



Evolución ambiental cuaternaria del paisaje de Sierra Nevada: estado de la cuestión

Quaternary landscape evolution of Sierra Nevada (Southern Spain): state of the art

Oliva, M. ^(1,2)

(1) Research Group on Antarctic Environments and Climate Change, Centro de Estudios Geográficos / IGOT, Universidade de Lisboa. Edifício FLUL, Alameda da Universidade, 1600-214 Lisboa, Portugal. oliva_marc@yahoo.com

(2) Research Group on Landscape Research and Mediterranean Mountain Palaeoenvironments, Facultat de Geografia i Història, Universitat de Barcelona. Montalegre, 6-8, 08001 Barcelona, España.

Resumen

El paisaje actual de Sierra Nevada es, en gran parte, consecuencia de las fluctuaciones climáticas cuaternarias. Los periodos más fríos del Pleistoceno fueron propicios para el desarrollo de glaciares de valle, que se extendían hasta cotas por debajo de los 2.500 m. Los modelados y depósitos dejados por los glaciares permiten reconstruir diferentes impulsos glaciares con un desarrollo más o menos extenso en Sierra Nevada. El Último Máximo Glacial es el periodo que ha dejado una impronta más evidente en la morfología actual del macizo, tanto en cara norte como en cara sur. La deglaciación del macizo fue un proceso relativamente rápido, sólo interrumpido por breves retornos a condiciones frías con desarrollo de glaciares y extensión del periglacialismo (ej. Tardiglacial). La evolución postglacial de la zona de cumbres desde el último pulso frío ha venido básicamente controlada por la acción del periglacialismo, que ha retocado el modelado glacial previo, con puntuales reapariciones de focos glaciares confinados en las cabeceras de los barrancos septentrionales más occidentales (ej. Pequeña Edad de Hielo). Durante las fases más frías del Holoceno el periglacialismo se extendía hasta cotas inferiores a 2.500 m, con activos procesos de laderas, mientras que los periodos más cálidos propiciaban una mayor estabilidad geomórfica y desarrollo edáfico en el cinturón periglacial actual. La tendencia cálida iniciada a mediados del siglo XIX ha liquidado los restos del glacialismo europeo más meridional y ha comportado un remonte altitudinal de los procesos geomorfológicos fríos en Sierra Nevada.

Palabras clave: Sierra Nevada, Último Máximo Glacial, deglaciación, Holoceno, Pequeña Edad de Hielo, procesos fríos actuales.



Abstract

Sierra Nevada's landscape is basically a consequence of Quaternary climate oscillations. The coldest periods during the Pleistocene favoured glacial development in the massif, with glaciers flowing downvalleys reaching altitudes lower than 2500 m. Landforms and deposits left by glaciers allow reconstructing several phases of glacier advance and recession. Geomorphological evidences of glacier advance during the Last Glacial Maximum are widespread both in the south and north slopes of Sierra Nevada. The deglaciation occurred relatively rapidly and was only interrupted by short cold pulses that activated glaciers and spread periglacial processes (e.g. Late Glacial). The landscape evolution in the highest parts of the massif since the Last Glacial Maximum has been mainly controlled by periglacial activity that has reshaped the pre-existing glacial morphologies, with only ephemeral development of small glaciers in the headwaters of the highest western cirques (e.g. Little Ice Age). During the coldest stages of the Holocene periglacial processes spread to altitudes down to 2500 m triggering active slope processes, whereas warm phases were more favourable to generate soil formation and geomorphic stability. The warming trend initiated since the mid-19th century melted the southernmost European glaciers and conditioned cold geomorphological processes to migrate to upper altitudes.

Keywords: Sierra Nevada, Last Glacial Maximum, deglaciation, Holocene, Little Ice Age, present-day cold processes.

1. Introducción

En el contexto del sureste peninsular, Sierra Nevada resalta por sus peculiares características geográficas. Los marcados desniveles altitudinales de la Sierra resquebrajan el marco regional en un conjunto de topoclimas y dotan al macizo de una originalidad climática y geomorfológica excepcional entre el conjunto de las montañas andaluzas. Sierra Nevada es un referente geográfico en el imaginario colectivo del sur peninsular, un puntal inherente e indisoluble de la idiosincrasia regional, con crestas mitificadas que se contemplan como un hito a lograr por sus habitantes y un medio a preservar por el conjunto de la sociedad andaluza.

Los intentos de reconstrucción del paisaje de Sierra Nevada han tenido un auge exponencial durante las dos últimas décadas. Las primeras referencias escritas de la evolución ambiental secular de la Sierra corresponden a los viajeros románticos que, entre mediados del s. XVIII y a lo largo del s. XIX,

atestiguan la existencia de pequeños focos glaciares y un paisaje alpino fuertemente modelado por las glaciaciones cuaternarias (Gómez Ortiz, 1997). El conocimiento romántico enfatizaba la singularidad del macizo desde el punto de vista geomorfológico, paisajístico y botánico. Durante la segunda mitad del s. XIX, la investigación geomorfológica centra su interés en la dinámica del aparato glaciar existente en el Corral del Veleta en acelerado proceso de fusión; finalmente, durante las últimas décadas del s. XIX e inicios del s. XX, los avances científicos permiten enmarcar cronológicamente los principales acontecimientos paleoecológicos del Cuaternario que han dado la fisonomía actual a la Sierra.

El objetivo del presente artículo es desgarnar minuciosamente el estado de la investigación acerca de la evolución ambiental de Sierra Nevada desde una perspectiva cronológica: (1) glaciaciones cuaternarias, (2) evolución postglaciar, y (3) procesos geomorfológicos actuales.

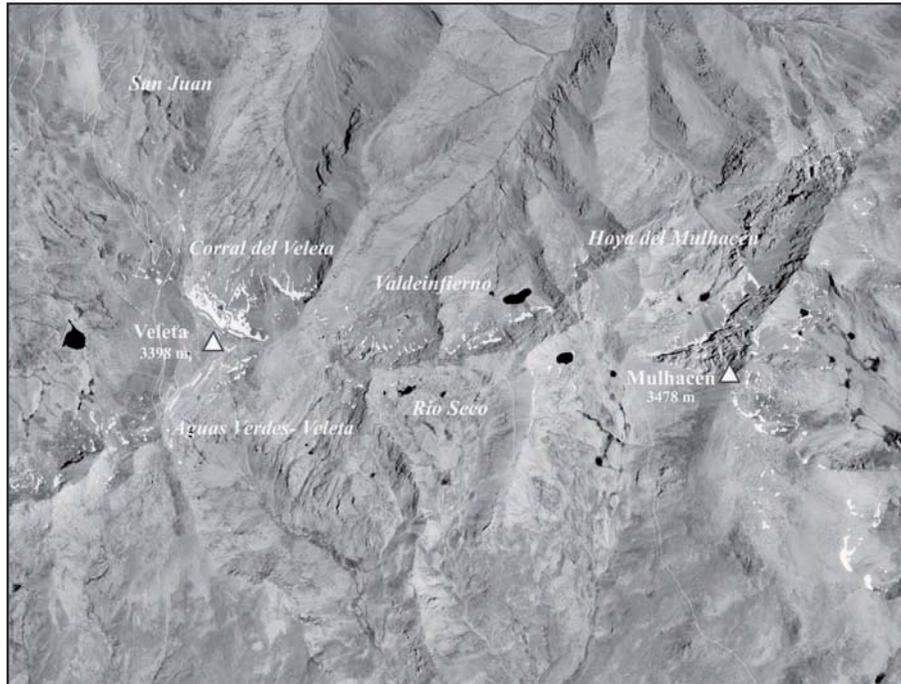


Figura 1. Localización de Sierra Nevada en la Península Ibérica y áreas del macizo mencionadas en este artículo.
Figure 1. Location of Sierra Nevada in the Iberian Peninsula and study sites mentioned in this paper.

2. Área de estudio

Sierra Nevada forma parte del apéndice suroccidental de la orla alpina que circunda el Mediterráneo y acoge las alturas más elevadas de la Península Ibérica. El Mulhacén (3.478 m) y el Veleta (3.398 m) son los puntos culminantes de un macizo que, por su ubicación a 37° N de latitud y 3° W de longitud, participa de elementos propios del mundo tropical árido con características comunes de ambientes de alta montaña de latitudes medias (Fig. 1). Sierra Nevada se enmarca en un cruce de influencias, entre el continente europeo y el continente africano y entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo. En el contexto peninsular, su imbricada topografía de picos, crestas, circos, lomos y barrancos se emplaza entre la Meseta castellana y las planicies litorales y determina un complejo patrón climático regional (Oliva y Moreno, 2008).

2.1. Condicionantes geográficos

El binomio Cordilleras Béticas-Atlas constituye la puerta de entrada al mar Mediterráneo en su apéndice suroccidental. La altura, compacidad y extensión de Sierra Nevada en el sur de la Península Ibérica, a 37° de latitud norte, dotan al macizo de unas características climáticas propias de un ambiente semiárido de la alta montaña mediterránea. Además, su sinuosa orografía y disposición alargada en dirección W-E, determina un mosaico topoclimático no sólo en la misma cordillera, sino muy especialmente en sus márgenes adyacentes.

Sierra Nevada se emplaza entre el anticiclón subtropical de las Azores, que se plasma contundentemente sobre el sur peninsular de mayo a septiembre, y la influencia de las bajas presiones asociadas a los *westerlies* de medias latitudes de octubre a abril. El

clima de la Sierra presenta una marcada dicotomía entre una estación cálida y seca y un semestre frío y húmedo, además de una notable variabilidad interanual y intraanual de las precipitaciones. La temperatura media anual a 2.507 m es de 4,4°C, con medias mensuales negativas entre noviembre y abril; la precipitación anual ronda los 710 mm, con un 80% concentrado entre octubre y abril. La coincidencia entre sequedad y temperaturas altas en el semestre cálido del año determina una evapotranspiración muy elevada, factor limitante clave en el desarrollo vegetal en Sierra Nevada (Oliva, 2009).

Sierra Nevada está básicamente constituida por micaesquistos que conforman el complejo Nevado-Filabres, principal unidad geológica de las Sierras Internas de las Béticas; las otras unidades que las conforman (Alpujárrides y Maláguides), si bien aparecen en los márgenes adyacentes al núcleo axial de la Sierra, no lo hacen en los niveles culminantes. Sierra Nevada es un anticlinal resquebrajado por una numerosa red de fallas dispuestas en dirección SW-NE y NW-SE que desmenuzan el edificio estructural nevadense. Los esquistos y micaesquistos feldespáticos aflorantes están fuertemente tectonizados y alterados por la crioclastia, con nula presencia de materiales carbonatados.

La elevada altitud en la posición latitudinal en que se ubica la Sierra, explica, en buena medida, su riqueza florística. El sur del continente europeo, de relieve quebradizo y orografía compleja, ejerció de almacén genético durante los momentos fríos cuaternarios. Durante estos periodos, las faldas de Sierra Nevada actuaron como refugio primario de especies vegetales que actualmente se encuentran en el norte del continente europeo y que escapaban de los rigores térmicos de las altas latitudes (Brewer et

al., 2002). El aislamiento físico del macizo condicionó las especies a adaptarse a la sequedad estival imperante y desarrollar mecanismos propios de supervivencia, derivando en nuevas especies vegetales. Posteriormente, con la deglaciación de la Sierra, estas especies remontan y se acomodan en altura, explicando así el elevado número de endemismos propios del macizo.

Las singulares condiciones climáticas y el escaso recubrimiento edáfico de sus vertientes privan a las comunidades vegetales de un desarrollo frondoso, confinando el tapiz vegetal a cotas inferiores y a enclaves elevados muy concretos de topografía plana y elevada disponibilidad hídrica. Con la altura, la disminución de temperatura se une a una mayor duración del manto nival y al embate continuado del viento; en aquellas áreas más desprotegidas, como en las líneas de cresta, planicies culminantes o lomos a barlovento, la persistencia e intensidad del viento dificulta el crecimiento vegetal y sólo las especies mejor adaptadas resisten estas condiciones.

Las características biofísicas de la Sierra no facilitan la extensión de la cubierta vegetal, excepto en enclaves muy concretos. La desnudez del terreno en los niveles culminantes incentiva la meteorización física del roquedo, hecho que, asociado a las condiciones climáticas imperantes (combinación de aridez y frío), imposibilita la formación de suelos y el recubrimiento de un denso tapiz vegetal. Por encima de los 2.500 m, la edafogénesis queda recluida en sectores de fondo de valle, de topografía plana, que frenan una escorrentía superficial rápida y propician la colonización vegetal. En estas áreas se desarrollan histosoles con elevadas proporciones de materia orgánica, mientras que en las vertientes libres de vegetación o con especies xerófitas dispersas dominan los mantos de piedras y



Figura 2. Vista parcial de las instalaciones invernales de Sierra Nevada.
Figure 2. Partial view of Sierra Nevada winter resort.

los canchales con suelos muy incipientes, entre los cuales destacan los cambisoles, incepsoles y regosoles (Martín García et al., 2004).

2.2. *Procesos geomorfológicos actuales*

Gómez Ortiz (2002) esquematiza el relieve de la Sierra en tres grandes subconjuntos: las altas cimas y cabeceras de barrancos, las vertientes o lomos y el sistema de barrancos. Las partes culminantes del macizo combinan *hörn*s y altiplanicies intensamente moldeadas por la acción glaciar y periglacial, con una clara dicotomía entre la cara norte y la sur; el mismo Mulhacén es un buen ejemplo de ello. El tramo alto de los valles de Sierra Nevada tiene el clásico perfil de valle glaciar, estrechos y apoyados en el contexto estructural dominante. Los desniveles de más de 3.000 m en apenas unas decenas de kilómetros condicionan una jerarquización y encajonamiento notable de la red fluvial; en las Alpujarras, además, a la desnudez del terreno hay que aso-

ciar los altos índices de erosión y un carácter torrencial de las precipitaciones, que determinan un sistema de barrancos profundos y muy incididos.

A lo largo de millones de años, los agentes modeladores de la corteza terrestre han retocado el relieve del macizo hasta nuestros días; su elevada altitud, compacidad y extensión han posibilitado un amplio abanico de procesos dinámicos modificadores del relieve. Además, las sucesivas fluctuaciones climáticas cuaternarias desplazan verticalmente el ámbito de afectación de estos procesos, haciendo todavía más compleja la reconstrucción de la historia geológica del macizo.

El relieve actual viene condicionado principalmente por la última glaciación y la posterior recuperación térmica. Los glaciares pulen y erosionan las cabeceras de barrancos, que actúan como circos, vaciándolos de material y transfiriéndolo hacia partes más bajas; su empuje crea cubetas de sobreex-

cavación por erosión diferencial y morrenas, que serán ocupadas por los lagos durante la deglaciación. El regreso a condiciones más cálidas expande el periglaciario a las partes antiguamente ocupadas por los glaciares, tapizando las vertientes de material detrítico y suavizando las pendientes.

Las condiciones climáticas desde el Tardiglaciario no son propicias para el desarrollo del glaciario en el macizo, siendo principalmente el periglaciario el motor de los cambios ambientales por encima de los 2.500 m. Los procesos periglaciares se manifiestan en una profusión de morfologías que le son propias: glaciares rocosos, flujos de derrubios, suelos poligonales, *protalus ramparts*, canchales, lóbulos de soliflucción, etc.

2.3. Transformaciones del paisaje nevadense experimentadas durante las últimas décadas

A lo largo del siglo XX Sierra Nevada sufre más transformaciones que en toda su historia, con una evidente revalorización de los activos que el macizo ofrece. La metamorfosis experimentada por la montaña arranca con las primeras replantaciones de la década de los 20' en un primer intento por frenar una erosión muy activa, especialmente en las Alpujarras; el levantamiento faraónico de la carretera más alta de Europa acabada durante la Segunda República (1935) por el ingeniero Juan José de Santa Cruz en el irremisible afán de abrir la montaña al turismo; la racheada construcción del ferrocarril e instalaciones asociadas desde Granada hasta el barranco de San Juan, que funcionó de forma intermitente entre 1925 y 1974 (Titos Martínez, 1995); la extensión y masificación de los balnearios en las Alpujarras que aprovechan las propiedades mineromedicinales de sus aguas, ya conocidas desde finales del siglo XVIII; y, finalmente, la segunda mitad de

siglo XX supone la colonización masiva de Sierra Nevada, que en sólo unas décadas deja de ser un lugar recóndito y se transforma en un centro de ocio con la construcción de la estación de deportes de invierno más meridional de Europa, hecho que ha comportado modificaciones en el paisaje, en ocasiones poco afortunadas.

El principal reto que se entrevé de cara a los próximos años en Sierra Nevada es saber conjugar de manera sostenible la explotación del deporte de la nieve y de los atractivos que ofrece el macizo en verano (visitas controladas por el Parque Nacional, senderismo y red de refugios de montaña, rutas en bicicleta, a caballo, etc.) con la preservación de los valores naturales, regulando la entrada para evitar una masificación exagerada pero con la imperiosa necesidad de abrir la montaña al público. Sólo transmitiendo la singularidad del patrimonio natural de Sierra Nevada a la sociedad se podrá valorar en su justa medida los valores naturales que sus relieves contienen.

3. Evolución ambiental de Sierra Nevada: las glaciaciones cuaternarias

Las primeras referencias escritas de Sierra Nevada se remontan a tiempos de la ocupación romana y consistían en enumeraciones puramente descriptivas de los territorios ocupados por el Imperio; Plinio el Viejo, en el siglo I d.C., ya mencionaba la existencia del monte *Solarius*, aludiendo a la elevada insolación de que disfruta la montaña. No obstante, deberán pasar muchos siglos hasta que la altiva presencia de la Sierra en el contexto andaluz suscitara el interés por incidir en el conocimiento de los valores naturales que el macizo acogía: geología, botánica, hidrología, paisaje, etc. Desde finales del siglo XVIII, los naturalistas de la Ilustración, imponiendo la lógica de la razón, se sumergen más allá de la retórica descriptiva



Figura 3. Localización altitudinal de las morrenas del Riss por valles (Messerli, 1965).
 Figure 3. Altitudinal location of Riss moraines in the studied valleys (Messerli, 1965).

y profundizan en los diferentes elementos paisajísticos de Sierra Nevada.

Desde entonces se han escrito numerosas páginas relativas a la evolución ambiental del macizo y de su contexto regional durante los últimos milenios. Siguiendo una directriz cronológica, se pretende desglosar el estado de la cuestión en torno al conocimiento de la evolución ambiental de Sierra Nevada desde el Pleistoceno, con especial énfasis a la última glaciación y posterior deglaciación, hasta el Holoceno y los procesos geomorfológicos actuales.

3.1. Glaciaciones pleistocenas

El dinamismo de los procesos de erosión y acumulación glaciár y periglaciár que se han sucedido durante el Cuaternario dificulta enormemente el estudio de glaciaciones anteriores al Último Máximo Glacial (UMG), puesto que el limitado desarrollo de los glaciares pleistocenos en combinación con el desnivel respecto a la base de erosión (nivel de mar a escasa distancia) ha favorecido la dominancia de los procesos de vertiente. Para reconstruir gla-

ciaciones previas, los investigadores se han fijado en bloques morrénicos alejados del área ocupada por las morrenas del UMG, terrazas de características fluvio-glaciares emplazadas a gran altura, morrenas muy degradadas o, más recientemente, técnicas de datación cosmogénica; en la Península Ibérica hay pocos estudios que se centren en periodos glaciares anteriores al UMG, siendo los Pirineos la principal cordillera analizada, tal y como recogen Gómez Ortiz et al. (2001). En el caso de Sierra Nevada, Messerli (1965) se aventura a afirmar la existencia de restos morrénicos correspondientes a una glaciación previa al UMG (el antiguo Riss) a cotas muy bajas, de entre 1.100 y 1.600 m, centenas de metros por debajo de los depósitos del UMG (figura 3). Hempel (1960), Lhenaff (1977) y Sánchez Gómez (1990) también afirman posibles restos morrénicos de glaciaciones más antiguas, aún admitiendo las dificultades que entraña su demostración.

3.2. El Último Máximo Glacial (UMG)

Numerosos testigos sedimentarios nos revelan una larga sucesión de periodos glaciales-

interglaciales durante los últimos millones de años. A partir de la inserción de la nomenclatura isotópica, la última glaciación se enmarca en los estadios isotópicos 2-4, con un mínimo térmico global detectado en los sedimentos marinos entre los 18.000 y los 20.000 años BP, que se corresponde con el UMG (CLIMAP, 1981; Moreno et al., 2005).

El modelado relicto de la última glaciación en la Península Ibérica ha sido objeto de estudio desde finales de siglo XIX hasta nuestros días, aunque la cronología de la deglaciación de los sistemas montañosos ibéricos que albergaban glaciares aún es tema de discusión en la comunidad científica peninsular. Gómez Ortiz y Pérez González (2001) hacen un extenso recopilatorio bibliográfico de la investigación relativa al UMG en la Península Ibérica y constatan que los Pirineos, por extensión y altura, es la cordillera mejor estudiada. Recientemente, Pallàs et al. (2006) y Hughes y Woodward (2008) han aportado nuevas dataciones que abren la puerta a reconsiderar la hipótesis anteriormente aceptada de que el máximo empuje glacial en las montañas ibéricas anteceda el mínimo térmico global; estos autores proponen para los Pirineos una cronología similar a otras montañas de la orla alpina mediterránea, aunque se precisan de más estudios que confirmen tal interpretación. Al contrario que en los Alpes o, en menor medida, en los Pirineos, los glaciares en Sierra Nevada permanecieron confinados en áreas de montaña, sin penetración en las llanuras adyacentes. En este sentido, con respecto a la Sierra, sobresale la tesis doctoral de Messerli (1965) y la investigación llevada a cabo desde 1987 por el grupo de investigación "Paisaje y paleoambientes en la montaña mediterránea" de la Universidad de Barcelona (Gómez Ortiz, 1987, 2002), aunque conviene resaltar que la carencia de dataciones absolutas en este

macizo priva de establecer el alcance temporal del máximo avance de los glaciares y su posterior deglaciación.

Los registros isotópicos terrestres y marinos han considerado un descenso de la temperatura media global desde el UMG en los trópicos de 0-3°C, en torno a 6-11°C en la Península Ibérica, superior a los 10°C en el centro del continente europeo y de más de 20°C en altas latitudes (Wu et al., 2007; Kuhlemann et al., 2008). A partir de depósitos sedimentarios del sureste peninsular, Schulte et al. (2000) amplían el descenso térmico a un rango de 4,5-9°C en esta zona. La Circulación General Atmosférica (CGA) en el contexto peninsular durante el UMG venía caracterizada por un desplazamiento del frente polar hacia latitudes más meridionales, con una intensificación de los *westerlies* en el Atlántico Norte debido al reforzado contraste térmico y barométrico entre los polos y el Ecuador (Rogerson et al., 2004). Las pulsaciones frías y húmedas del UMG se caracterizaban por un embate recurrente de profundas depresiones de circulación más meridional que barrían la Península Ibérica, hecho que, junto con las temperaturas más bajas, conllevaba un aumento de las precipitaciones nivosas en las cordilleras ibéricas. En esta línea, cabe contextualizar la última glaciación como un periodo de notables oscilaciones, con otro modo de la CGA dominante durante las fases frías y secas, determinado por el reforzamiento de los anticiclones invernales térmicos sobre Europa central y Escandinavia, que conducían aire seco y muy frío hacia la Península: el registro polínico de Padul da fe de estas condiciones frías y secas en los últimos estadios del UMG (Pons y Reille, 1988).

Si bien el frío es la variable transversal durante un periodo glacial, los estadios

isotópicos 2 y 4 se caracterizaron por una notable irregularidad térmica, con recrudescimientos de frío repentinos. Los ciclos Daansgard-Oeschger (Daansgard et al., 1993), ciclos de Bond (Bond et al., 1993) y los *Heinrich events* (Heinrich, 1988) comportaron calentamientos y enfriamientos de corta duración, tal y como lo demuestran los sedimentos marinos del mar de Alborán (Cacho et al., 1999), Mediterráneo (Cacho et al., 2000) y los registros fluviales del sureste ibérico (Schulte, 2002a),

que tendrían su reflejo en los glaciares de Sierra Nevada, no estáticos durante la última glaciación, con continuos avances y retrocesos del hielo. El macizo se beneficiaba nivológicamente del desplazamiento latitudinal de los *westerlies* hacia el sur, con una alimentación nival mayor en los valles de orientación W-SW respecto de aquéllos de influencia más mediterránea. Unas precipitaciones más elevadas y unas temperaturas sensiblemente inferiores condicionaron un glacialismo decisivo en

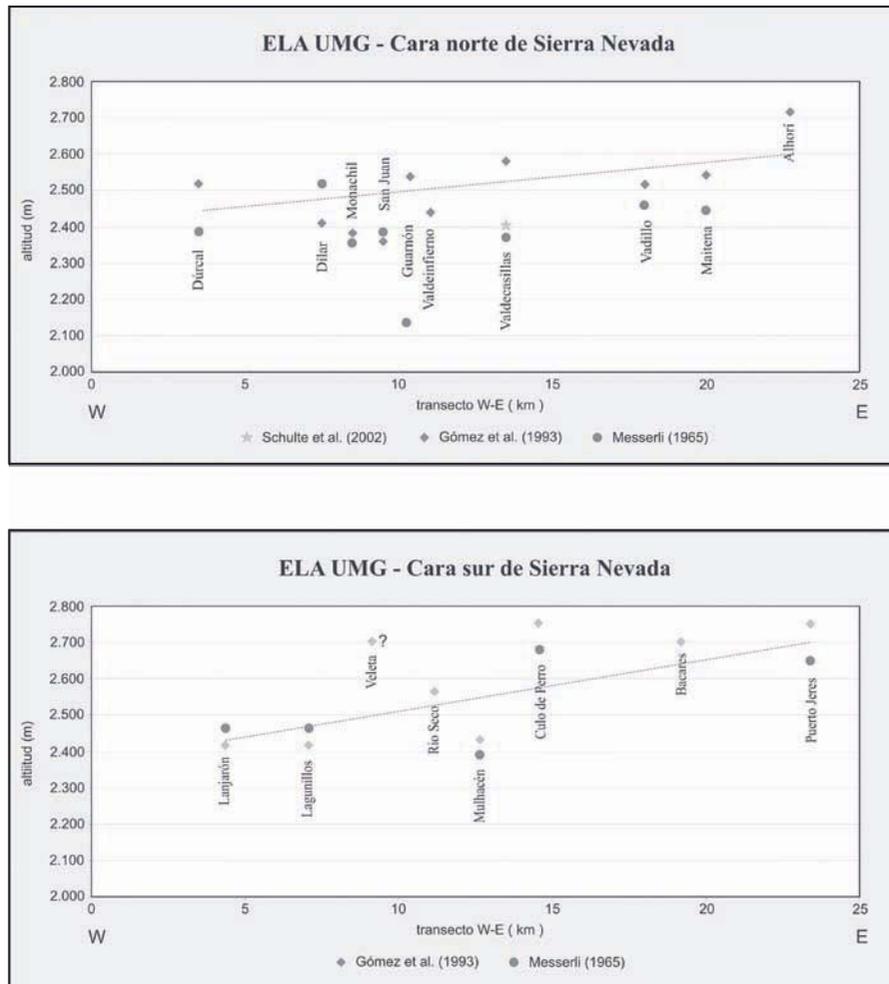


Figura 4. Reconstrucción de la ELA a partir de los restos morrénicos de cada valle correspondientes al UMG para la cara norte y sur de Sierra Nevada utilizando la propuesta de Höfer (1879).

Figure 4. Reconstruction of the ELA inferred from the LGM moraine deposits found in each valley both for the northern and southern slopes of Sierra Nevada following Höfer (1879).

el paisaje actual de la Sierra. Los cuerpos glaciares modelaron las cotas superiores a los 2.500-2.600 m (Gómez Ortiz y Salvador, 1992; Pérez Alberti et al., 2004), con una evidente dicotomía entre las dos vertientes y una marcada componente local atendiendo a las peculiaridades geográficas de cada valle.

La ELA (*Equilibrium Line Altitude*, Línea de Equilibrio Glaciar) se define como aquella cota donde coinciden la pérdida y la ganancia de masa del glaciar (Meier y Post, 1962), siendo pues un indicador paleoclimático que nos ofrece información no sólo de las temperaturas, sino también de las precipitaciones. Messerli (1965) y Gómez Ortiz et al. (1993) han determinado las cotas de los depósitos morrénicos correspondientes a los máximos impulsos del hielo de la última glaciación y se constata que en Sierra Nevada la ELA_{actual} (3.600-3.700 m) permanece entre 1.100-1.200 m por encima de la ELA_{UMG} (Oliva, 2009). Schulte et al. (2002) también han reconstruido la localización altitudinal de la ELA en el circo de Valdecasillas desde el UMG con unos resultados muy semejantes.

Se ha reconstruido la ELA para cada valle siguiendo la propuesta de Höfer (1879), que evidencia una variabilidad espacial muy significativa, donde las condiciones topográficas y morfológicas de cada valle (altura de la cabecera, orientación, anchura) determinan las cotas mínimas alcanzadas por los glaciares.

En la figura 4 se pone de manifiesto una menor altura de la ELA en los valles septentrionales respecto de los meridionales, de unos 100-150 m de diferencia debido a su mayor continentalidad. A su vez, la influencia cálida del mar Mediterráneo también se traduce en un aumento de cota de las morrenas de la última glaciación entre el oeste y el este, de unos 200-300 m tanto

en cara norte como en cara sur. Esta componente mediterránea es evidente a medida que penetramos en el sector oriental de Sierra Nevada, donde las elevaciones más modestas y la consecuente menor área de acumulación, explican que los glaciares permanecieran a más altura. La longitud de las lenguas glaciares fue reducida, sobrepasando en pocos km la caja de los circos. A pesar del aparente mayor desarrollo del modelado glaciar en la cara norte de Sierra Nevada, la estrechez y exposición de los valles de Lanjarón y Poqueira a las masas húmedas provenientes del Atlántico, determinaron que éstas canalizaran los glaciares más largos, de 8 y 6,2 km respectivamente. El resto de aparatos debió de alcanzar una longitud de entre 3 y 5 km en los momentos de mayor frío y precipitación (Gómez Ortiz, 2002), permaneciendo en los propios valles, con escasa transfluencia de hielo con las unidades adyacentes. Fluyendo de los circos, donde los glaciares tendían a una rápida fusión, se entraba en el dominio del periglacialismo, que se extendía hasta cotas sensiblemente inferiores a las actuales y se manifiesta en una multitud de formas y depósitos hasta los 1.000-1.100 m (Gómez Ortiz y Salvador, 1992). Asimismo, por encima de la ELA, en las planicies culminantes donde la topografía y el viento imposibilitaban el desarrollo de casquetes glaciares, encontramos terrazas de crioplanación y suelos estructurados con macrofiguras geométricas que deben corresponder a este periodo. En estos sectores, Simón et al. (2000) también han detectado la sucesión de diferentes fases climáticas durante el Cuaternario a partir de la existencia de paleosuelos.

La llegada al actual periodo interglacial, el Holoceno, vino precedida de una gradual tendencia cálida interrumpida por breves periodos de enfriamiento climático. En el conjunto de montañas ibéricas, la evolución ambiental

postglaciar tiende a ser controlada por la acción del periglacialismo, que desnaturaliza y retrabaja las formas glaciares preexistentes.

3.3. La deglaciación: el tránsito hacia el Holoceno

El final del UMG se asocia a importantes cambios orbitales de índole astronómica que condicionaron un aumento global de la insolación en el Hemisferio Norte y, en consecuencia, de la temperatura planetaria en escasos milenios, con una reorganización de la CGA y de las corrientes oceánicas, que retroalimentarán la inercia climática impulsada por factores externos. Los registros isotópicos de los hielos de Groenlandia y Antártida presentan una asincronía logarítmica entre la llegada a un periodo glacial y el inicio de un interglacial: mientras el enfriamiento gradual del planeta se alarga durante decenas de miles de años, el calentamiento planetario acontece en unos pocos milenios, realimentado por mecanismos de *feed-back* positivo. La deglaciación no fue un periodo climáticamente lineal con una gradual tendencia cálida, sino que vino definida por una marcada variabilidad climática.

La inestabilidad de los *inlandsis* de altas latitudes, principalmente el casquete Lauréntido, de recurrentes y masivas descargas de *icebergs* en el Atlántico Norte, condicionó una redistribución de las masas oceánicas que implicó una atenuación de la intensidad de la circulación termohalina durante las pulsaciones frías y su reactivación durante las fases más cálidas (Broecker et al., 1992). El momento más frío aconteció durante el *Younger Dryas*, propiciando el regreso de condiciones glaciares a muchas áreas de montaña recientemente deglaciadas y la expansión de los *inlandsis* todavía existentes en el Hemisferio Norte. En este contexto general se inscribe el tránsito entre el UMG y el Holoceno en la Península

Ibérica, con una tendencia cálida sólo interrumpida por breves y repentinas fases de enfriamiento climático.

El contexto regional de Sierra Nevada, bisagra climática entre el clima templado y el subtropical, se percibe como un rincón especialmente sensible a las fluctuaciones climáticas (Oliva y Moreno, 2008). El rápido aumento térmico constatado en reconstrucciones climáticas regionales (Pons y Reille, 1988; Cacho et al., 2000; Ortiz et al., 2004; Abreu et al., 2003) y hemisféricos (Bjorck et al., 1998; Moreno et al., 2002), junto con la alta sensibilidad de Sierra Nevada a la variabilidad climática (Oliva, 2009), sugiere una rápida deglaciación del macizo en escasos milenios. Los procesos geomórficos se debieron adaptar al incremento térmico: las condiciones glaciares dominantes por encima de 2.500 m remontaron de altura y se instalaron en cotas cada vez más altas. Los procesos crionivales se instauraron en aquellas áreas recientemente desprovistas de hielo, la acción mecánica del cuál había debilitado el roquedo, reforzando así la eficacia del periglacialismo.

Schulte et al. (2002) proponen la existencia de diferentes impulsos glaciares durante el Tardiglacial en los circos más elevados de la vertiente septentrional. En estos sectores topográficamente más favorables a la acumulación nival y posterior transformación en hielo, el Tardiglacial se caracteriza por la construcción de glaciares de circo que generaron morrenas. Tenemos ejemplos evidentes en la Hoya del Mulhacén, una de las secuencias morrénicas más completas del sur de Europa, con 27 cordones morrénicos correspondientes a 4 generaciones localizadas en torno a 2.900 m (Schulte et al., 2002), indicativas de diferentes avances y retrocesos del glaciar durante esta fase. El Corral del Veleta no acoge una serie de morrenas tan completa, si bien este enfria-



Figura 5. Imagen del Corral del Veleta libre de hielo en agosto del 2003. El cordón detrítico más exterior se corresponde con la morrena tardiglacial.

Figure 5. Picture of the Veleta cirque ice-free in August 2003. The outermost moraine ridge corresponds to the Late Glacial moraine.

miento climático se manifiesta en un cordón morrénico de notable potencia alargado de este a oeste (Fig. 5), evidenciando la tendencia del glaciar a dibujar un recorrido ESE-WNW, amoldándose a la topografía previa (Gómez Ortiz, 2002).

Durante estos regresos a condiciones más frías, además de una profusión de pequeños glaciares colgados en las cabeceras septentrionales y algún posible reducto en la cara sur del macizo, el periglacialismo se extendería activamente por la Sierra, desnaturalizando y retrabajando las formas glaciares preexistentes. Numerosos glaciares rocosos relictos de ambas vertientes deben su formación al Tardiglacial, estabilizando su dinamismo durante la entrada al Holoceno. En el circo de Río Seco, Oliva (2009) ha datado un paleosuelo en 12.973 ± 112 años BP, hecho que sugiere que durante esta pulsación fría también

se sucedieron fases más cálidas en que las cabeceras meridionales debieron de permanecer libres de hielo, con condiciones incluso favorables para el desarrollo de suelos incipientes.

La existencia y abundancia de glaciares rocosos relictos y fosilizados por depósitos de vertiente que asignamos a esta fase fría inducen a considerar una extensión e intensificación de los procesos solifluidales en cotas altas de Sierra Nevada. Asimismo, la deglaciación determina la formación de los cuerpos lacustres hoy presentes en el macizo; el abandono de los valles, confinamiento en los circos y posterior marginación de los glaciares hacia enclaves topográficamente más favorables en el seno de los mismos, facilita la aparición de lagunas en cubetas de sobreexcavación y depresiones barradas por obturación morrénica.

4. Sucesión ambiental holocena en Sierra Nevada

Posteriormente al Tardiglaciario, la recuperación térmica derivada de variaciones en la radiación incidente a la superficie terrestre por la conjunción de cambios orbitales y actividad solar supone la rápida marginación de los glaciares continentales a latitudes polares y el confinamiento del hielo en ámbitos de alta montaña en los trópicos y en latitudes medias.

4.1. Evolución holocena del paisaje nevadense

El Holoceno es el periodo de la historia de la Tierra mejor estudiado por su proximidad cronológica con el presente y la mayor disponibilidad de registros sedimentarios bien preservados, hecho que facilita su estudio desde una perspectiva *multiproxy*. Su interés también recae en su relevancia para cuantificar y contextualizar la actual tendencia climática.

En el caso concreto de Sierra Nevada, la escasa presencia de registros sedimentarios útiles para la reconstrucción paleoambiental holocena ha condicionado que los investigadores hayan centrado su interés en el estudio de la impronta glaciario y en los procesos geomorfológicos a escala histórica. La evolución postglaciario ha favorecido el dominio del periglaciario en las cumbres de Sierra Nevada; durante el Holoceno el macizo permaneció libre de hielo, a excepción de enclaves aislados en la vertiente septentrional durante las fases más frías y húmedas (ej. Pequeña Edad de Hielo, PEH).

Oliva (2009) focalizó su tesis doctoral en el estudio de la evolución paleoecológica holocena de la Sierra a partir del estudio de registros sedimentarios ubicados en el cinturón periglaciario actual: los lóbulos de soliflucción y las lagunas de altura. A partir de análisis edafológicos, sedimentológicos y geoquímicos de una treintena de lóbulos en los valles de San Juan y Río Seco, el autor constató durante los últimos 7 mi-

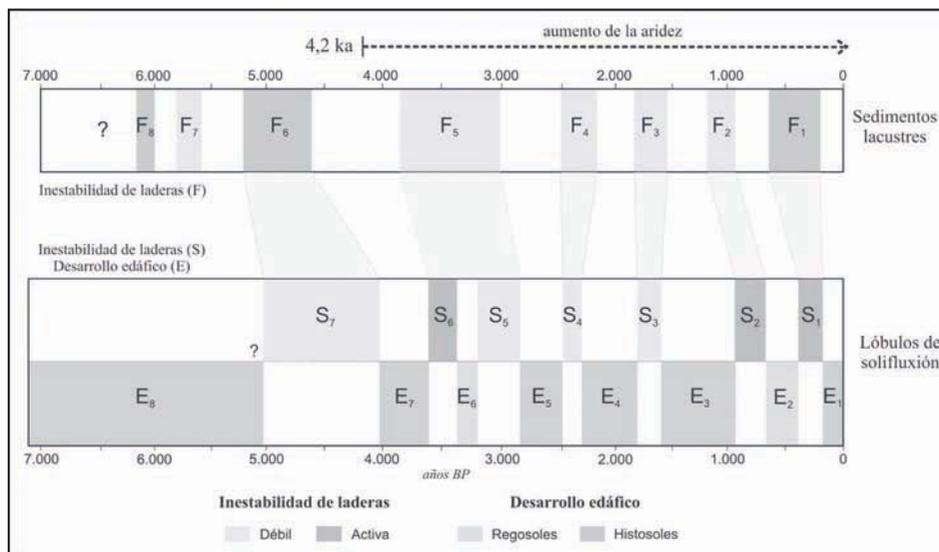


Figura 6. Cronología de la inestabilidad de vertientes y de la estabilidad geomórfica en Sierra Nevada inferida a partir de los lóbulos de soliflucción y de los sedimentos lacustres (Oliva, 2009).

Figure 6. Chronology of the slope instability and geomorphic stability in Sierra Nevada reconstructed from solifluction lobes and lake sediments (Oliva, 2009).

lenios una sucesión de hasta 8 fases de dominio de la soliflucción con otros periodos de mayor estabilidad geomórfica en alturas situadas entre 2.500 y 3.000 m (Fig. 6). Durante las fases en que predominaba la actividad solifluidal, las condiciones climáticas húmedas y más frías determinaban una mayor permanencia de nieve en forma de neveros de fusión tardía, hecho que suponía una mayor disponibilidad de agua durante una estación cálida más corta con unas laderas y fondos de valle que permanecían libres de vegetación (Oliva et al., 2008a, 2008c, 2009). En cambio, las fases más cálidas propiciaban un dominio de la cobertura herbácea densa que recubre en la actualidad los fondos de valle y de manera más dispersa las vertientes del macizo; la edafogénesis se reforzaba en sectores topográficamente favorables con abundante disponibilidad líquida, originando suelos turbosos (histosoles) en periodos cálidos y húmedos y horizontes edáficos poco estructurados (regosoles) durante momentos de menor suministro líquido (Oliva et al., 2008a, 2008c).

Por su parte, la geocronología de la inestabilidad de laderas inferida a partir de tres lagos sondeados que se cuentan entre los más elevados de Europa, sugiere hasta 7 periodos con inestabilidad de vertientes y mayor removilización mineral durante los últimos 6 milenios (Oliva et al., 2010). Un clima más frío y húmedo facilitaba una escorrentía superficial más abundante y duradera que transportaba mayor cantidad de material hacia el fondo del lago, mientras que condiciones más cálidas eran más propicias para una mayor estabilidad de la actividad geomórfica, con desarrollo de suelos en los márgenes lacustres y un repunte de la escasa cobertura vegetal que cubre actualmente las laderas, muy especialmente rodeando los lagos.

Los sedimentos lacustres también evidencian una clara tendencia hacia una mayor aridez desde el Holoceno Medio en Sierra Nevada, que se refleja en una caída notable de su parte orgánica, con proporciones significativamente más bajas (Oliva, 2009). Esta pauta árida ha desplazado los procesos geomorfológicos fríos hacia posiciones más elevadas: la soliflucción se ha ido instalando gradualmente en cotas más altas de la Sierra donde permanecían las neveros de fusión tardía conforme las precipitaciones menguaban en el sur peninsular (Fig. 6).

La tesis doctoral de Esteban Amat (1995) centra su esfuerzo únicamente en el último milenio ya que los registros sedimentarios considerados presentaban muestras extremadamente pobres en polen y, además, su estado de degradación dificultaba su interpretación en clave paleoclimática. A partir de un lóbulo de soliflucción del circo de Río Seco, Esteban Amat (1995) detecta un incremento de la humedad en el macizo durante el inicio del Óptimo Climático Medieval (OCM), que se refleja en una recuperación de los pinares en las Alpujarras entre 950-1.250 AD. Durante los momentos fríos de la PEH constata un retroceso de las especies arbóreas, a pesar de un substancial incremento datado en 170 ± 120 años BP, seguido de un aumento de la xericidad. Las características inherentes a los movimientos solifluidales inducen a considerar poco indicativos los análisis polínicos en estos registros sedimentarios, puesto que la propia dinámica de vertientes en periodos de actividad geomórfica tiende a erosionar y remover el tapiz superficial, invalidando así la continuidad cronoestratigráfica. A pesar de ello, Esteban Amat (1995) sitúa el incremento de la actividad antrópica en las culminaciones del macizo entre los siglos XIII y XVII, hecho que puede contribuir a desvirtuar la interpretación polínica en clave paleoclimática.

4.2. Pequeña Edad de Hielo (PEH)

Desde el siglo XIV hasta la segunda mitad del XIX, el clima europeo se sume en las condiciones frías más intensas de los últimos milenios (Bradley y Jones, 1992). La PEH engloba centurias de alta variabilidad climática que resultan de gran interés para el estudio del comportamiento natural del clima en un momento de incertidumbre climática futura. El mismo término Pequeña Edad de Hielo pretende reflejar un cambio en las condiciones climáticas dominantes durante los siglos XIV a XIX, que se explicita contundentemente en el avance de los glaciares de los Alpes, los cuáles amenazaban los pueblos y aldeas que habían remontado de cota durante el OCM. En casi todas las montañas glaciadas del planeta, los glaciares avanzaron hasta posiciones que no habían alcanzado durante los últimos 10.000 años (Grove, 2004).

4.2.1. Evidencias históricas de la PEH

El principal motivo se encuentra en la disminución de la radiación solar incidente sobre la superficie terrestre, con tres mínimos de manchas solares consecutivos (Dalton, Maunder y Spörer). En la Península Ibérica numerosos estudios sobre climatología histórica constatan una disminución de las temperaturas y una intensificación de la variabilidad pluviométrica: sequías, inundaciones y olas de frío y calor (Rodrigo, 1994; Barriendos, 1997; Barriendos y Martín Vide, 1998; Rodrigo et al., 1999). La impronta de la PEH en las montañas ibéricas se resume en una disminución de altura de las condiciones frías: los restringidos glaciares peninsulares aumentaron su volumen y el periglaciario se activó en cotas inferiores a las actuales. Para el NW peninsular, Martínez-Cortizas et al. (1999) contemplan la PEH como la pulsación más fría del Holoceno tardío, con unas temperaturas en torno a 1,7°C inferiores a las actuales. Para el conjunto de los Pirineos, las esti-

maciones de Chueca et al. (1998) y González Trueba et al. (2008) proponen un aumento térmico experimentado desde finales de la PEH en 0,9-0,95°C y 0,9°C, respectivamente.

Especialmente interesantes para Sierra Nevada son las evidencias documentales descritas por Rodrigo (1994) en su tesis doctoral sobre la climatología histórica de Andalucía oriental durante la PEH. El autor indaga en numerosas variables directa o indirectamente relacionadas con el clima; una de éstas es el comercio de la nieve. Se constata la generalización de este comercio a partir de la última década del siglo XVI (a pesar de que ya era una práctica existente desde época clásica), logrando una extraordinaria popularidad en todas las clases sociales urbanas durante los siglos XVII y XVIII. La expansión del comercio de la nieve y su abaratamiento a inicios de siglo XVII coinciden con el inicio de la máxima intensidad de la PEH en Andalucía (1590-1650). No sólo Sierra Nevada suministrará nieve a las principales ciudades andaluzas, sino que otras sierras de las Béticas que rondan los 1.500-2.000 m (Sierra Espuña, Sierra de las Nieves, Sierra de Filabres, Serranía de Ronda) también disponían de pozos de hielo para comerciar con este elemento (Rodrigo, 1994). Las actuales condiciones climáticas imperantes en estos relieves no permiten la acumulación de nieve a lo largo del año, con sólo 3 o 4 episodios anuales de nevadas significativas, hecho que induce a pensar en una mayor frecuencia y acumulación de nieve durante los siglos XVII y XVIII. Este aumento de las precipitaciones ligado a una disminución de las temperaturas determinó una mayor profusión y permanencia del elemento blanco en cotas altas de la Sierra. La primera y brusca pulsación de la PEH en el sur peninsular supuso, pues, una mayor invernación y un retraso de la fusión nival.

Una nueva evidencia que nos remite al paisaje nevadense de estas centurias viene



Figura 7. Grabado del Picacho y Corral del Veleta (Schrader y Bide, 1893).
Figure 7. Sketch of the Veleta peak and cirque (Schrader y Bide, 1893).

impulsada por la Ilustración, movimiento filosófico-intelectual que durante el Siglo de las Luces imbuyó Europa de un espíritu crítico y constructivo con la razón de fundamento transversal a las diferentes ramas del saber. Con un nervio romántico y una intrépida vocación aventurera, a finales de siglo XVIII y principios del XIX, un conjunto de naturalistas mayoritariamente centroeuropeos y españoles se adentran en Sierra Nevada y dejan por escrito sus observaciones sobre el paisaje del macizo. En esta línea, Gómez Ortiz (1997), Gómez Ortiz y Plana Castellví (2006) y Gómez Ortiz et al. (2008, 2009) recogen las referencias de estos viajeros respecto del glaciar que acogía el Corral del Veleta; Boissier (1839), por ejemplo, remarca que *“tiene la peculiaridad de ser el único en toda la Sierra y el más meridional de Europa: debe su formación a su posición, en el fondo de un circo abrigado y dominado en todas partes por altas cumbres donde las tormentas barren la*

nieve en invierno. Su altura media es de 9.000 pies y presenta en miniatura todos los caracteres de los glaciares alpinos, hendiduras, hielo impuro, morrenas fangosas en su base y sus laterales, por fin riachuelos de aguas turbias que se escapan de su extremidad por varias cavernas excavadas en el hielo”.

Hellmann (1881) cuantifica la superficie ocupada por el glaciar en 580 m de este a oeste y 250 m de norte a sur, reconociendo su tendencia al retroceso. Rute (1889) destaca la fisonomía glaciar del mismo, recalando la profusión de diferentes estratos y grietas que la revisten (Fig. 7).

4.2.2. Evidencias geomorfológicas de la PEH en Sierra Nevada

Schulte (2002b) corrobora estas descripciones con la datación isotópica de los depósitos glaciolacustres de la laguna existente

Tabla 1. Síntesis de la cronología de los procesos geomorfológicos que acontecieron en Sierra Nevada con sus correspondientes referencias bibliográficas.

Table 1. Chronology of the Sierra Nevada geomorphologic processes.

ka BP	Cronología		Información geomorfológica	Fuente de información	Referencias
0,1	Holoceno	Siglo XX	Desaparición de los glaciares. Degradación del permafrost y hielo fósil. Remonte altitudinal de los procesos periglaciares. Estabilidad geomórfica, con formación de suelo y disminución de la actividad de laderas en el piso crionival	Fuentes históricas, seguimiento de la cubierta de nieve, prospección geoléctrica, control térmico y monitorización de geoformas periglaciares	Gómez Ortiz (2002), Gómez Ortiz et al. (1999, 2004, 2005, 2008), Palacios et al. (2000), Schulte et al. (2002), Oliva (2009), Oliva et al. (2008b, 2008c, 2009)
0,5		PEH	Existencia de glaciares en el seno de los circos septentrionales más elevados con construcción de morrenas. Abundancia de neveros de fusión tardía. Soliflujión y procesos de laderas muy activos	Documentos y escritos de época. Morrenas, lóbulos de soliflujión y sedimentos lacustres	Rodrigo (1994), Esteban Amat (1995), Gómez Ortiz (1997), Gómez Ortiz & Plana Castellví (2006), Gómez Ortiz et al. (2008, 2009), Schulte (2002b), Oliva (2008, 2009), Oliva et al. (2006, 2008a, 2008c, 2009, 2010)
1		OCM	Dominio del desarrollo edáfico. Estabilidad de vertientes	Lóbulos de soliflujión y sedimentos lacustres	Esteban Amat (1995), Oliva (2009), Oliva et al. (2008a, 2008c, 2009, 2010)
5		Holoceno Medio	Glaciarismo puntual con generación de morrenas durante fases frías y húmedas. Alternancia de periodos favorables a la formación edáfica y a la inestabilidad de vertientes. Inicio de una migración de la soliflujión hacia cotas más elevadas	Secuencias morrénicas. Lóbulos de soliflujión y sedimentos lacustres	Oliva (2009), Oliva et al. (2008a, 2008c, 2009, 2010)
10	Pleistoceno Superior	Deglaciación	Deglaciación del macizo, rápida fusión de los glaciares del UMG. Construcción de morrenas y extensión del periglaciarismo durante el Tardiglaciario, con desarrollo de glaciares rocosos en las cabeceras de barrancos	Morrenas, paleosuelos, glaciares rocosos	Gómez Ortiz (2002), Schulte (2002b), Schulte et al. (2002), Oliva (2009)
14			UMG	Glaciarismo muy activo hasta alturas inferiores a 2.500 m, con glaciares de valle individualizados. Periglaciarismo activo hasta cotas de 1.100-1.200 m	Amplia variedad de formas de erosión y deposición glaciario, existencia de suelos poligonales
110		Eemiense	Existencia de paleosuelos en morrenas degradadas y planicies culminantes	Paleosuelos	Simón et al. (2000), Schulte et al. (2002)
125			Riss	Restos de morrenas anteriores al UMG en cotas de 1.100 a 1.600 m	Restos morrénicos degradados
↓	Pleistoceno Medio				

en el Corral del Veleta por el método del Pb²¹⁰, con una edad mínima de liberación del hielo estimada en 1908 ± 4 AD, admitiendo así el recubrimiento glaciario de buena parte del circo a lo largo del siglo XIX. El autor constata la existencia de cinco generaciones de morrenas en el Corral, dos de las cuáles pertenecientes a la PEH, que podrían corresponder con un máximo avance a lo largo del siglo XVII.

Con estas condiciones, pues, durante la PEH se extienden e intensifican los procesos

periglaciares en el conjunto del macizo: la actividad de vertientes, canchales, flujos de derrubios y glaciares rocosos aceleran su dinamismo. A la vez, los lóbulos de soliflujión se reactivan por encima de los 2.500 m en cara norte y 2.900 m en la sur (Oliva et al., 2008c, 2009) en dos pulsos caracterizados por una mayor removilización mineral con aporte de arenas y gravas. Los sedimentos lacustres también evidencian un incremento de la actividad de laderas (Oliva et al., 2010).

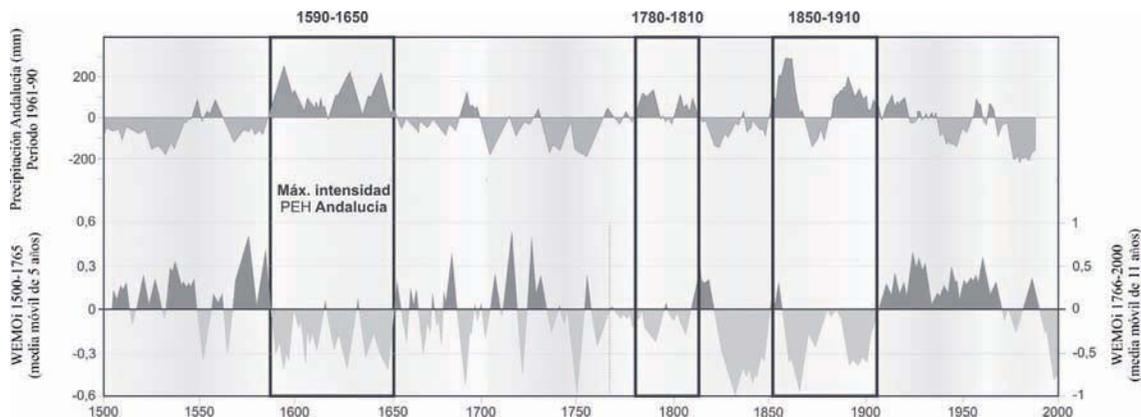


Figura 8. WeMOi y precipitación en Andalucía (Oliva, 2009). El gráfico superior hace referencia a la precipitación en Andalucía desde 1500 (Rodrigo et al., 1999) y el WeMOi está reconstruido en Oliva et al. (2006).

Figure 8. WeMOi and winter precipitation in Andalusia (Oliva, 2009). The upper figure shows precipitation in Andalusia since 1500 (Rodrigo et al., 1999) and the WeMOi index is reconstructed in Oliva et al. (2006).

4.2.3. Evidencias sinópticas de la PEH en el sur peninsular

Tres fases húmedas se detectan desde 1500 a partir de la serie de precipitación histórica de Rodrigo et al. (1999) para el conjunto de Andalucía oriental: 1590-1650, 1780-1810 y 1850-1910. La reconstrucción del patrón de teleconexión *Western Mediterranean Oscillation* (WeMO) hasta 1500 permite deducir que la configuración sinóptica imperante durante las fases de mayor pluviosidad de las últimas centurias en el sureste peninsular se corresponde con la presencia de bajas presiones en la zona del golfo de Cádiz (Oliva et al., 2006). Los valores negativos del índice WeMO invernal se correlacionan eficientemente con los totales anuales de pluviometría en Andalucía por el carácter estacional de las precipitaciones, siendo así un indicador indirecto de la innivación en Sierra Nevada durante la PEH (Fig. 8).

La PEH es un periodo climáticamente no lineal, con marcadas oscilaciones en breves espacios de tiempo. En Andalucía, las fases más húmedas empiezan a inicios de siglo XVII coincidentes con el periodo de la máxima intensidad de la PEH en el sur ibérico,

precedente al Mínimo Maunder y paralelo a la extensión del comercio de la nieve. Este intervalo temporal se corresponde con el mayor avance del glaciar que acogía el Corral del Veleta durante la PEH (Schulte, 2002b); un nuevo pico húmedo acontece durante la Oscilación Maldà, a finales de siglo XVIII, que muestra un incremento pluviométrico en la fachada mediterránea ibérica (Barriandos, 1994), y, finalmente, durante la segunda mitad del siglo XIX, con sucesivos máximos de precipitaciones regidos por el predominio de la circulación meridiana en el continente europeo, a pesar de percibirse ya una tendencia al calentamiento.

Las fases claramente negativas de la WeMO comportaron un aumento de las precipitaciones que, en el caso de las cumbres nevadenses y en un contexto térmico más frío que el actual, debían de implicar un aumento de la innivación y la activación de los pequeños aparatos glaciares existentes entonces en el Corral del Veleta y la Hoya del Mulhacén, principalmente, así como una mayor profusión de los neveros de fusión tardía. Considerando el aumento térmico desde las fases más frías de la PEH respecto a la actualidad en 0,7°C en el sur peninsular (Sousa y

García-Murillo, 2003), y, admitiendo un gradiente térmico vertical medio de $0,65^{\circ}\text{C}/100$ m, los potentes depósitos solifluidales de época PEH emplazados en lóbulos localizados por debajo de los 2500 m de altura, evidencian el papel primordial que jugó la precipitación en Sierra Nevada para activar una soliflucción hoy inactiva o muy puntual en cotas de 3.000 m (Oliva, 2008). El aumento de temperatura estimado desde 1900 en la Península Ibérica en torno a $0,6^{\circ}\text{C}$ (IPCC, 2007) y la disminución de las precipitaciones conducida por un índice WeMO muy positivo durante la primera mitad de siglo XX, explica la paulatina reducción del hielo del Corral del Veleta y la actual degradación del *permafrost* discontinuo todavía hoy existente en su seno (Gómez Ortiz et al., 1999, 2004). En este sentido, la combinación de temperaturas más elevadas con los índices de precipitación actuales no es propicia para activar la soliflucción hoy en la Sierra (Oliva, 2009).

5. Procesos geomorfológicos actuales en las cumbres nevadenses

Las últimas pulsaciones de la PEH se detectan a mediados de siglo XIX y desde entonces domina la tendencia al calentamiento, que parece reforzarse desde finales de la década de los 70'. Estas temperaturas más altas han tenido su reflejo en los procesos geomorfológicos que acontecen en Sierra Nevada: los procesos fríos pierden intensidad y remontan de cota, a la vez que mengua su eficacia temporal.

Desde finales de la PEH el aumento gradual de temperatura ha liquidado los restos de glaciario que permanecían en enclaves aislados de Sierra Nevada, proclives por altura a un incipiente desarrollo glaciario cuando las mínimas condiciones climáticas lo permiten. Al pie de los taludes verticales del Veleta y Mulhacén, en sus vertientes sep-

tentrionales, todavía hoy restan pequeños ambientes de *permafrost* alpino y masas de hielo fosilizadas por el dinamismo de los procesos periglaciares que han abocado una abundante masa de clastos encima, que las aísla y previene de una fusión más acelerada (Gómez Ortiz et al., 2005). La rápida degradación de estos vestigios del glaciario europeo más meridional se percibe en los continuos hundimientos y grietas que aseñalan los taludes detríticos que las recubren (Schulte et al., 2002), demostrando la sensibilidad de los procesos geomorfológicos que acontecen hoy en Sierra Nevada a la señal climática regional y global.

El periglaciario es, actualmente, el principal modificador del relieve de Sierra Nevada. Estimada la ELA presente entre los 3.600-3.700 m (Oliva, 2009), todo el macizo por encima de los 2.500 m permanece en el cinturón periglaciario; además, la poca cubierta vegetal de la Sierra, acusada en los niveles culminantes, y el alto grado de tectonización de los esquistos facilitan la meteorización mecánica y la acción del periglaciario.

El grupo de investigación de la Universidad de Barcelona "Paisaje y paleoambientes en la montaña mediterránea" lleva monitorizando los procesos fríos actuales en Sierra Nevada desde 1987. Entre ellos destaca el control dinámico del glaciar rocoso del Corral del Veleta, el seguimiento del régimen térmico del suelo en distintas geoformas (suelos poligonales, glaciares rocosos, lóbulos de soliflucción), la evolución de la cobertura nival, la dinámica de los flujos de derrubios y la toma de datos de temperatura en niveles cimeros. La instalación de sensores térmicos autónomos permite seguir la evolución térmica en estas geoformas a lo largo de todo el año, de manera continua, a alta resolución temporal y a diferentes profundidades. Sólo los sensores térmicos ubicados en enclaves específicos de los cir-

cos septentrionales más elevados detectan *permafrost*; en las cumbres del macizo raramente se constata su existencia, tal y como evidencia el proyecto PACE (*Permafrost and Climate in Europe*, 1997-2000) para el Picacho del Veleta, aunque la incursión de agua en niveles profundos y la incidencia directa de la radiación solar en las paredes del circo meridional de Aguas Verdes son factores que pueden desvirtuar los valores obtenidos (Gómez Ortiz et al., 2005). En el glaciar rocoso del Corral sí que se registran temperaturas permanentemente negativas a 190 cm de profundidad durante todo el año, pese a detectarse un hundimiento vertical (12,5-24,6 cm/año) superior al desplazamiento horizontal (3,5-13,3 cm/año), dato que refleja la acelerada fusión del núcleo de hielo interno de esta lengua rocosa (Gómez Ortiz et al., 1999, 2004).

Bajo el régimen climático actual ciertas formas periglaciares no se desarrollan, siendo forzosamente heredadas de fases más frías, como los suelos poligonales con macrofiguras geométricas del Cerro de los Machos y del Pandero del Mulhacén, aunque actualmente sí que se constatan campos de figuras decimétricas activas por encima de los 2.600 m (ej. Alto del Chorrillo, 2.700 m). Otras geoformas periglaciares heredadas son los glaciares rocosos, que tienen su origen en el Tardiglacial y restan dispersos en las cabeceras de barrancos de ambas vertientes, donde las crestas cimera subministraban clastos heterométricos para su génesis y desarrollo. Si bien algunos de ellos aún presentan formas frescas, la mayoría han quedado desdibujadas, enmascaradas o fosilizadas por los depósitos de vertiente. Los circos, recubiertos de material liberado de los cordones rocosos sobrestantes, presentan igualmente numerosos flujos de derrubios, posiblemente indicadores de la degradación de las condiciones más frías imperantes en el siglo pasado. Su nítido recorrido

y la frescura del roquedo movilizado denotan un origen próximo en el tiempo; además, la comparación de fotografías aéreas de diferentes años ha permitido reconocer flujos de derrubios de reciente creación, tal y como constatan Palacios et al. (2000). Los canchales son muy activos y tapizan ambas vertientes con abundante material detrítico, mientras que las morrenas de nevó sólo dibujan crestones detríticos al abrigo de los circos elevados de la cara norte, al pie de los últimos neveros de la temporada. Los lóbulos de soliflucción en Sierra Nevada son inactivos en la mayoría de casos, con una dinámica muy puntual en enclaves concretos determinados por una mayor disponibilidad de agua (Oliva, 2008; Oliva et al., 2008b, 2009).

6. Conclusiones y perspectivas

El conocimiento científico de los procesos geomorfológicos que acontecen en Sierra Nevada ha avanzado sustancialmente durante las últimas décadas. Desde las primeras incursiones románticas de época ilustrada hasta la amplia variedad de estudios que se están llevando a cabo en la actualidad, numerosos investigadores han ido desgranando diferentes aspectos de la evolución del paisaje de la Sierra.

Si bien la existencia de glaciaciones pleistocenas anteriores al UMG es aún una incógnita que suscita dudas en el seno de la comunidad científica, mayor unanimidad existe en torno a la evidente impronta que dejaron los glaciares durante la última glaciación. A pesar de que su extensión y el modelado dejado por los hielos han sido ampliamente estudiados, conviene señalar que su cronología continúa siendo desconocida. En un futuro próximo es de especial interés incidir en este punto para poder establecer una geocronología completa del UMG en la Península Ibérica, en la cual Sierra Nevada tiene un papel clave por ser el más meri-

dional de los macizos ibéricos glaciados durante el UMG.

Se constata un vacío temporal de información ambiental desde la desglaciación del macizo hasta la reconstrucción paleoambiental reciente de Oliva (2009) para los últimos 7 milenios, con la excepción del Tardiglaciario; de este pulso frío hay indicios de reapariciones efímeras del glaciario en los circos septentrionales, aunque la falta de dataciones no permite establecer su marco temporal en la Sierra. Hay un conocimiento más preciso de la evolución paleoambiental acontecida en el macizo desde el Holoceno Medio y de los cambios ecológicos que han tenido lugar en el cinturón periglacial actual como consecuencia de la variabilidad climática holocena. En este sentido, los datos que ofrecen los lóbulos de soliflucción y los sedimentos lacustres deberían correlacionarse con otros procesos dinámicos de los que hay evidencias geomorfológicas (ej. secuencias morrénicas de edad holocena).

Lógicamente, por su proximidad temporal, las últimas centurias que engloban la PEH son la fase temporal mejor estudiada. Sierra Nevada es uno de los pocos macizos de alta montaña del sur de Europa donde hay abundancia de documentos de época con descripciones de su paisaje, si bien las reseñas dejadas por los viajeros presentan una elevada irregularidad temporal y suelen corresponder siempre a los mismos sectores. Asimismo, su información se limita a constatar la existencia de un pequeño foco glaciario en el Corral del Veleta y de nevos de fusión tardía en el macizo. Una de las directrices que cabe potenciar en un futuro es la integración de la información documental con aquella que proporcionan los registros sedimentarios, muy especialmente para la PEH, y contribuir así con nuevos datos a enmarcar climáticamente, y de una manera más sistémica, la inercia térmica ac-

tual en la variabilidad climática natural del sur peninsular.

Agradecimientos

Esta investigación se ha realizado bajo el amparo del Grupo de Investigación Consolidado "Paisatge i reconstrucció ambiental de la muntanya mediterrània" y del Servei de Gestió i Evolució del Paisatge de la Universidad de Barcelona. Este artículo ha sido finalizado durante el disfrute de una beca postdoctoral financiada por la *Fundação para a Ciência e a Tecnologia* de Portugal.

Referencias bibliográficas

- Abreu L., Shackleton N.J., Schonfeld J., Hall M. & Chapman M. (2003). Millennial-scale oceanic climate variability of the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology*, 196, 1-20.
- Barriendos, M. (1994). *El clima histórico de Catalunya. Aproximación a sus características generales (Siglos XV-XIX)*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- Barriendos, M. (1997). Climatic variations in the Iberian Peninsula during the late Maunder Minimum (AD 1675-1715): an analysis of data from rogation ceremonies. *The Holocene*, 7 (1), 105-111.
- Barriendos, M. & Martín-Vide, J. (1998). Secular climatic oscillations as indicated by catastrophic floods in the Spanish Mediterranean coastal area (14th-19th Centuries). *Climatic Change*, 38, 473-491.
- Björk, S., Walker, J.C., Cwynar L.C., Knudsen, K.L., Lowe, J.J. & Wohlfarth, B. (1998). An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13, 283-292.
- Boissier, C.E. (1839). Voyage botanique dans le midi de l'Espagne pendant l'année 1837. Gide et Cie. París. En: *Viaje botánico al sur de España durante el año 1837* (C.E. Boissier, eds.). Colección Sierra Nevada y la Alpujarra. Fundación Caja de Granada y Universidad de Málaga. Granada, 1995.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L. & Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 143-147.
- Bradley, R.S. & Jones, P.D. (1992). *Climate since 1500 A.D.* Routledge. London. 679 pp.

- Brewer, S., Cheddadi, R., De Beaulieu, J.L. & Reille, M. (2002). The spread of deciduous *Quercus* throughout Europe since the last glacial period. *Forest Ecology and Management*, 156, 27-48.
- Broecker, W.S., Bond, G.C., Klas, M., Clark, E. & McManus, J.F. (1992). Origin of the northern Atlantic's Heinrich events, *Climate Dynamics*, 6 (3-4), 265-273.
- Cacho, I., Grimalt, J., Canals, M., Sierro, F., Flores, J. & Shackleton, N. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures, *Paleoceanography*, 14 (6), 698-705.
- Cacho, I., Grimalt, J., Sierro, F., Flores, J., Shackleton, N. & Canals, M. (2000). Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters*, 183, 417-429.
- Chueca, J., Peña Monné, J.L., Lampre F. & Julián, A. (1998). La Pequeña Edad de Hielo en el Pirineo central y meridional. Inferencias paleoambientales a partir de datos geomorfológicos. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (A. Gómez Ortiz & A. Pérez Alberti, eds.). Servicio de publicaciones de la Universidad de Santiago, 307-328.
- CLIMAP (1981). Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum. *Geological Society of American Map and Chart Series*, MC-36.
- Daansgard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J. & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Esteban Amat, A. (1995). *Evolución del paisaje durante los últimos 10.000 años en las montañas del Mediterráneo Occidental: ejemplos del Pirineo Oriental y Sierra Nevada*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- Gómez Ortiz, A. (1987). Morfología glaciar en la vertiente meridional de Sierra Nevada (área Veleta-Mulhacén). *Estudios Geográficos*, 193, 527-558.
- Gómez Ortiz, A. (1997). Hugo Obermaier Grat (1877-1946): su contribución al conocimiento del glaciario de las montañas españolas y particularmente al de Sierra Nevada. En: *Los paisajes cuaternarios de Sierra Nevada. Hugo Obermaier*. Colección Sierra Nevada y la Alpujarra, 19. Granada, 63 pp.
- Gómez Ortiz, A. & Salvador, F. (1992). Aportaciones significativas al conocimiento del glaciario y periglaciario de Sierra Nevada. *Notes de Geografía Física*, 20-21, 89-101.
- Gómez Ortiz, A., Simón Torres, M., Salvador Franch, F., Sánchez Gómez, S. & Esteban Amat, A. (1993). El Cuaternario de los niveles cimeros de Sierra Nevada (Guía de la excursión). En: *Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares. Guía de la excursión (Granada-Sierra Nevada, 1993)*. Sociedad Española de Geomorfología. Barcelona, 72 pp.
- Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Ramos, M., Schulte, L., Salvador, F. & Tanarro, L. (1999). Degradación del permafrost en Sierra Nevada. Repercusiones geomorfológicas: el caso del Corral del Veleta. Resultados preliminares. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 27, 7-21.
- Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Ramos, M., Tanarro, L.M. & Salvador, F. (2001). Location of permafrost in marginal regions: Corral del Veleta, Sierra Nevada, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (1), 92-110.
- Gómez Ortiz, A. & Pérez-González, A. (2001). *Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000). Aportación española a la V Conferencia Internacional de Geomorfología (Tokyo, 2001)*. Sociedad Española de Geomorfología y Servei de Gestió i Evolució del Paisatge (UB). Barcelona, 427 pp.
- Gómez Ortiz, A. (coord.) (2002). *Mapa geomorfológico de Sierra Nevada*. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía, 86 pp.
- Gómez Ortiz, A., Palacios, D. & Ramos, M. (2004). Permafrost, evolution of associated landforms and thermal control in the Veleta Cirque (Sierra Nevada, Spain). New results. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 99 (1-4), 47-63.
- Gómez Ortiz, A., Schulte, L., Salvador, F., Palacios, D., Sanz de Galdeano, C., Sanjosé, J.J., Tanarro, L.M. & Atkinson, A. (2005). Field trip to Sierra Nevada massif glacial geomorphology and present cold processes. *Sixth International Conference on Geomorphology. Field Trip Guides*, 309-326.
- Gómez Ortiz, A. & Plana Castellví, J. A. (2006). La Pequeña Edad del Hielo en Sierra Nevada a partir de los escritos de la época (siglos XVIII y XIX) y relaciones con el progreso de la geografía física y geomorfología española. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 42, 71-98.
- Gómez Ortiz, A., Milheiro, B. & 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*, 34, 99-118.
- Gómez Ortiz, A., Oliva, M. & Salvador, F. (2009). Registros naturales y documentación histórica relativos a la Pequeña Edad del Hielo en las cumbres de Sierra Nevada. En: *El sector central de las Béticas: una aproximación desde la Geografía Física*. Editorial de la Universidad de Granada-AGE. Granada, pp. 245-259.
- González Trueba, J.J., Martín Moreno, R., Martínez de Pisón, E. & Serrano, E. (2008). Little Ice Age glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 18 (4), 551-568.
- Grove, M. (2004). *Little Ice Age. Ancient and modern*. Routledge, Londres, 718 pp.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequence of cycling ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean

- during the past 130000 years. *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- Hellmann, G. (1881). Der südlichste Gletscher Europas. *Zeitschrift Gesellschaft für Erdkunde*, 16, 362-367.
- Hempel, L. (1960). Límites altitudinales geomorfológicos en Sierra Nevada. *Estudios Geográficos*, 78, 81-93.
- Höfer, H.V. (1879). Gletscher und Eiszeitstudien. Sitzungberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematische-naturwissenschaftliche Klasse, 79.
- Hughes, P.D & Woodward, J.C. (2008). Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science*, 23 (6-7), 575-588.
- Kuhlemann, J., Rohling, E.J., Kumrei, I., Kubik, P., Ivy-Ochs, S. & Kucera, M. (2008). Regional synthesis of Mediterranean atmospheric circulation during the Last Glacial Maximum. *Science*, 321, 1338-1340.
- Lhenaff, R. (1977). *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Betiques centro-occidentales (Espagne)*. Tesis doctoral. Universidad de Lille.
- Martín García, J.M., Aranda, V., Gámiz, E., Bech, J. & Delgado, R. (2004). Are Mediterranean mountain Entisols weakly developed? The case of Orthents from Sierra Nevada (Southern Spain). *Geoderma*, 118, 115-130.
- Martínez Cortizas, A., Pontevedra-Pombal, X., García-Rodeja, E., Novoa-Muñoz, J.C. & Shotyk, W. (1999). Mercury in a Spanish peat bog: archive of climate change and atmospheric metal deposition. *Science*, 284, 939-942.
- Meier, M.F. & Post, A.S. (1962). Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America. *International Association of Scientific Hydrology*, 58, 63-77.
- Messerli, B. (1965). *Beiträge zur geomorphologie der Sierra Nevada (Andalusien)*. Juris Verlag, Zürich.
- Moreno A., Nave S., Kuhlmann H., Canals M., Targarona J., Freudenthal T. & Abrantes F. (2002). Productivity response in the North Canary Basin to climate changes during the last 250,000 yr: a multi-proxy approach. *Earth Planetary Science Letters*, 196, 147-159.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sánchez-Goñi, M.F., Shackleton, N. & Sierro, F. (2005). Links between marine and atmospheric processes oscillating on a millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50,000 yr from the Alboran sea. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1623-1636.
- Oliva, M. (2008). Lóbulos de soliflucción y fluctuaciones paleoclimáticas durante el Holoceno en Sierra Nevada. *Publicaciones de la Asociación Española de Climatología*, Serie A (6), 189-198.
- Oliva, M. (2009). *Reconstrucción paleoambiental holocena de Sierra Nevada a partir de registros sedimentaris (Holocene alpine environments in Sierra Nevada, southern Spain)*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- Oliva, M., López-Bustins, J.A., Barriendos, M., Muedra, C. & Martín-Vide, J. (2006). Reconstrucción histórica de la oscilación del Mediterráneo Occidental (WEMO) e inundaciones en el Levante Peninsular (1500-2000). *Publicaciones de la Asociación Española de Climatología*, Serie A (5), 241-250.
- Oliva, M. & Moreno I. (2008). Sierra Nevada, nexo entre dos patrones de teleconexión: la NAO y la WeMO. *Publicaciones de la Asociación Española de Climatología*, Serie A (6), 199-208.
- Oliva, M., Schulte, L. & Gómez Ortiz, A. (2008a). Actividad solifluidal en Sierra Nevada durante el Holoceno tardío. *Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008*, 249-252.
- Oliva, M., Gómez Ortiz, A. & Schulte, L. (2008b). Procesos solifluidales actuales en Sierra Nevada. *Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008*, 253-256.
- Oliva, M., Schulte, L. & Gómez Ortiz, A. (2008c). Solifluction lobes in Sierra Nevada (Southern Spain): morphometry and palaeoenvironmental changes. *Proceedings of the IX International Conference on Permafrost*, volumen 2, 1321-1326.
- Oliva, M., Schulte, L. & Gómez Ortiz, A. (2009). Morphometry and Late Holocene activity of solifluction landforms in the Sierra Nevada (Southern Spain). *Permafrost and Periglacial Processes*, 20 (4), 369-382.
- Oliva, M., Gómez Ortiz, A. & Schulte, L. (2010). Tendencia a la aridez en Sierra Nevada desde el Holoceno Medio inferida a partir de sedimentos lacustres. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 52, 27-42.
- Ortiz, A., Torres, T., Delgado, A., Julià, R., Lucini, M. & Llamas, F.J. (2004). The palaeoenvironmental and palaeohydrological evolution of Padul peat bog (Granada, Spain) over one million years from elemental, isotopic and molecular organic geochemical proxies. *Organic geochemistry*, 35, 1243-1260.
- Palacios, D, Gómez Ortiz, A., Fernández, A., Zamorano, J.J., Tanarro, L.M., Salvador, F., Schulte, L. & Ramos, M. (2000). La formación de debris flows en el Corral del Veleta (Sierra Nevada, España). *Geomorfología para el Tercer Milenio y Sociedad*. VI Reunión Nacional de Geomorfología, Madrid. pp. 133.
- Pallàs, R., Rodes, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuno, M., Bordonau, J., Bourles, D., Vilaplana, J.M., Masana, E. & Santanach, P. (2006). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ¹⁰Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2937-2963.
- Pérez Alberti, A., Valcárcel, M. & Blanco, R. (2004). Pleistocene glaciation in Spain. En: *Quaternary glaciations - extent and chronology* (J. Ehlers &

- P.L. Gibbard, eds.), Volumen 2, Part I. Europe. Elsevier, 389-394.
- Pons, A. & Reille, M. (1988). The Holocene and upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66, 243-263.
- Rodrigo, F.S. (1994). *Cambio climático natural. La Pequeña Edad de Hielo en Andalucía*. Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- Rodrigo, F.S., Esteban-Parra, M.J., Pozo-Vázquez, D. & Castro-Díaz, Y. (1999). A 500-year precipitation record in southern Spain. *International Journal of Climatology*, 19, 1233-1253.
- Rogerson, M., Rohling, E.J., Weaver, P.P. & Murray, J.W. (2004). The Azores Front since the Last Glacial Maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 779-789.
- Rute, L. (1889). *La Sierra Nevada*. Nouvelle Revue Internationale. Imprimerie Charaire et fils. París.
- Sánchez Gómez, S. (1990). *Aplicación del estudio de suelos a la dinámica de la cuenca del río Lanjarón. Relación suelos-geomorfología*. Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- Schulte, L. (2002a). Climatic and human influence on river systems and glacier fluctuations in southeast Spain. *Quaternary International*, 93-94, 85-100.
- Schulte, L. (2002b). Aplicación del método de datación del Pb²¹⁰ a la determinación cronológica de procesos geomórficos. En: *Aportaciones de la geomorfología de España en el inicio del tercer milenio* (A. Pérez-González, J. Vegas & J. Machado, eds.). Instituto Geológico y Minero, Madrid, 483-490.
- Schulte, L., Gómez Ortiz & Passmore, D.G. (2000). Sobre la posible existencia de restos periglaciares pleistocenos en los llanos del sureste de la Península Ibérica. En: *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea* (J.L. Peña, M. Sánchez & M.V. Lozano, eds.). Instituto de Estudios Turoleses, 281-297.
- Schulte, L., Marcos, J. de, Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Tanarro, L.M., Fernández, A. & Ramos, M. (2002). Evolución glaciar y periglaciar del circo del Mulhacén (Sierra Nevada, Península Ibérica). En: *Aportaciones de la geomorfología de España en el inicio del tercer milenio* (A. Pérez-González, J. Vegas & J. Machado, eds.). Instituto Geológico y Minero, Madrid, 491-499.
- Simón, M., Sánchez, S. & García, I. (2000). Soil-landscape evolution on a Mediterranean high mountain. *Catena*, 39, 211-231.
- Sousa A. & García Murillo, P.J. (2003). Changes in the wetlands of Andalusia (Doñana Natural Park, SW Spain) at the end of the Little Ice Age. *Climatic Change*, 58 (1-2), 193-217.
- Titos Martínez, M. (1995). *El tranvía de Sierra Nevada*. Arguval. Málaga, 224 pp.
- Wu, H., Guiot, J., Brewer, S. & Guo, Z. (2007). Climatic changes in Eurasia and Africa at the Last Glacial Maximum and Mid-Holocene: reconstruction from pollen data using inverse vegetation modelling. *Climate Dynamics*, 29, 211-229.