen, *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* (Sec. Geol.), 99 (1-4): 141-158.
<http://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=1036118>
- PALACIOS, D., GARCIA-BLANCO, F. J, M. (2004b) - Efectos de la nieve y la temperatura del suelo en la actividad geomorfológica. Primeros resultados de su monitorización en la Sierra de Guadarrama. Resumen, *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* (Sec. Geol.), 99 (1-4): 25-36.
- PALACIOS, P., RAMOS, M., GÓMEZ ORTIZ, A. (2004C) - "Permafrost", evolución de formas asociadas y comportamiento térmico en el Corral de Veleta (Sierra Nevada, España). Últimos resultados. Resumen, *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* (Sec. Geol.), 99 (1-4): 47-63.
- PALACIOS, D., GARCIA-BLANCO, F. J, M. (2004d) - Estación para la monitorización de la influencia ecológica y geomorfológica de la nieve. Macizo de Peñalara (Madrid, España). Resumen, *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* (Sec. Geol.), 99 (1-4): 197-207.
- PALACIOS, D. Y ANDRÉS, N. (2007): Relación entre dinámica nival y erosión en el Parque Natural de Peñalara y áreas próximas. En: CAM (edi.) *Quintas Jornadas Científicas del Parque Natural de Peñalara y del Valle de El Páular*. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Madrid, pp. 95 -137.
- PALADE, B., PALACIOS ESTREMER, D., GÓMEZ ORTIZ, A. (2011) – Los glaciares rocosos de Sierra Nevada y su significado paleoclimático. Una primera aproximación. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37 (2): 95-118.
- PARKINSON, C. L., WARD, A., KING, M. D. (Eds.) (2006) – *Earth Science Reference Handbook. A Guide to NASA's Earth Science Program and Earth Observing Satellite Missions*. Washington D. C., National Aeronautics and Space Administration (NASA).
- PARKINSON, C. L. (2007) – Bound Together: Artic Sea Ice, Ocean, and Atmosphere. In: *Our Changing Planet - The View From Space*. Eds.: king, M. D., Parkinson, C. L., Partington, K. C., Williams, R. G., Cambridge University Press, New York, pp. 232-237.
- PAUL, F., KÅÅB, A., HAEBERLI, W. (2007) – Recent glacier changes in the Alps observed by satellite: Consequences for future monitoring strategies. *Global and Planetary Change*, 56: 111 – 122.

- PELLITERO ONDICOL, R., SERRANO CAÑADAS, E. (2012) – La nieve como agente geomorfológico en la cara N del Pico Curavacas (Cordillera Cantábrica). *En: Avances de la Geomorfología en España 2010-2012*. Coord.: González Díez, A., Ediciones de la Universidad de Cantabria, pp. 633-636.
- PÉREZ-LUQUE, A. J., PÉREZ-PÉREZ, R., BONET, F. J. (2015) - Evolución del clima en los últimos 50 años en Sierra Nevada. *En: ZAMORA, R., PÉREZ-LUQUE, A. J., BONET, F. J., BAREA-AZCÓN, J. M., ASPIZUA, R. (editores) (2015) – La huella del cambio climático global en Sierra Nevada: Retos para la conservación*. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del territorio. Junta de Andalucía, pp 22-24.
- PÉREZ, M., CORBERA, J., CALVET, J. (1995) - Estudio de la dinámica de la línea de nieve, en la península de Livingston - Antártida) a partir de imágenes ERS 1 y Landsat TM. *Revista de Teledetección*. 4: 1-3.
- PÉREZ SÁNCHEZ, J., SALVADOR-FRANCH, F., SALVÀ-CATARINEU, M., GÓMEZ-ORTIZ, A. (2015) – Catalogación de los glaciares rocosos del macizo del Puigmal (Pirineo Oriental). Primeros resultados. *En: Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglacialismo*. Eds.: Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., Oliva Franganillo, O., Salvà Catarineu, M. Publicacions i Edicions de la Universitat de Barcelona. Pp: 175-187.
- PONS, X., SOLÉ-SUGRAÑES, L. (1994) – A simple radiometric correction model to improve automatic mapping of vegetation from multispectral satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 48: 191 – 204.
- PONS, X. (2004) – MiraMon. Sistema d'Informació Geogràfica i software de Teledetecció. Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestales, CREAM. Bellaterra. ISBN: 84-931323-4-9
- PONS, X., MORÉ, G., DOMINGO, C., JULIÀ, N., CRISTÓBAL, J., SERRA, P., CEA, C., (2010) – Curso de tratamiento de imágenes Landsat. 2ª Edición Universitat Autònoma de Barcelona.
- PONS, X., CRISTÓBAL, J., GONZÁLEZ-GUERRERO, O., RIVEROLA, A., SERRA, P., CEA, C., DOMINGO, C., DÍAZ, P., MONTERDE, M., VELASCO, E., (2012) – Ten Years of local water resource management: integrating satellite remote sensing and geographical information systems. *European Journal of Remote Sensing*, 45:317-332.
- PONS, X., PESQUER, L., CRISTÓBAL, J., GONZÁLEZ-GUERRERO, O. (2014a) – Automatic and improved radiometric correction of Landsat imagery using reference values from MODIS surface reflectance images. *Inter. Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 33: 243 – 254.
- PONS, X., NINYEROLA, M., CEA, C., GONZÁLEZ-GUERRERO, O., SERRA, P., ZABALA, A., PESQUER, L., SERRAL, I., MASÓ, J., DOMINGO, C., SERRA, J. M., CRISTÓBAL, J., HAIN, C. R., ANDERSON, M. C. (2014b) – Preparing for a global cover & climate change mapping at

- detailed resolution. The design of a massive database from long time series of Landsat land cover products and in situ climate data. *Proceedings of the oral presentation at INRA, Avignon*.
- PRATA, A. J., CASELLES, V., COLL, C., SOBRINO, J. A., OTTLÉ, C. (1995) - Thermal remote sensing of land surface temperature from satellites: Current status and future prospects. *Remote Sensing Reviews*, 12, 3-4: 175-224.
- QIN, Z., A. KARNIELI, P. BERLINER (2001) - A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. *International Journal of Remote Sensing*, 22 (18): 3719–3746.
- QIN, Z., A. KARNIELI, P. BERLINER (2002) – Remote sensing analysis of the land surface temperature anomaly in the sand-dune region across the Israel-Egypt border. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 23 (19): 3991-4018.
- QUEREDA, S. J., RUESCAS, O. A. B., MONTÓN, C. E., ESCRIG, B. J. (2006) – La teledetección de la temperatura superficial del mar: una validación de algoritmos en las aguas litorales del Mediterráneo español. *Cuadernos de Geografía*, 80: 125-146, Valencia.
- RABATEL, A., LETRÉGUILLY, A., DEDIEU, J. P., ECKERT, N. (2013) – Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010: evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls. *The Cryosphere*, 7:1455 – 1471.
- RAMOS, M., TANARRO, L. M., CRESPO, F., VICENTE, A., GÓMEZ, A., SALVADOR, F., PALACIOS, D. (2001) - The possible occurrence of permafrost in Corral del Veleta (Sierra Nevada, Spain) according to thermal prospecting methods. *Abstracts of First European Permafrost Conference*. 26-28 March 2001, Rome
- RAMOS, M., GÓMEZ, A., PALACIOS, D., TANARRO, L. M., SALVADOR, F., CRESPO, F., BRETÓN, L. (2002) - Método térmico para el estudio de la distribución de permafrost en Sierra Nevada. En E. Serrano y A. García de Celis (Eds). *Periglaciario en montaña y altas latitudes*, 91-123 pp.
- RAMOS, M., VIEIRA, G., GRUBER, S., PABLO, M. A., CORREIA, A. (2010) – Estado térmico del *permafrost* en el monte Reina Sofía, primer año de registro continuo. Isla Livingston (Antártica). En: *Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*. Eds.: Blanco, J. J., de Pablo, M. A., Ramos, M. Publicaciones de la Universidad de Alcalá de Henares, pp. 79-92.
- RASO, J. (2011) – Variabilidad de las precipitaciones en Sierra Nevada y su relación con distintos patrones de teleconexión. *Nimbus*, 27-28, ISSN 1139-7136: 183-199.
- RECONDO, C., PÉREZ-MORANDEIRA, C. S. (2002) – Obtención de la temperatura del aire en Asturias a partir de la temperatura de la superficie calculada con imágenes NOAA-AVHRR. *Revista de Teledetección*, 17: 5-12.

- REIS, E. (2005) – *Estatística Descriptiva*. Ed. Silabo, pp. 248.
- RIAÑO, D., CHUVIECO, E., SALAS, J., AGUADO, I. (2003) – Assessment of different topographic corrections in Landsat-TM data for mapping vegetation types. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 41 (5): 1056-1061.
- RIGGS, G., HALL, D. K., SALOMONSON, V. V. (1994) - A snow index for the Landsat Thematic Mapper and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. *Proceedings of the Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 1994*, 4: 1942-1944.
- RIGGS, G., HALL, D. K. (2002) – Reduction of Cloud Obscuration in the MODIS Snow Data Product. *59th Eastern Snow Conference*. Stowe, Vermont, USA.
- RIGGS, G., HALL, D. K., SALOMONSON, V. V. (2006) – *MODIS Snow Products User Guide to Collection 5*. <http://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/sugkc2.html>
- RIVAS MARTÍNEZ, S., (1987) - Memoria del Mapa de Series de Vegetación de España. *I.C.O.N.A. Serie técnica. Publ. 331*. Ministerio Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid v
- RIVAS MARTÍNEZ, S., (1992) - Etages bioclimatiques, secteurs chronologiques et series de vegetation de l'Espagne méditerranéenne. *Ecologia Mediterranea*, 8: 275-288.
- ROBINSON, D. A., DEWEY, K. F., HEIM, R. R. Jr. (1993) – Global Snow Cover Monitoring: An Update. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74 (9): 1689 -1696.
- ROTT, H. (1994) - Thematic studies in alpine areas by means of polarimetric SAR and optical imagery. *Advances in Space Research*, 14: 217-226.
- RUIZ FERNÁNDEZ, J., VIEIRA, G., POBLETE, M. Á., GARCÍA, C. (2015) – Ground and air-rock temperatures in the Forcadona buried ice patch (Western Massif of the Picos de Europa, Spain) from 2006 to 2011. *En: Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglacialismo*. Eds.: Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., Oliva Franganillo, O., Salvà Catarineu, M. Publicacions i Edicions de la Universitat de Barcelona, pp. 105-112.
- SALISBURY, J. W., D'ARIA, D. M. (1992) - Emissivity of Terrestrial Materials in the 8-14 μ m Atmospheric Window. *Remote Sensing Environment*. 42: 83 – 106.
- SALOMONSON, V. V., TOLL, D. L., LAWRENCE, W. L. (1992) – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and observations of the land surface. *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Society Annual Meeting*, 26 -29 May 1992, Houston, Texas TX, pp. 549 – 551.
- SALVÀ-CATARINEU, M., SALVADOR-FRANCH, F., GÓMEZ-ORTIZ, A., FERNÁNDEZ-SANTALUCÍA, M., SANJOSÉ-BLASCO, J. J., ATKINSON-GORDO, A. D. J. (2010) – Análisis morfométrico aplicado al estudio geodinámico de un glaciar rocoso en Sierra Nevada (España): aportaciones metodológicas. *Aportaciones al VI Seminario Latino-Americano de Geografía*

- Física & II Seminario Ibero Americano de Geografía Física*, Universidade de Coimbra, 10 pp.
- SALVADOR-FRANCH, F., GÓMEZ-ORTIZ, A., PALACIOS-ESTREMER, D., SALVÀ CATARINEU, M. (2010a) – Temperatura del suelo en un medio montañoso crionival (Corral del Veleta, Sierra Nevada, España). Aportaciones al *VI Seminario Latino-Americano de Geografía Física & II Seminario Ibero Americano de Geografía Física*, Universidade de Coimbra, 13 pp.
- SALVADOR-FRANCH, F., GÓMEZ-ORTIZ, A., PALACIOS-ESTREMER, D. (2010b) – Comportamiento térmico del suelo en un enclave de alta montaña mediterránea con permafrost residual: Corral del Veleta (Sierra Nevada, Granada, España). En: *Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*. Eds.: Blanco, J. J., de Pablo, M. A., Ramos, M. Publicaciones de la Universidad de Alcalá de Henares, pp. 61-68.
- SALVADOR-FRANCH, F., GÓMEZ-ORTIZ, A., SALVÀ CATARINEU, M., PALACIOS-ESTREMER, D. (2011a) – Caracterización térmica de la capa activa de un glaciar rocoso en medio periglacial de alta montaña mediterránea. El ejemplo del Corral del Veleta (Sierra Nevada, España). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37 (2): 25-48.
- SALVADOR-FRANCH, F., OLIVA, M., SALVÀ CATARINEU, M., GÓMEZ-ORTIZ, A. (2011b) – Valores térmicos del suelo en tres enclaves contrastados del sector de cumbres de Sierra Nevada (periodo: 2006-2009). En: *Criosferas, suelos congelados y cambio climático*. Eds.: Valcárcel, M., Carrera, P., Universidad de Santiago de Compostela, pp. 31-35.
- SALVADOR-FRANCH, F., GÓMEZ-ORTIZ, A., SALVÀ CATARINEU, M., PALACIOS-ESTREMER, D. (2012) – Régimen térmico del suelo y dinámica periglacial en la planicie somital del Collado de los Machos. En: *Avances de la Geomorfología en España 2010–2012*. Coord.: González Díez, A., Ediciones de la Universidad de Cantabria, pp. 637-640.
- SALVADOR-FRANCH, F., OLIVA FRANGANILLO, M., SALVÀ-CATARINEU, M., GÓMEZ-ORTIZ, A. (2015) – Régimen térmico del suelo. En: *La huella del cambio global en Sierra Nevada: Retos para la conservación*. Eds.: Zamora, R., Pérez-Luque, A. J., Bonet, F. J., Barea-Azcón, J. M., Aspizua, R. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Junta de Andalucía, pp. 39-40.
- SALVADOR, R., PONS, X., DIEGO, F. (1996) – Validación de un método de corrección radiométrica sobre diferentes áreas montañosas. *Revista de Teledetección*. 7: 1-5.
- SÁNCHEZ, J. M., CASELLES, V., KUSTAS, W. P. (2008) – Estimación de flujos de energía utilizando un modelo micrometeorológico e imágenes de satélite. *Revista del tiempo y el clima del Mediterráneo occidental*, 5: 27-38.
- SANJOSÉ, J. J., ATKINSON, A. D. J., GÓMEZ ORTIZ, A., SALVADOR FRANCH, F. (2007a) - Técnicas geodésicas y fotogramétricas aplicadas al análisis de la dinámica y cartografía del glaciar rocoso activo del Corral del Veleta (Sierra Nevada) durante el periodo 2001 - 2007. Parte I. Mapping Interactivo - *Revista Internacional de Ciencias de la Tierra*.

- SANJOSÉ, J. J., ATKINSON, A. D. J., GÓMEZ ORTIZ, A., SALVADOR FRANCH, F. (2007b) - Técnicas geodésicas y fotogramétricas aplicadas al análisis de la dinámica y cartografía del glaciar rocoso activo del Corral del Veleta (Sierra Nevada) durante el periodo 2001 - 2007. Parte II. Mapping Interactivo - *Revista Internacional de Ciencias de la Tierra*.
- SANJOSÉ, J. J., SERRANO, E., MATÍAS, J., BERENGUER, F., RICO, I. (2012a) – La aplicación de técnicas geomáticas al estudio de procesos geomorfológicos en alta montaña (Pirineos y Picos de Europa). En: *Avances de la Geomorfología en España 2010–2012*, Coord.: González Díez, A., Ediciones de la Universidad de Cantabria, pp. 239 - 242.
http://www.segsantander2012.unican.es/Documentacion/images/978-84-86116-54-5_avances.pdf
- SANJOSÉ, J. J., GÓMEZ ORTIZ, A., ATKINSON, A. D. J., SALVADOR FRANCH, F., MATÍAS, J., SALVÀ CATARINEU, M., BERENGUER, F. (2012b) – Aplicación de técnicas geomáticas en el glaciar rocoso del Corral del Veleta (2001-2011). En: *Avances de la Geomorfología en España 2010–2012*, Coord.: González Díez, A., Ediciones de la Universidad de Cantabria, pp. 641–644.
http://www.segsantander2012.unican.es/Documentacion/images/978-84-86116-54-5_avances.pdf
- SANTOS, B. M., GÓMEZ-ORTIZ, A., SALVÀ CATARINEU, M., SALVADOR FRANCH, F. (2010a) – Cubierta nival y temperaturas de superficie en Sierra Nevada a través del tratamiento digital de imágenes de satélite Landsat 7 (avance preliminar: periodo 2007-2008). En: *Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*. Eds.: Blanco, J. J., de Pablo, M. A., Ramos, M., Publicaciones de la Universidad de Alcalá de Henares, pp. 69-78.
- SANTOS, B. M., GÓMEZ-ORTIZ, A., SALVADOR FRANCH, F., SALVÀ CATARINEU, M. (2010b) - Comportamiento nival na *Serra Nevada* através de imagens Landsat 7 (período 2007 - 08). Aportaciones al VI Seminario Latino-Americano de Geografía Física & II Seminario Ibero Americano de Geografía Física, Universidade de Coimbra, 16 pp.
<http://www.uc.pt/fluc/cegot/VISLAGF/actas/ind2/>
- SANTOS, B. M., GÓMEZ-ORTIZ, A., CRISTÓBAL, J., HALL, D. K., SALVÀ CATARINEU, M., SALVADOR FRANCH, F. (2012) – Estimación de la cubierta nival en Sierra Nevada a partir de imágenes Landsat. En: *Avances de la Geomorfología en España 2010–2012*, Coord.: González Díez, A., Ediciones de la Universidad de Cantabria, pp. 271–274.
http://www.segsantander2012.unican.es/Documentacion/images/978-84-86116-54-5_avances.pdf
- SANTOS-GONZÁLEZ, J., GONZÁLEZ-GUTIÉRREZ, R. B., GÓMEZ-VILLAR, A., REDONDO-VEGA, J. M. (2009) – Ground thermal regime in the vicinity of relict rock glaciers (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Finisterra*, XLIV, 87: 35-44.
- SANZ de GALDEANO, C., LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1999a) - Estratigrafía y estructura de las unidades alpujárrides en el borde occidental de Sierra Nevada - Granada. España. *Revista de la Sociedad de Geología de España*. 12 (2): 187-198.
- SANZ de GALDEANO, C., LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1999b) - Nature and impact of the Neotectonic deformation in the western Sierra Nevada (Spain). *Geomorphology*. 30 (3): 259-272.

- SCHAAF, C. B., LI, X., STRAHLER, A. H. (1994) – Topographic effects on bidirectional and hemispherical reflectances calculated with a geometric-optical canopy model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 36 (6): 1186 – 1193.
- SCHNEIDER, S., HOELZLE, M., HAUCK, C. (2012) – Influence of surface and subsurface heterogeneity on observed borehole temperatures at a mountain permafrost site in the Upper Engadine, Swiss Alps. *The Cryosphere*, 6: 517-531.
- SENESE, A., MAUGERI, M., VUILLERMOZ, E., SMIRAGLIA, C., DIOLAIUTI, G. (2014) – Using daily air temperature thresholds to evaluate snow melting occurrence and amount on Alpine glaciers by T-index models: the case study of the Forni Glacier (Italy). *The Cryosphere*, 8: 1921-1933.
- SERRANO, E., SAN JOSÉ, J. J., AGUDO, C. (2006) – Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: Flow, movement (1991 – 2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees. *Geomorphology*, 7: 285 -296.
- SERRANO, E., DEL RÍO, M., SANJOSÉ, J. J., GONZÁLEZ TRUEBA, J. J., ATKINSON, A., FERNÁNDEZ, A. (2010) – Evolución reciente y dinámica actual del helero del Jou Negro (Picos de Europa). Primera aproximación. En: *Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*. Eds.: Blanco, J. J., de Pablo, M. A., Ramos, M., Publicaciones de la Universidad de Alcalá de Henares, pp. 39 – 46.
- SOBRINO, J. A., CASELLES, V., BECKER, B. (1990) – Significance of the remotely sensed thermal infrared measurements obtained over a citrus orchard. *ISPRS, J. Photogrammetric and Remote Sensing*, 44: 345-354. BUSCAR
- SOBRINO, J. A., COLL, C., CASELLES, V. (1991) – Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5. *Remote Sensing of Environment*, 38, 1: 19-34.
- SOBRINO, J. A., LI, Z. L., STOLL, M. P. (1993) – Impact of the atmospheric transmittance and total water vapor content in the algorithms for estimating satellite sea surface temperatures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 31 (5): 946-952.
- SOBRINO, J. A., RAISSOUNI, N., (2000) – Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: application to Morocco. *International Journal of Remote Sensing*, 21 (2): 353-366.
- SOBRINO, J. A., JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C., RAISSOUNI, N., SÒRIA, G., (2002) – A simplified method for estimating the total water vapor content over sea surfaces using NOAA-AVHRR channels 4 and 5. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40 (2): 357-361.
- SOBRINO, J. A., EL KHARRAZ, J., LI, Z. L. (2003) – Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data. *International Journal of Remote Sensing*, 24 (24): 5161-5182.

- SOBRINO, J. A., JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C., PAOLINI, L. (2004) – Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment*, 90: 434-440.
- SOBRINO, J. A., GÓMEZ, M., JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C., OLIOSO, A., CHEBOUNI, G. (2005a) – A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns. *Journal of Hydrology*, 315: 117-125.
- SOBRINO, J. A., JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C. (2005b) – Land surface temperature retrieval from thermal infrared data: An assessment in the context of the Surface Processes and Ecosystem Changes Through Response Analysis (SPECTRA) mission. *Journal Geophysics Research*. 110, D16103. doi: 10.1029/2004JD005588. BUSCAR
- SOBRINO, J. A., JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C., SÒRIA, G., ROMAGUERA, M., GUANTER, L., MORENO, J., PLAZA, A., MARTÍNEZ, P. (2008) – Land surface emissivity retrieval from different VNIR and TIR sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46, 2: 316-327.
- SOUZA, J. D., SILVA, B. B. (2005) – Correção atmosférica para temperatura da superfície obtida com imagem TM – Landsat 5. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23 (4): 349-358.
- TANARRO, L. M., PALACIOS, D., ZAMORANO, J. J., GÓMEZ-ORTIZ, A. (2010) - Cubierta nival, permafrost y formación de flujos superficiales en el talud detrítico de alta montaña (Corral del Veleta, Sierra Nevada. España), *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36: 39-50.
- TANARRO, L. M., PALACIOS, D., GÓMEZ-ORTIZ, A. (2012) - Control fotográfico de la evolución geomorfológica reciente de los movimientos en masa sobre el talud detrítico del Corral del Veleta, Sierra Nevada, España, *En: Avances de la Geomorfología en España 2010–2012*, Coord.: González Díez, A., Ediciones de la Universidad de Cantabria, pp. 243-246.
- TEDESCO, M., DOHERTY, S., FETTWEIS, X., ALEXANDER, P., JEYARATNAM, J., STROEVE, J. (2016) – The darkening of the Greenland ice sheet: trends, drivers, and projections (1981-2100). *The Cryosphere*, 10: 477-496.
- TETZLAFF, A., KALESCHKE, L., LÜPKES, C., AMENT, F., VIHMA, T., (2013) – The impact of heterogeneous Surface temperatures on the 2-m air temperature over the Arctic Ocean under clear skies in spring. *The Cryosphere*, 7: 153-166.
- THOMAS, R. H., BINDSCHADLER, R. A. (2007) – Ice Sheets and the Threat to Global Sea Level. *In: Our Changing Planet - The View From Space*. Eds.: King, M. D., Parkinson, C. L., Partington, K. C., Williams, R. G., Cambridge University Press, New York, pp. 218-225.
- TRINDADE, A., VIEIRA, G., RAMOS, M., PIMPIREV, C., KENDEROVA, R. (2010) – O efeito da neve no regime térmico do solo na área da Base Antártica Búlgara St. Kliment Ohridski, Ilha Livingston, Antártica. *En: Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*. Eds.: Blanco, J. J., de Pablo, M. A., Ramos, M., Publicaciones de la Universidad de Alcalá de Henares, 161-172.

- VALCÁRCEL, M., MARTÍNEZ CORTIZAS, A., BLANCO CHAO, R. (2012) – Morfometría de los circos glaciares en la Sierra de Ancares (NW Ibérico). *En: Avances de la Geomorfología en España 2010-2012*. Coord.: González Díez, A., Ediciones de la Universidad de Cantabria, pp. 625-628.
- VALOR, E., CASELLES, V. (1996) - Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American areas. *Remote Sensing of Environment*, 57 (3): 167-184.
- VALOR, E., CASELLES, V., COLL, C., SÁNCHEZ, F., RUBIO, E., SOSPERA, F. (2000) – Simulation of a medium-scale-surface-temperature instrument from Thematic Mapper data. *International Journal of Remote Sensing*, 21: 3153-3159. BUSCAR
- VIEIRA, G., (2010) – Colaboração Ibérica no Estudo do Estado Térmico do *Permafrost* nas ilhas Shetlands do Sul (Antártica Marítima). Estado actual e perspectivas. *En: Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*. Eds.: Blanco, J. J., de Pablo, M. A., Ramos, M. Publicaciones de la Universidad de Alcalá de Henares, pp. 23-28.
- WAN, Z., ZHANG, Y., ZHANG, Q., LI, Z-L. (2002) – Validation of the land-surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, 83: 163-180.
- WAN, Z. (2007) – Temperature of the Land Surface. *In: Our Changing Planet - The View From Space*. Eds.: King, M. D., Parkinson, C. L., Partington, K. C., Williams, R. G., Cambridge University Press, New York, pp. 136-141.
- WANNER, H., BRÖNNIMANN, S., CASTY, C., GYALISTRAS, D., LUTERBACHER, J., SCHMUTZ, C., STEPHENSON, D. B., XOPLAKI, E. (2001) – North Atlantic Oscillation – Concepts and studies. *Surveys in Geophysics*, 22: 321-382.
- WEISMÜLLER, J., WOLLSCHLÄGER, U., BOIKE, J., PAN, X., YU, Q., ROTH, K. (2011) – Modelling the thermal dynamics of the active layer at two contrasting permafrost sites on Svalbard and on the Tibetan Plateau. *The Cryosphere*, 5: 741-757.
- WESTERMANN, S., LANGER, M., BOIKE, J. (2011) – Spatial and temporal variations of summer surface temperatures of high-arctic tundra on Svalbard – Implications for MODIS LST based permafrost monitoring. *Remote Sensing of Environment*, 115: 906-922.
- WESTERMANN, S., SCHULER, T. V., GISNÅS, K., ETZELMÜLLER, B. (2013) – Transient thermal modeling of permafrost conditions in Southern Norway. *The Cryosphere*, 7: 719-739.
- WILLIAMS, R.S., JR., FERRIGNO, J.G. (Eds.), (2012) - State of the Earth's cryosphere at the beginning of the 21st century—Glaciers, global snow cover, floating ice, and permafrost and periglacial environments, *U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-A*: 546. (Disponibile en: <http://pubs.usgs.gov/pp/p1386a>.)

- WINSVOLD, S. H., ANDREASSEN, L. M., KIENHOLZ, C. (2014) – Glacier area and length changes in Norway from repeat inventories. *The Cryosphere*, 8: 1885–1903.
- WUKELIC, G. E., GIBBONS, D. E., MARTUCCI, L. M., FOOTE, H. P. (1989) – Radiometric Calibration of Landsat Thematic Thermal Band. *Remote Sensing of Environment*, 28:339-347.
- YOU, J., TARBOTON, D. G., LUCE, C. H. (2014) – Modeling surface temperature with a one-layer energy balance snowmelt model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18: 5061-5076.
- ZAMORA, R., PÉREZ-LUQUE, A. J., BONET, F. J., BAREA-AZCÓN, J. M., ASPIZUA, R. (eds.) (2015) – *La huella del cambio climático global en Sierra Nevada: Retos para la conservación*. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del territorio. Junta de Andalucía, 208 pp.
- ZHANG, T. (2005) – Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: an overview. *Reviews of Geophysics*, 43, RG4002, doi:10.1029/2004RG000157.

INTERNET WEBSITES

<http://www.ucalgary.ca>

University of Calgary (consultado a 09.11.2014)

www.csc.noaa.gov

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration (consultado a 09.11.2014)

<http://earthexplorer.usgs.gov/>

Earth Explorer USGS (United States Geological Survey) (consultado en 15.12.2014)

http://landsat.usgs.gov/about_landsat7.php

Landsat 7 ETM+ NASA (consultado en 01.09.2015)

http://landsat.usgs.gov/about_mission_history.php

Landsat Mission History NASA (consultado en 01.09.2015)

<http://terra.nasa.gov/about/terra-instruments/modis>

http://www.nasa.gov/mission_pages/terra/spacecraft/index.html

Terra MODIS Mission NASA (consultado 05.10.2015)

<https://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html>

LAADS Web, NASA (consultado en 05.06.2015)

https://lpdaac.usgs.gov/tools/modis_reprojection_tool_swath

Programa MRTSwath USGS (consultado en 05.06.2015)

<http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/datosclimatologicos/valoresclimatologicos?k=and;>

AEMet (consultado a 10.02.2016)

<http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook.html>

Landsat Handbook NASA (consultado en 01.09.2015)

<http://atmcorr.gsfc.nasa.gov/>

Web based atmospheric correction calculator NASA (consultado a 20.02.2011)

Otros materiales en soporte digital:

CD – DEA100 – Datos Espaciales de Andalucía, Sistema Cartográfico de Andalucía

CD – Datos Ambientales: Clima (2009), REDIAM, Junta de Andalucía

ANEXOS

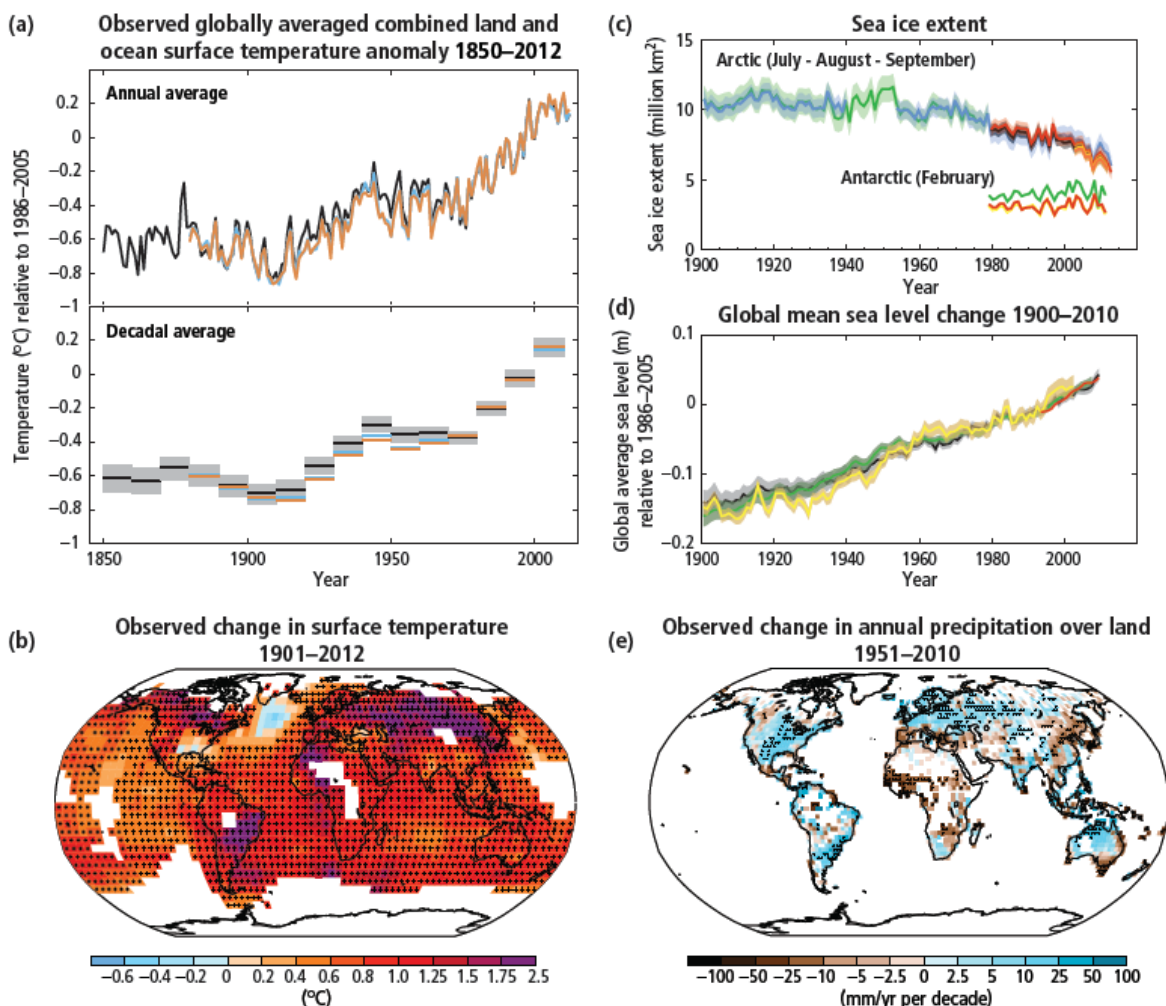
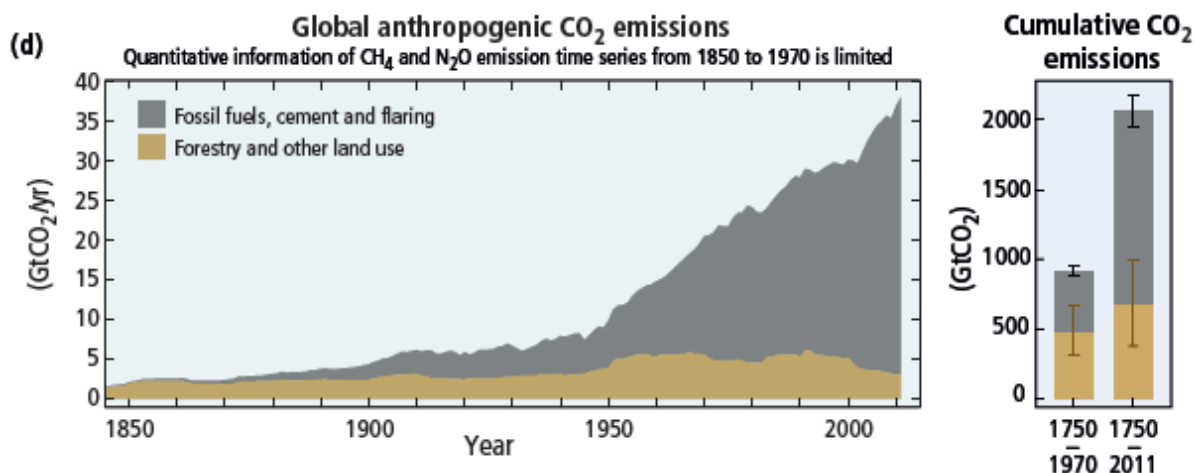


Figure 1.1 | Multiple observed indicators of a changing global climate system. (a) Observed globally averaged combined land and ocean surface temperature anomalies (relative to the mean of 1986 to 2005 period, as annual and decadal averages) with an estimate of decadal mean uncertainty included for one data set (grey shading). [WGI Figure SPM.1, Figure 2.20; a listing of data sets and further technical details are given in the WGI Technical Summary Supplementary Material WGI TS.SM.1.1] (b) Map of the observed surface temperature change, from 1901 to 2012, derived from temperature trends determined by linear regression from one data set (orange line in Panel a). Trends have been calculated where data availability permitted a robust estimate (i.e., only for grid boxes with greater than 70% complete records and more than 20% data availability in the first and last 10% of the time period), other areas are white. Grid boxes where the trend is significant, at the 10% level, are indicated by a + sign. [WGI Figure SPM.1, Figure 2.21, Figure TS.2; a listing of data sets and further technical details are given in the WGI Technical Summary Supplementary Material WGI TS.SM.1.2] (c) Arctic (July to September average) and Antarctic (February) sea ice extent. [WGI Figure SPM.3, Figure 4.3, Figure 4.SM.2; a listing of data sets and further technical details are given in the WGI Technical Summary Supplementary Material WGI TS.SM.3.2] (d) Global mean sea level relative to the 1986–2005 mean of the longest running data set, and with all data sets aligned to have the same value in 1993, the first year of satellite altimetry data. All time series (coloured lines indicating different data sets) show annual values, and where assessed, uncertainties are indicated by coloured shading. [WGI Figure SPM.3, Figure 3.13; a listing of data sets and further technical details are given in the WGI Technical Summary Supplementary Material WGI TS.SM.3.4] (e) Map of observed precipitation change, from 1951 to 2010; trends in annual accumulation calculated using the same criteria as in Panel b. [WGI Figure SPM.2, TS TFE.1, Figure 2, Figure 2.29. A listing of data sets and further technical details are given in the WGI Technical Summary Supplementary Material WGI TS.SM.2.1]

Fig. 1.1 a Anomalía de las temperaturas superficiales terrestres y oceánicas (1850-2012); **b** Cambios en las temperaturas de superficie (1901-2012); **c** Extensión de las banquisas de hielo marino polar **d** Cambio global del nivel medio del mar (1900-2010) **e** Cambio global en las precipitaciones anuales (1951-2010). **Fuente:** IPCC-Synthesis Report, (2014).



Indicators: (d) Global anthropogenic CO₂ emissions from forestry and other land use as well as from burning of fossil fuel, cement production and flaring. Cumulative emissions of CO₂ from these sources and their uncertainties are shown as bars and whiskers, respectively, on the right hand side. The global effects of the accumulation of CH₄ and N₂O emissions are shown in panel c. Greenhouse gas emission data from 1970 to 2010 are shown in Figure SPM.2. (Figures 1.1, 1.3, 1.5)

Fig. 1.2 – Emisiones globales de CO₂ antropogénico. Fuente: IPCC Synthesis Report, (2014).

Date	Image reference	Sensor	Format	Processing Level	Elevation source
20.01.2000	LE72000342000020EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
24.03.2000	LE72000342000084EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
27.05.2000	LE72000342000148EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
28.06.2000	LE72000342000180EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
15.08.2000	LE72000342000228EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
16.09.2000	LE72000342000260EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
21.12.2000	LE72000342000356EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
07.02.2001	LE72000342001038EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
11.03.2001	LE72000342001070EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
27.03.2001	LE72000342001086EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
12.04.2001	LE72000342001102EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
30.05.2001	LE72000342001150EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
17.07.2001	LE72000342001198EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
25.07.2001	LT52000342001206MTI00	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
03.09.2001	LE72000342001246EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
25.01.2002	LE72000342002025EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
26.02.2002	LE72000342002057EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
01.05.2002	LE72000342002121EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
25.05.2002	LT52000342002145MTI00	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
02.06.2002	LE72000342002153EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
10.06.2002	LT52000342002161MTI00	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
26.06.2002	LT52000342002177MTI00	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
21.08.2002	E72000342002233SGS00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
24.10.2002	LE72000342002297SGS00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000

Bibliografía y Anexos

09.11.2002	LE72000342002313EDC00				
25.11.2002	LE72000342002329SGS00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
12.01.2003	LE72000342003012EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
28.01.2003	LE72000342003028EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
13.02.2003	LE72000342003044EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
01.03.2003	LE72000342003060SGS00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
04.05.2003	LE72000342003124ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
29.06.2003	LT52000342003180MTI01	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
15.07.2003	LT52000342003196MTI01	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
31.07.2003	LT52000342003212MTI01	L5 TM	LPGS 10.1.0	L1T	GLS 2000
16.08.2003	LT52000342003228MTI01	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
01.09.2003	LT52000342003244MTI01	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
17.09.2003	LT52000342003260MTI01	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
25.09.2003	LE72000342003268ASN01	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
03.10.2003	LT52000342003276MTI01				
19.10.2003	LT52000342003292MTI01				
14.12.2003	LE72000342003348ASN01	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
03.03.2004	LE72000342004063EDC01	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
19.03.2004	LE72000342004079EDC01	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
23.06.2004	LE72000342004175ASN01	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
09.07.2004	LE72000342004191EDC01	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
26.08.2004	LE72000342004239EDC01	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
27.09.2004	LE72000342004271ASN01	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
13.10.2004	LE72000342004287ASN01	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
14.11.2004	LE72000342004319ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
16.12.2004	LE72000342004351ASN00				
01.01.2005	LE72000342005001ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
02.02.2005	LE72000342005033ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
18.02.2005	LE72000342005049ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.4.1	L1T	GLS 2000
06.03.2005	LE72000342005065ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.4.1	L1T	GLS 2000
25.05.2005	LE72000342005145ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
26.06.2005	LE72000342005177EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
30.09.2005	LE72000342005273ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
17.11.2005	LE72000342005321ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
04.01.2006	LE72000342006004ASN01	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
05.02.2006	LE72000342006036ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
26.04.2006	LE72000342006116ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
28.05.2006	LE72000342006148EDC00				
29.06.2006	LE72000342006180EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
17.09.2006	LE72000342006260ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
12.11.2006	LT52000342006332MPS00	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
28.11.2006	LT52000342006332MPS00				

Bibliografía y Anexos

14.12.2006	LT52000342006348MPS00	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
30.12.2006	LT52000342006364MPS00	L5 TM	LPGS 10.0.0	L1T	GLS 2000
07.01.2007	LE72000342007007ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.4.1	L1T	GLS 2000
15.01.2007	LT52000342007015MPS00				
16.02.2007	LT52000342007047MPS00	L5 TM	LPGS 10.0.0	L1T	GLS 2000
12.03.2007	LE72000342007071ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.4.1	L1T	GLS 2000
20.03.2007	LT52000342007079MPS00	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
29.04.2007	LE72000342007119ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.4.1	L1T	GLS 2000
07.05.2007	LT52000342007127MPS00	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
15.05.2007	LE72000342007135ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.4.1	L1T	GLS 2000
23.05.2007	LT52000342007143MPS00				
24.06.2007	LT52000342007175MPS00	L5 TM	LPGS 10.0.0	L1T	GLS 2000
02.07.2007	LE72000342007183ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.4.1	L1T	GLS 2000
18.07.2007	LE72000342007199EDC00	L7 ETM+	LPGS 11.4.1	L1T	GLS 2000
26.07.2007	LT52000342007207MPS00	L5 TM	LPGS 10.0.0	L1T	GLS 2000
03.08.2007	LE72000342007215EDC00	L7 ETM+	LPGS 11.2.1	L1T	GLS 2000
19.08.2007	LE72000342007231EDC00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
27.08.2007	LT52000342007239MPS00	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
28.09.2007	LT52000342007271MPS00				
06.10.2007	LE72000342007279ASN00				
22.10.2007	LE72000342007295ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
07.11.2007	LE72000342007311ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
26.01.2008	LE72000342008026ASN00				
27.02.2008	LE72000342008058ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
30.03.2008	LE72000342008090ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
01.05.2008	LE72000342008122ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.2.1	L1T	GLS 2000
17.05.2008	LE72000342008138ASN00				
02.06.2008	LE72000342008154ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.1	L1T	GLS 2000
18.06.2008	LE72000342008170ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.2.1	L1T	GLS 2000
04.07.2008	LE72000342008186ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.2.1	L1T	GLS 2000
05.08.2008	LE72000342008186ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.0.1	L1T	GLS 2000
21.08.2008	LE72000342008234ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.0.1	L1T	GLS 2000
24.10.2008	LE72000342008298ASN00				
25.11.2008	LE72000342008330ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.3.0	L1G	
11.12.2008	LE72000342008346ASN01	L7 ETM+	LPGS 9.3.0	L1G	
27.12.2008	LE72000342008362ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.3.0	L1G	
12.01.2009	LE72000342009012ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.3.0	L1G	
13.02.2009	LE72000342009044ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.4.1	L1G	
17.03.2009	LE72000342009092ASN00	L7 ETM+	LPGS 9.4.0	L1G	
02.04.2009	LE72000342009092ASN00	L7 ETM+	LPGS 10.0.0	L1G	
04.05.2009	LE72000342009124EDC00	L7 ETM+	LPGS 10.0.0	L1G	
21.06.2009	LE72000342009172EDC00				
29.06.2009	LT52000342009180MPS00	L5 TM	LPGS 10.1.0	L1T	GLS 2000

Bibliografía y Anexos

15.07.2009	LT52000342009196MPS00	L5 TM	LPGS 10.1.0	L1T	GLS 2000
03.10.2009	LT52000342009276MPS00	L5 TM	LPGS 11.2.0	L1T	GLS 2000
11.10.2009	LE72000342009284ASN00	L7 ETM+	LPGS 10.1.1	L1T	GLS 2000
19.10.2009	LT52000342009292MPS00	L7 ETM+	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
27.10.2009	LE72000342009300ASN00	L7 ETM+	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
04.11.2009	LT52000342009308MPS00	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
20.11.2009	LT52000342009324MPS00	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
06.12.2009	LT52000342009340MPS00	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
23.01.2010	LT52000342010023MPS00	L5 TM	LPGS 10.1.2	L1T	GLS 2000
24.02.2010	LT52000342010055MPS00				
12.03.2010	LT52000342010071MPS00	L5 TM	LPGS 11.0.0	L1T	GLS 2000
13.04.2010	LT52000342010103MPS00	L5 TM	LPGS 11.2.0	L1G	
29.04.2010	LT52000342010119MPS00	L5 TM	LPGS 11.1.0	L1T	GLS 2000
07.05.2010	LE72000342010127ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.0.0	L1T	GLS 2000
15.05.2010	LT52000342010135MPS00	L5 TM	LPGS 11.2.0	L1T	GLS 2000
31.05.2010	LT52000342010151MPS00	L5 TM	LPGS 11.1.0	L1T	GLS 2000
08.06.2010	LE72000342010159ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.1.0	L1T	GLS 2000
16.06.2010	LT52000342010167MPS00	L5 TM	LPGS 11.1.0	L1T	GLS 2000
24.06.2010	LE72000342010175ASN00				
18.07.2010	LT52000342010199MPS02	L5 TM	LPGS 11.1.0	L1T	GLS 2000
26.07.2010	LE72000342010207EDC00	L7 ETM+	LPGS 11.1.0	L1T	GLS 2000
03.08.2010	LT52000342010215MPS01	L5 TM	LPGS 11.1.0	L1T	GLS 2000
14.10.2010	LE72000342010287ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.3.0	L1T	GLS 2000
22.10.2010	LT52000342010295MPS00	L5 TM	LPGS 11.2.1	L1T	GLS 2000
07.11.2010	LT52000342010311MPS00	L5 TM	LPGS 11.4.1	L1T	GLS 2000
09.12.2010	LT52000342010343MPS00	L5 TM	LPGS 11.2.1	L1T	GLS 2000
10.01.2011	LT52000342011058MPS00	L5 TM	LPGS 11.4.1	L1T	GLS 2000
03.02.2011	LE72000342011034ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.4.1	L1T	GLS 2000
27.02.2011	LT52000342011058MPS00	L5 TM	LPGS 11.4.1	L1T	GLS 2000
07.03.2011	LE72000342011066ASN00				
23.03.2011	LE72000342011082ASN00				
31.03.2011	LT52000342011090MPS00	L5 TM	LPGS 11.4.1	L1T	GLS 2000
08.04.2011	LE72000342011098ASN00	L7 ETM+	LPGS 11.4.0	L1T	GLS 2000
10.05.2011	LE72000342011130EDC00	L7 ETM+	LPGS 11.4.1	L1T	GLS 2000
19.06.2011	LT52000342011170MPS00	L5 TM	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
07.09.2011	LT52000342011250MPS01	L5 TM	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
15.09.2011	LE72000342011258ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
01.10.2011	E72000342011274ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
09.10.2011	LT52000342011282MPS00	L5 TM	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
17.10.2011	LE72000342011290ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
25.10.2011	LT52000342011298MPS02				
10.11.2011	LT52000342011314MPS01	L5 TM	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
04.12.2011	LE72000342011338ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
20.12.2011	LE72000342011354ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000

Bibliografía y Anexos

05.01.2012	LE72000342012005ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
21.01.2012	LE72000342012021ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
06.02.2012	LE72000342012037ASN00				
22.02.2012	LE72000342012053ASN00				
09.03.2012	LE72000342012069ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
10.04.2012	LE72000342012101ASN00				
12.05.2012	LE72000342012133ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
28.05.2012	LE72000342012165ASN00				
13.06.2012	LE72000342012165ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
29.06.2012	LE72000342012181ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
15.07.2012	LE72000342012197ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.1.4	L1T	GLS 2000
31.07.2012	LE72000342012213ASN00				
16.08.2012	LE72000342012229EDC00	L7 ETM+	LPGS 12.2.1	L1T	GLS 2000
01.09.2012	LE72000342012245ASN00				
03.10.2012	LE72000342012277ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.2.1	L1T	GLS 2000
20.11.2012	LE72000342012325ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.2.1	L1T	GLS 2000
06.12.2012	LE72000342012341ASN00				
07.01.2013	LE72000342013007ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.2.1	L1T	GLS 2000
08.02.2013	LE72000342013039ASN00				
24.02.2013	LE72000342013055ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.2.1	L1T	GLS 2000
13.04.2013	LE72000342013103ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.3.0	L1T	GLS 2000
15.05.2013	LE72000342013103ASN00				
31.05.2013	LE72000342013151ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.3.0	L1T	GLS 2000
16.06.2013	LE72000342013167ASN01	L7 ETM+	LPGS 12.3.0	L1T	GLS 2000
18.07.2013	LE72000342013199ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.3.0	L1T	GLS 2000
19.08.2013	LE72000342013231ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.3.1	L1T	GLS 2000
04.09.2013	LE72000342013247ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.3.1	L1T	GLS 2000
20.09.2013	LE72000342013263ASN00				
23.11.2013	LE72000342013327ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.3.1	L1T	GLS 2000
09.12.2013	LE72000342013343ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.3.1	L1T	GLS 2000
25.12.2013	LE72000342013359ASN00				
10.01.2014	LE72000342014010ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000
26.01.2014	LE72000342014026ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000
11.02.2014	LE72000342014042EDC00				
27.02.2014	LE72000342014058EDC00				
15.03.2014	LE72000342014074EDC00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000
31.03.2014	LE72000342014090ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000
16.04.2014	LE72000342014106ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000
02.05.2014	LE72000342014122ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000
18.05.2014	LE72000342014138ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000
03.06.2014	LE72000342014154ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000
19.06.2014	LE72000342014170ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000
05.07.2014	LE72000342014186ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000
21.07.2014	LE72000342014202ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000

06.08.2014	LE72000342014218ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000
22.08.2014	LE72000342014234ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.4.1	L1T	GLS 2000
23.09.2014	LE72000342014266ASN00				
25.10.2014	LE72000342014298EDC00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000
10.11.2014	LE72000342014314EDC00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000
26.11.2014	LE72000342014330EDC00				
12.12.2014	LE72000342014346ASN00	L7 ETM+	LPGS 12.5.0	L1T	GLS 2000
28.12.2014	LE72000342014362ASN00				

Tabla 3 – Lista de fechas y nivel de procesado de las imágenes de satélite Landsat adquiridas. En gris claro, imágenes suprimidas (nubosidad), en gris oscuro, imágenes fuera de los 14 años hidrológicos.

<i>Banda</i>	<i>Rango espectral (nm)</i>	<i>Resolución (m)</i>	<i>Banda</i>	<i>Rango espectral (nm)</i>	<i>Resolución (m)</i>
1	620-670	250	19	915-965	1.000
2	841-876	250	20	3.660-3.840	1.000
3	459-479	500	21	3.929-3.989	1.000
4	545-565	500	22	3.929-3.989	1.000
5	1.230-1.250	500	23	4.020-4.080	1.000
6	1.628-1.652	500	24	4.433-4.498	1.000
7	2.105-2.155	500	25	4.482-4.529	1.000
8	405-420	1.000	26	1.360-1.390	1.000
9	438-493	1.000	27	6.535-6.895	1.000
10	483-493	1.000	28	7.175-7.475	1.000
11	526-536	1.000	29	8.400-8.700	1.000
12	546-556	1.000	30	9.580-9.880	1.000
13	662-672	1.000	31	10.780-11.280	1.000
14	673-383	1.000	32	11.770-12.270	1.000
15	743-753	1.000	33	13.185-13.485	1.000
16	862-877	1.000	34	13.485-13.785	1.000
17	890-920	1.000	35	13.785-14.085	1.000
18	931-941	1.000	36	14.085-14.385	1.000

Tabla 6 – Principales características del Sensor MODIS
Fuente: Chuvieco, (2008) adaptado de Hall *et al.*, (1995).

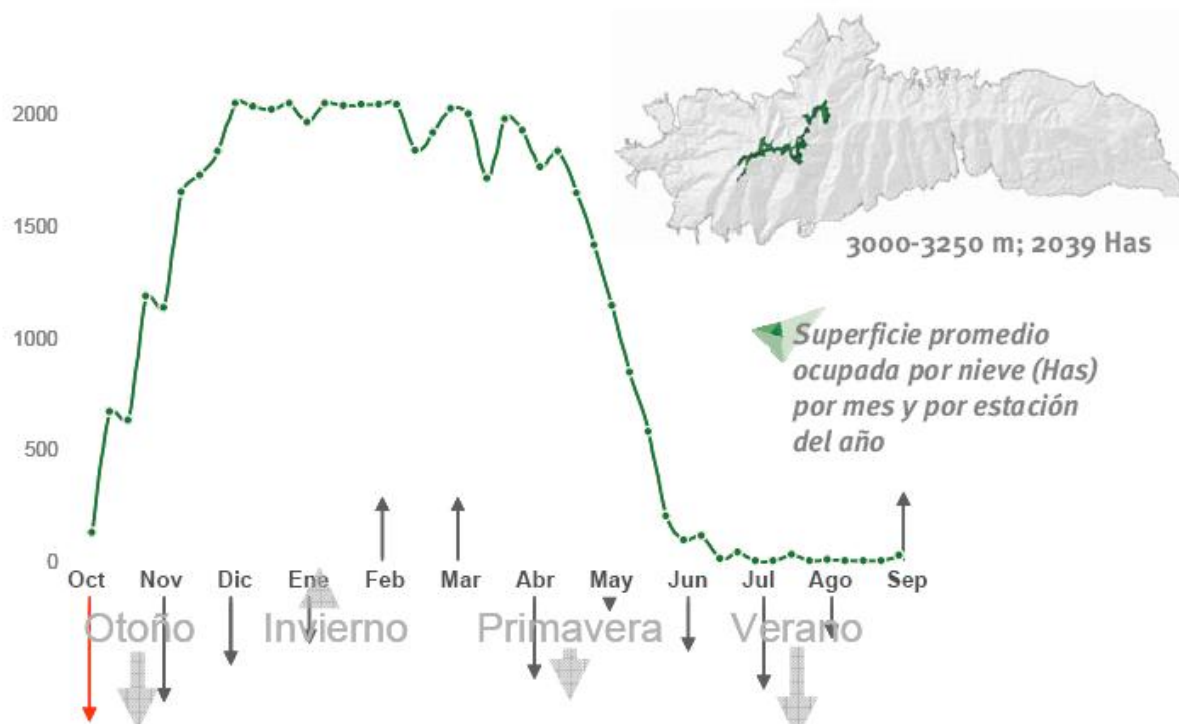


Fig. 5.44 - Superficie promedio (Has) ocupada por la nieve por mes y por estación del año, para altitudes entre los 3000 - 3250 m en Sierra Nevada, entre 2000 - 2008. Fuente: Observatorio Cambio Global, 2009

TM spectral range, post-calibration dynamic ranges, and mean exoatmospheric solar irradiance (ESUN_λ).

TM Sensors (Q _{calmin} = 1 and Q _{calmax} = 255)							
Band	Spectral range	Center wavelength	LMIN _λ	LMAX _λ	G _{rescale}	B _{rescale}	ESUN _λ
Units	μm		W/(m ² sr m)		(W/(m ² sr m)/DN)	W/(m ² sr m)	W/(m ² m)
L4 TM (NLAPS)							
1	0.452 – 0.518	0.485	-1.52	152.10	0.602431	-1.52	1983
2	0.529 – 0.609	0.569	-2.84	296.81	1.175098	-2.84	1795
3	0.624 – 0.693	0.659	-1.17	204.30	0.805765	-1.17	1539
4	0.776 – 0.905	0.841	-1.51	206.20	0.814549	-1.51	1028
5	1.568 – 1.784	1.676	-0.37	27.19	0.108078	-0.37	219.8
6	10.42 – 11.66	11.040	1.2378	15.3032	0.055158	1.2378	N/A
7	2.097 – 2.347	2.222	-0.15	14.38	0.056980	-0.15	83.49
L4 TM (LPGS)							
1	0.452 – 0.518	0.485	-1.52	163	0.647717	-2.17	1983
			-1.52	171	0.679213	-2.20	
2	0.529 – 0.609	0.569	-2.84	336	1.334016	-4.17	1795
3	0.624 – 0.693	0.659	-1.17	254	1.004606	-2.17	1539
4	0.776 – 0.905	0.841	-1.51	221	0.876024	-2.39	1028
5	1.568 – 1.784	1.676	-0.37	31.4	0.125079	-0.50	219.8
6	10.42 – 11.66	11.040	1.2378	15.3032	0.055376	1.2378	N/A
7	2.097 – 2.347	2.222	-0.15	16.6	0.065945	-0.22	83.49
L5 TM (LPGS)							
1	0.452 – 0.518	0.485	-1.52	169	0.671339	-2.19	1983
			-1.52	193	0.765827	-2.29	
2	0.528 – 0.609	0.569	-2.84	333	1.322205	-4.16	1796
			-2.84	365	1.448189	-4.29	
3	0.626 – 0.693	0.660	-1.17	264	1.043976	-2.21	1536
4	0.776 – 0.904	0.840	-1.51	221	0.876024	-2.39	1031
5	1.567 – 1.784	1.676	-0.37	30.2	0.120354	-0.49	220.0
6	10.45 – 12.42	11.435	1.2378	15.3032	0.055376	1.18	N/A
7	2.097 – 2.349	2.223	-0.15	16.5	0.065551	-0.22	83.44

Note 1: The Q_{calmin} = 0 for data processed using NLAPS. The Q_{calmin} = 1 for data processed using LPGS.

Note 2: The LMIN_λ is typically set to a small negative number, so a "zero radiance" target will be scaled to a small positive DN value, even in the presence of sensor noise (typically 1 DN or less [1 sigma]). This value is usually not changed throughout the mission.

Note 3: In mid-2009, the processing of L4 TM data will transition from NLAPS to LPGS. NLAPS used IC-based calibration. The L4TM data processed by LPGS will be radiometrically calibrated using a new lifetime gain model procedure and revised calibration parameters. Use the header file information that comes with the product and the above rescaling factors will not be applicable. The numbers highlighted in grey are the revised (LMAX_λ = 163) post-calibration dynamic ranges for L4 TM Band 1 data acquired between July 16, 1982 (launch), and August 23, 1986.

Note 4: The radiometric scaling coefficients for L5 TM Bands 1 and 2 for approximately the first eight years (1984–1991) of the mission were changed to optimize the dynamic range and better preserve the sensitivity of the early mission data. The numbers highlighted in grey are the revised (LMAX_λ = 169, 333) post-calibration dynamic ranges for L5 TM Band 1 and 2 data acquired between March 1, 1984 (launch), and December 31, 1991 (Chander et al., 2007a).

ETM+ spectral range, post-calibration dynamic ranges, and mean exoatmospheric solar irradiance (ESUN_s).

L7 ETM+ Sensor ($Q_{calmin} = 1$ and $Q_{calmax} = 255$)							
Band	Spectral range	Center wavelength	LMIN _s	LMAX _s	G _{rescale}	B _{rescale}	ESUN _s
Units	μm		W/(m ² sr μm)		(W/m ² sr μm)/DN	W/(m ² sr μm)	W/(m ² μm)
<i>Low gain (LPGS)</i>							
1	0.452–0.514	0.483	– 6.2	293.7	1.180709	– 7.38	1997
2	0.519–0.601	0.560	– 6.4	300.9	1.209843	– 7.61	1812
3	0.631–0.692	0.662	– 5.0	234.4	0.942520	– 5.94	1533
4	0.772–0.898	0.835	– 5.1	241.1	0.969291	– 6.07	1039
5	1.547–1.748	1.648	– 1.0	47.57	0.191220	– 1.19	230.8
6	10.31–12.36	11.335	0.0	17.04	0.067087	– 0.07	N/A
7	2.065–2.346	2.206	– 0.35	16.54	0.066496	– 0.42	84.90
PAN	0.515–0.896	0.706	– 4.7	243.1	0.975591	– 5.68	1362
<i>High Gain (LPGS)</i>							
1	0.452–0.514	0.483	– 6.2	191.6	0.778740	– 6.98	1997
2	0.519–0.601	0.560	– 6.4	196.5	0.798819	– 7.20	1812
3	0.631–0.692	0.662	– 5.0	152.9	0.621654	– 5.62	1533
4	0.772–0.898	0.835	– 5.1	157.4	0.639764	– 5.74	1039
5	1.547–1.748	1.648	– 1.0	31.06	0.126220	– 1.13	230.8
6	10.31–12.36	11.335	3.2	12.65	0.037205	3.16	N/A
7	2.065–2.346	2.206	– 0.35	10.80	0.043898	– 0.39	84.90
PAN	0.515–0.896	0.706	– 4.7	158.3	0.641732	– 5.34	1362

Tablas 15 a) – Parámetros de calibración de Landsat 5 TM; **b)** Parámetros de calibración de Landsat 7 ETM+ ;
Fuente: Chander *et al.*, (2009)

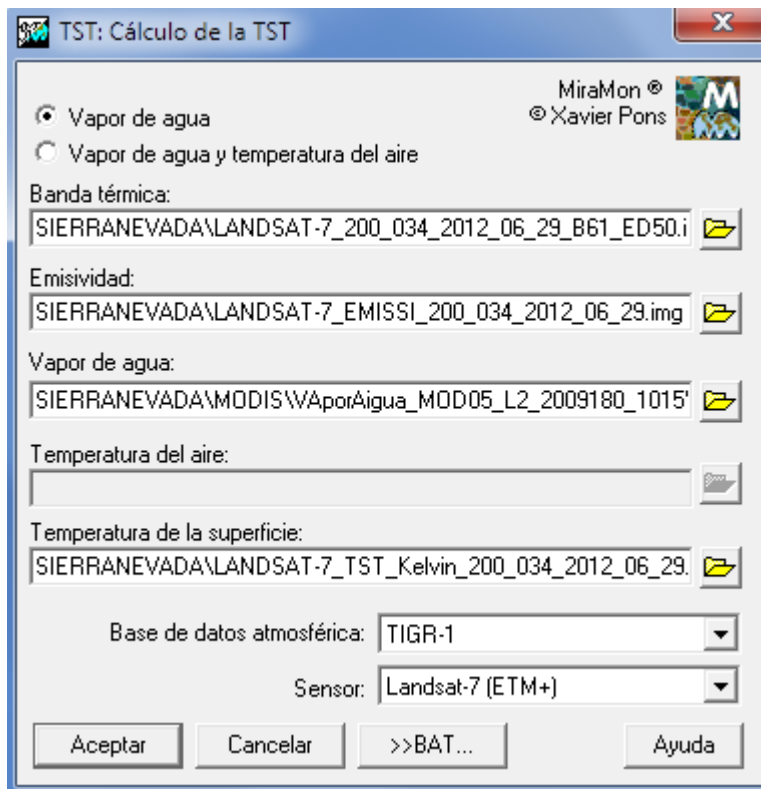


Fig.6.5 – Módulo de cálculo de la TST del programa MiraMon

otoño 2000-01	16.09.2000
invierno 2000-01	07.02.2001
otoño 2001-02	03.09.2001
otoño 2002-03	25.11.2002
primavera 2002-03	01.03.2003
invierno 2003-04	14.12.2003
primavera 2003-04	03.03.2004
verano 2004-05	26.06.2005
primavera 2005-06	26.04.2006
verano 2005-06	29.06.2006
invierno 2007-08	27.02.2008
otoño 2008-09	25.11.2008

Tabla 20 – Estaciones representadas por una sola imagen de satélite disponible para ese periodo

LISTA DE ACRÓNIMOS

AMRS-E - *Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS*
ASTER – *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*
ATBD - *Algorithm Theoretical Basis Document*
AVHRR – *Advanced Very High Resolution Radiometer*
BAE – Base Antártica Española
° C – Grados Celcius
CROCUS – *Multi-layer snow model*
DN – *Digital Number*
ELA – *Equilibrium Line Altitud*
ERHIN - Evaluación de recursos hídricos procedentes de la innivación
ERS-1 - *European Remote Sensing Satellite*
ESRI - *Environmental Systems Research Institute*
ETM+ - *Enhanced Thematic Mapper Plus*
ETR – Ecuación de transferencia radiativa
HDF-EOS - *Hierarchical Data Format - Earth Observing System*
IR - Infrarrojo
IRC – Infrarrojo cercano o próximo
IRM – Infrarrojo medio
IRT – Infrarrojo lejano o térmico
IPCC – *International Panel for Climate Change*
K – Grados kelvin
L_{atm}↑ - Radiancia atmosférica ascendente
L_{atm}↓ - Radiancia atmosférica descendente
L_{sensor} – Radiancia en el techo de la atmósfera
LGM – *Last Glacial Maximum*
LIA – *Little Ice Age*
LPGS - *Level 1 Product Generation System*
LST – *Land Surface Temperature*
LOWTRAN - *Low Resolution Atmospheric Radiance and Transmittance Model*
M – Microondas
mc – *médium confidence (IPCC-SR, 2014)*
MDE – Modelo Digital de Elevaciones
mm - Milímetros
MODIS – *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*
MODTRAN – *Moderate Resolution Atmospheric Radiance and Transmittance Model*
MSS - *Multispectral Scanner System*
NAO – *North Atlantic Oscillation (Oscilación del Atlántico Norte)*
NASA – *National Aeronautics and Space Administration*
NCEP – *National Centers for Environmental Prediction*
NDSI – *Normalized Difference Snow Index*
NDVI - *Normalized Difference Vegetation Index*
NLAPS - *National Land Archive Production System*
NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration Satellite*
PEH – Pequeña Edad del Hielo

P - Precipitación
r – Coeficiente de correlación de *Pearson*
R² - Coeficiente de determinación
RGB – *Red Green Blue*
RMSE – *Root Mean Square Error*
R_{L↓} - Radiación descendiente de onda larga
R_{L↑} - Radiación ascendiente de onda larga
R₃₅ – Ratio de las bandas TM3 y TM5
R₄₅ – Ratio de las bandas TM4 y TM5
RTE – Ecuación de transferencia radiativa
SIG – Sistemas de Información Geográfica
SPOT - *Satellite Pour l'Observation de la Terre*
SSM - *Special Sensor Microwave Imager*
SST – *Sea Surface Temperature*
T_b – Temperatura aparente de brillo
T° del aire – Temperature del aire
T° (-5 cm) – Temperatura del subsuelo a -5 cm
TIGR-1, TIGR-2 y TIGR-3 – Bases de datos atmosféricas correspondientes a la serie *Thermodynamic Initial Guess Retrieval*
TM – *Thematic Mapper*
T_{sensor} – Temperatura medida por el sensor
TST – Temperatura de Superficie Terrestre
UB – Universitat de Barcelona
USGS – *United States Geological Survey*
UTM - *Universal Transveral de Mercator*
VIS – Visible
WeMO - *Western Mediterranean Oscilation (Oscilacion del Mediterraneo Occidental)*
WGS - *World Geodetic System*

c – velocidad de la luz
ε - emisividad espectral
h – constante de *Planck*
m - metros
μm - micrometro
λ - longitud de onda
τ – transmisividad
ν – frecuencia
w – vapor de agua
σ – constante de *Stefan-Boltzman*



“ No te mires una tesis como el final de tu carrera, es solo el inicio, ya tendrás tiempo y oportunidades para ir más allá de lo que has escrito y de lo que te ha quedado en el tintero, que aún tienes mucha vida por delante!!! :-)” J.C.R. 21.09.2016