

EL CUATERNARIO EN EL MACIZO DE SIERRA NEVADA. EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL Y PAISAJE A PARTIR DE LA INTERPRETACIÓN DE REGISTROS NATURALES Y DOCUMENTOS DE ÉPOCA

Marc Oliva

Instituto de Geografía e Ordenamento do Território – Universidade de Lisboa
oliva_marc@yahoo.com

Antonio Gómez Ortiz

Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional – Universitat de Barcelona
gomez@ub.edu

David Palacios Estremera

Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física – Universidad Complutense de Madrid
davidp@ghis.ucn.es

Ferran Salvador Franch

Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional – Universitat de Barcelona
fsalvador@ub.edu

Montserrat Salvà Catarineu

Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional – Universitat de Barcelona
salva@ub.edu

Recibido: 10 de enero de 2013. Devuelto para correcciones: 11 de febrero de 2013. Aceptado: 12 de mayo de 2013.

El Cuaternario en el macizo de Sierra Nevada. Evolución paleoambiental y paisaje a partir de la interpretación de registros naturales y documentos de época (Resumen)

El conocimiento relativo a la evolución ambiental cuaternaria en las montañas de la Península Ibérica ha avanzado sustancialmente en las últimas décadas. Particularmente significativos son los progresos realizados en el macizo de Sierra Nevada, en el sur peninsular. En este caso, los investigadores se han servido de registros naturales y fuentes documentales para reconstruir la dinámica ambiental desde la Última Glaciación y posterior deglaciación del macizo hasta su evolución reciente. Los cambios ambientales detectados permiten inducir la variabilidad climática durante los últimos milenios. El impacto de la actividad antrópica en las cumbres de Sierra Nevada ha sido significativo durante el Holoceno superior, particularmente desde la ocupación musulmana.

Palabras clave: Sierra Nevada, Última Glaciación, deglaciación, Holoceno, Pequeña Edad de Hielo, registros naturales, fuentes documentales, paisaje.

Quaternary environments in Sierra Nevada (Abstract)

Our understanding of the Quaternary environmental evolution in the Iberian mountains has significantly improved over the last decades. Very significant advances have been achieved in the massif of Sierra Nevada, in the south of the Iberian Peninsula. Researchers have used both natural records and historical sources to reconstruct the environmental dynamics since the Last Glaciation and deglaciation of the massif until the recent evolution. Past environmental changes allow inferring the climate variability of the last millennia. Human impact in the summits of Sierra Nevada has been significant during the Late Holocene, particularly since the Muslim occupation.

Key words: Sierra Nevada, Last Glaciation, deglaciation, Holocene, Little Ice Age, natural records, historical sources, landscape.

La evolución paleoambiental cuaternaria en las montañas ibéricas ha suscitado la atención de numerosos investigadores durante las últimas décadas. Al igual que en otras montañas de la orla alpina mediterránea los estudios paleoambientales realizados en la Península Ibérica han centrado interés mayoritariamente en:

- Determinar el desarrollo máximo de la última glaciación, en sus formas y modelados asociados
- Reconstrucción cronológica de los acontecimientos ambientales centrados en sectores de cumbres y valles adyacentes, a partir de dataciones absolutas.
- Secuenciación de los acontecimientos ambientales del proceso de deglaciación, a partir de sedimentos lacustres/turbosos, especialmente en ámbitos de media montaña.

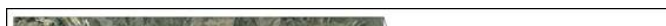
La alta montaña de Sierra Nevada, probablemente, sea el sector peninsular más y mejor conocido al respecto. Comenzó a estudiarse desde una perspectiva ambiental a comienzos del siglo XIX por naturalistas y geógrafos[1]. A mediados del mismo siglo ya se conocía buena parte de la singularidad de su flora y de sus focos glaciares[2]. Las huellas del glaciario cuaternario fueron intuidas por Wilhelm Ph. Schimper[3] y certificadas por José Mac-Pherson[4], Otto Quelle[5] y, en particular, Hugo Obermaier[6]. Hasta bien entrada la década de los ochenta del siglo XX los acontecimientos glaciares se enmarcaron en la cronología alpina deduciéndose, casi siempre, la existencia de más de una glaciación (Riss y Würm), sobre todo a partir de registros erosivos en circos y valles y sedimentológicos y edáficos en morrenas[7]. A ello contribuyó notablemente la información polínica de la turbera de Padul (785 m, en el contacto del macizo de Sierra Nevada con su depresión periférica) que indica alternancias de taxones propios de periodos fríos y cálido-húmedos instalados entre el 46 y 4,5 ka (miles de años), según dataciones de ^{14}C [8]. Durante las últimas dos décadas los estudios focalizados en la geomorfología glacial y periglacial de Sierra Nevada[9] se han ido combinando con los análisis sedimentológicos y geocronológicos de numerosos registros naturales localizados en el área cimera[10]. A su vez, y para las últimas centurias, recientemente se ha complementado la información acumulada con aquella otra procedente de archivos naturales con evidencias ambientales interpretadas desde relatos de época histórica[11].

Recientemente se constata un creciente interés por integrar estos registros paleoclimáticos desde una perspectiva multidisciplinar (*multi-proxy*) y así enmarcar mejor en el tiempo la dinámica climática de las últimas centurias[12]. No obstante, para escalas de tiempo más extensas se detecta un vacío en el uso e integración de diferentes fuentes de información paleoambiental que complementen e integren el conocimiento acerca de la glaciación y posterior deglaciación para un mismo macizo. A su vez, se percibe la necesidad de conocer, de manera continuada y sin vacíos temporales, la secuenciación climática desde la Última Glaciación para entender mejor las fluctuaciones naturales de la Circulación General Atmosférica en la fachada atlántica europea. Para ello es necesario densificar el número de puntos de muestreo donde el conocimiento de la evolución paleoambiental y paleoclimática es más resolutivo. Este es el objetivo del presente artículo centrado en el macizo de Sierra Nevada, en el sur de la Península Ibérica y a occidente de la cuenca mediterránea. De él interesará más específicamente:

- Integrar y sintetizar las diferentes aproximaciones (*proxies*) relativas a la cronología referida a la evolución paleoambiental durante la Última Glaciación y posterior deglaciación del macizo.
- Relacionar lo acontecido en Sierra Nevada con la variabilidad climática acaecida en la región mediterránea desde la Última Glaciación.

Área de estudio

La alta montaña semiárida del sur peninsular ibérico alcanza su máxima cota en el macizo de Sierra Nevada. Este macizo forma parte de las Cordilleras Béticas y se alarga 80 km de W a E a una latitud de 37°N. En su tercio más occidental, donde este artículo centra su atención, se concentran las alturas más prominentes de la Península Ibérica, destacándose el Mulhacén (3.478 m) y el Veleta (3.398 m) (figura 1).



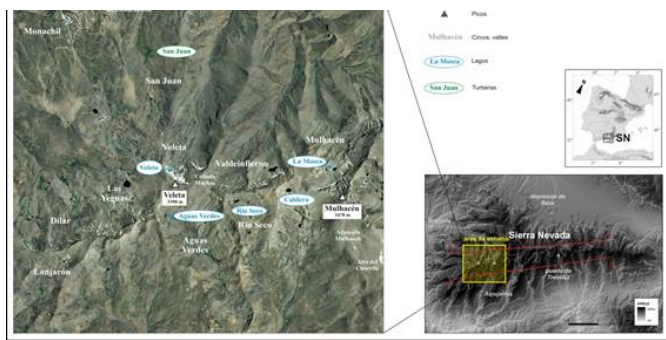


Figura 1. Localización de Sierra Nevada y de los enclaves mencionados en el texto.
Fuente: elaboración propia sobre ortoimágenes procedentes del Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía.

Las condiciones climáticas de Sierra Nevada son las propias de un ambiente semiárido de la alta montaña mediterránea, con un marcado contraste entre una estación cálida y seca (junio-septiembre) y otra fría y húmeda (octubre-mayo). El clima presenta, además, una notable variabilidad interanual e intranual en su régimen de precipitaciones. Su disposición zonal y relieve compartimentado determina la existencia de numerosos topoclimas en todo el macizo[13]. Juntamente con los altos relieves del Atlas, Sierra Nevada constituye la vía de entrada hacia el Mediterráneo de los flujos húmedos atlánticos asociados a los vientos del oeste de medias latitudes, afectando a la Sierra de octubre a abril. De mayo a septiembre, la predominancia de las altas presiones subtropicales propicia estabilidad atmosférica y una elevada insolación. La temperatura media anual a 2.507 m es de 4,4°C, con medias mensuales negativas entre diciembre y abril en esta misma cota. La isoterma de 0°C se localiza en torno a los 3.300-3.400 m[14]. La precipitación anual en la cota de los 2.500 m ronda los 700 mm, con un 80% del total concentrado entre octubre y abril[15].

El núcleo de Sierra Nevada está básicamente constituido por espesos paquetes de esquistos y micaesquistos feldespáticos y grafitosos que conforman el complejo Nevado-Filabres, principal unidad geológica de las Sierras Internas de las Béticas. La estructura de este núcleo es una sucesión de mantos de corrimiento que tienden a conformar un vasto anticlinal resquebrajado y desnivelado por una densa red de fallas de origen alpino dispuestas en dirección SW-NE y NW-SE. Los esquistos y micaesquistos aflorantes están fuertemente tectonizados[16]. El modelado glaciar, asociado a la Última Glaciación, es muy evidente a partir de los 2.500 m en cara norte y 2.700 m en cara sur. Al contrario que en los Alpes o, en menor medida que en Pirineos, los glaciares de Sierra Nevada permanecieron confinados en el interior de la montaña, pues su menguada longitud no permitió que se adentraran en las llanuras adyacentes[17]. Las evidencias de procesos periglaciares de esta fase fría se localizan hasta cotas de 1.000-1.100 m[18]. El cinturón periglaciar actual se instala por encima de los 2.500 m.

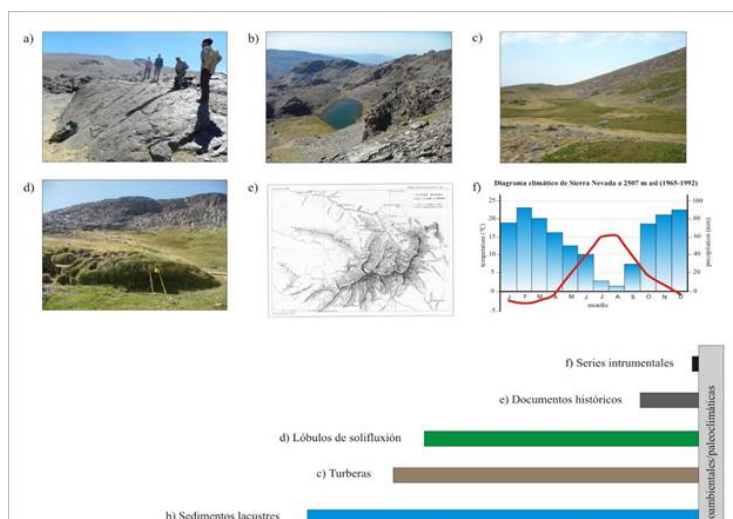
La elevada altitud y la posición latitudinal en que se ubica la Sierra, explica, en buena medida, su riqueza florística. Las montañas más elevadas del sur del continente europeo durante los periodos fríos cuaternarios actuaron a manera de refugio genético de muchas especies vegetales[19], como así sucedió en Sierra Nevada. Después de la deglaciación de la Sierra, estas especies remontan cota, se acomodan en altura y se adaptan a la aridez estival. Así se explica el elevado número de endemismos propios del macizo[20]. La riqueza florística y el patrimonio geomorfológico del área de cumbres son indisolubles de la distinción de Sierra Nevada como Reserva de la Biosfera (1986), Parque Natural (1989) y Parque Nacional (1999)[21].

La coincidencia de sequedad y temperaturas altas y cálidas durante el año determina una evapotranspiración muy elevada, factor limitante clave en el desarrollo vegetal en Sierra Nevada. Este hecho, asociado a la desnudez del suelo en los niveles culminantes facilita la meteorización física del roquedo y limita la formación de suelos y el recubrimiento vegetal. Por encima de los 2.500 m, la edafogénesis queda recluida en sectores con desnivación tardía, en circos y fondos de valle de topografía plana, lo que propicia el desarrollo del pastizal denso y compacto. En estas áreas (denominadas “borreguiles” en la terminología local), se desarrollan histosoles, mientras que en las vertientes libres de vegetación o con especies xerófitas dispersas dominan los mantos de piedras y los canchales con suelos muy incipientes, entre los cuales destacan los cambisoles, inceptisoles y regosoles[22].

Materiales y métodos

Para el desarrollo de este trabajo se han consultado y tenido en consideración todas las aportaciones bibliográficas más significativas referentes a la evolución ambiental cuaternaria en Sierra Nevada, propias y de otros autores (figura 2 y cuadro 1).

Hasta finales de la década de los ochenta del siglo pasado los investigadores se centraron en las evidencias morfológicas y sedimentológicas (formas erosivas y deposicionales) para explicar la morfología glaciar y periglaciar de Sierra Nevada, en particular la derivada de las últimas fases frías, enmarcando los acontecimientos y paleoambientes en la terminología de las glaciaciones alpinas. Fue a partir del último decenio de aquél siglo cuando se han venido aplicando, progresivamente, procedimientos y técnicas de datación absoluta en un amplio espectro de registros naturales y así poder inferir la geocronología de los acontecimientos ambientales.



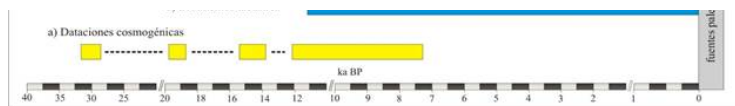


Figura 2. Fuentes de información paleoambiental y paleoclimática usadas en Sierra Nevada con su respectivo rango temporal.

Fuente: fotografías y gráficos de los autores; gráfico e) procedente de Bide, 1893.

Por lo que se refiere a los estudios geocronológicos llevados a cabo recientemente en diferentes enclaves de Sierra Nevada se han aplicado distintas técnicas de datación absoluta que consisten en: a) dataciones cosmogénicas mediante el isótopo 36 del cloro (^{36}Cl , 13 muestras); b) dataciones mediante el isótopo 14 del carbono (^{14}C , 41 muestras por Espectrometría por Aceleración de Masa -AMS, acrónimo del inglés *Accelerator Mass Spectrometry*- y 2 convencionales); c) dataciones mediante el isótopo 210 del plomo (^{210}Pb , 3 muestras); y d) datación mediante el isótopo 137 del cesio (^{137}Cs , 1 muestra).

Las dataciones cosmogénicas se han aplicado a registros glaciares (formas erosivas y deposicionales). Para ello, se han tenido en cuenta bloques morrénicos anclados en la cresta del segmento morrénico en diferentes valles y altitudes (Monachil, Río Seco, Mulhacén, etc.). También en bloques de glaciares rocosos instalados en el seno de los circos. Igualmente se ha considerado el sustrato pulido aflorante en diferentes puntos del lecho glaciar, sobre todo en umbrales y escalones rocosos de valles y circos (Dílar, Mulhacén, Río Seco, Veleta)[23].

Las dataciones de ^{14}C se han focalizado en los sedimentos lacustres (concretamente, sedimento total, restos de plantas y concentración de polen) y niveles orgánicos alojados en la estructura interna de los lóbulos de soliflucción y turberas. Por su parte, las dataciones de ^{210}Pb y ^{137}Cs se han centrado en sedimentos recientes lacustres y glaciolacustres.

Para los tiempos históricos, a partir del siglo XII y, en particular desde el siglo XVIII se ha tenido en cuenta, además, la información procedente de la documentación de época. Las descripciones que hacen los autores que recorren el paisaje de Sierra Nevada permiten interpretar la evolución de los ambientes morfogenéticos dominantes en el área de cumbres de Sierra Nevada. Las fuentes históricas consultadas se refieren a libros originales, facsímiles y mapas históricos depositados en diferentes bibliotecas y archivos documentales del contexto local, regional y estatal[24].

Resultados

La información procedente de todas estas técnicas ha permitido marcar la directriz cronológica del estado actual del conocimiento de la evolución paleoambiental, ambiental y paisaje de Sierra Nevada en la secuencia Última Glaciación, deglaciación, Holoceno, Pequeña Edad de Hielo y evolución reciente.

El dinamismo de los procesos de erosión y acumulación glaciar y periglacial que se han sucedido durante el Última Glaciación y posterior deglaciación dificulta enormemente el estudio de anteriores glaciaciones acontecidas durante el Cuaternario. El limitado desarrollo espacial de los glaciares en combinación con los fuertes desniveles de los valles respecto a la base de erosión (nivel de mar a ~30 km) ha favorecido la dominancia de los procesos de vertiente que han erosionado o desmantelado los posibles restos morfológicos de glaciaciones más antiguas.

Para reconstruir la existencia de glaciaciones antiguas en Sierra Nevada, los investigadores se han fijado en la localización de bloques morrénicos alejados del área ocupada por las morrenas de la Última Glaciación, terrazas de características fluvioglaciares emplazadas a gran altura y segmentos de morrenas degradadas[25]. Bruno Messerli[26] deduce la presencia de restos morrénicos correspondientes a una fase glaciar previa a la Última Glaciación (que vincula al Riss en contraposición al Würm, según nomenclatura alpina) en cotas muy bajas, de entre 1.100 y 1.600 m. Éstos se localizarían centenares de metros por debajo de los depósitos del máximo avance de la Última Glaciación. Ludwig Hempel[27], René Lhenaff[28] y Sebastián Sánchez Gómez[29] también sugieren posibles restos morrénicos de glaciaciones más antiguas, aun admitiendo las dificultades que entraña su demostración.

Por lo que respecta a la Última Glaciación y hasta tiempos históricos recientes existe un amplio número de estudios con aportación de datos cronológicos de registros naturales. El cuadro 1 resume la información de las distintas dataciones obtenidas y la figura 3 la localización de los registros datados.

Cuadro 1.
Resumen de las dataciones, enclave, contexto geomorfológico, altitud, método de datación, resultados y referencias

ID muestra	Enclave	Contexto geomorfológico	Altitud(m)	Método de datación	Edad calibrada (ka o años BP)	Referencias
Dílar 1	Dílar	glaciar rocoso	2.583	^{36}Cl	12,1 ± 0,5	Gómez Ortiz <i>et al.</i> (2012b)
Dílar 2	Dílar	glaciar rocoso	2.784	^{36}Cl	9,1 ± 0,7	Gómez Ortiz <i>et al.</i> (2012b)
Dílar 3	Dílar	glaciar rocoso	2.870	^{36}Cl	7,5 ± 0,4	Gómez Ortiz <i>et al.</i> (2012b)
Dílar 6	Veleta	sustrato pulido	3.211	^{36}Cl	32,1 ± 0,8	Gómez Ortiz <i>et al.</i> (2012b)
Dílar 4	Las Yeguas	sustrato pulido	2.828	^{36}Cl	14,3 ± 0,5	Gómez Ortiz <i>et al.</i> (2012b)
Mn 2	Monachil	morrena lateral	1.975	^{36}Cl	19,6 ± 0,8	Gómez Ortiz <i>et al.</i> (2012b)
Seco 5	Río Seco	glaciar rocoso	2.895	^{36}Cl	9,6 ± 0,4	Gómez Ortiz <i>et al.</i> (2012b)
Seco 4	Río Seco	sustrato pulido	2.984	^{36}Cl	12,7 ± 0,6	Gómez Ortiz <i>et al.</i> (2012b)
Seco 3	Río Seco	morrena lateral	2.446	^{36}Cl	19,0 ± 1,0	Gómez Ortiz <i>et al.</i> (2012b)
Seco 2	Río Seco	morrena lateral	2.437	^{36}Cl	13,4 ± 0,7	Gómez Ortiz <i>et al.</i> (2012b)
Mulhacén 5	Mulhacén	morrena de nevé	3.036	^{36}Cl	14,7 ± 0,7	Gómez Ortiz <i>et al.</i> (2012b)
Mulhacén 4	Mulhacén	sustrato pulido	3.004	^{36}Cl	14,6 ± 0,8	Gómez Ortiz <i>et al.</i> (2012b)
Mulhacén 2	Mulhacén	morrena lateral	2.448	^{36}Cl	30,0 ± 1,1	Gómez Ortiz <i>et al.</i> (2012b)
SJB3.2	San Juan	lóbulo soliflucción	2.793	AMS ^{14}C	3.309 ± 92	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2011)
SJB3.6 ^a	San Juan	lóbulo soliflucción	2.793	AMS ^{14}C	1.020 ± 126	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2011)
SJB3.4eL	San Juan	lóbulo soliflucción	2.793	AMS ^{14}C	957 ± 51	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2011)
SJB38.2	San Juan	lóbulo soliflucción	2.817	AMS ^{14}C	1.342 ± 52	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2011)
SJB38.4	San Juan	lóbulo soliflucción	2.817	AMS ^{14}C	737 ± 59	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2011)
SJB38.6	San Juan	lóbulo soliflucción	2.817	AMS ^{14}C	650 ± 83	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2011)
SJC39.2b	San Juan	lóbulo soliflucción	2.518	AMS ^{14}C	3.857 ± 140	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2011)
SJC39.4	San Juan	lóbulo soliflucción	2.518	AMS ^{14}C	2.490 ± 128	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2011)
SJC54.4	San Juan	lóbulo soliflucción	2.507	AMS ^{14}C	7.098 ± 60	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2011)
SJC69.2	San Juan	lóbulo soliflucción	2.541	AMS ^{14}C	627 ± 66	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2011)
RSB1.7	Río Seco	lóbulo soliflucción	2.952	^{14}C	170 ± 120	Esteban (1995)
RSB1.4	Río Seco	lóbulo soliflucción	2.952	AMS ^{14}C	619 ± 64	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2009b, 2011)
RSB1.1	Río Seco	lóbulo soliflucción	2.952	^{14}C	1.120 ± 120	Esteban (1995)
RSA30.5	Río Seco	lóbulo soliflucción	2.990	AMS ^{14}C	376 ± 91	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2011)
RSA8.2 ^a	Río Seco	lóbulo soliflucción	3.001	AMS ^{14}C	1.2973 ± 112	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2011)
RSA12.5 ^a	Río Seco	lóbulo soliflucción	3.002	AMS ^{14}C	1.354 ± 52	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2011)
AV-18	Aguas Verdes	sedimentos lacustres	3.055	AMS ^{14}C	3.083 ± 128	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2010)
AV-58	Aguas Verdes	sedimentos lacustres	3.055	AMS ^{14}C	3.464 ± 95	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2010)
RSI-26	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	AMS ^{14}C	5.372 ± 53	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2010, 2011)
RSI-40	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	AMS ^{14}C	4.979 ± 110	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2010, 2011)
RSI-55	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	AMS ^{14}C	4.886 ± 87	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2010, 2011)

KSI-55	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	AMS ¹⁴ C	4.880 ± 81	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2010, 2011)
LRS-42.5	Río Seco	sedimentos lacustres	2.991	AMS ¹⁴ C	5.924 ± 68	Oliva (2009), Oliva <i>et al.</i> (2010)
LM-12	La Mosca	sedimentos lacustres	2.895	AMS ¹⁴ C	293 ± 24	Oliva y Gómez Ortiz (2012)
LM-25	La Mosca	sedimentos lacustres	2.895	AMS ¹⁴ C	539 ± 23	Oliva y Gómez Ortiz (2012)
LM-61	La Mosca	sedimentos lacustres	2.895	AMS ¹⁴ C	1.800 ± 73	Oliva y Gómez Ortiz (2012)
06-02.5	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	¹³⁷ Cs	1.963 AD	Anderson <i>et al.</i> (2011)
06-02.15	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	²¹⁰ Pb	1.891 AD	Anderson <i>et al.</i> (2011)
06-01.20	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	AMS ¹⁴ C	1.398	Anderson <i>et al.</i> (2011)
06-01.26.5	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	AMS ¹⁴ C	2.234	Anderson <i>et al.</i> (2011)
06-01.40	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	AMS ¹⁴ C	3.295	Anderson <i>et al.</i> (2011)
06-01.46	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	AMS ¹⁴ C	3.786	Anderson <i>et al.</i> (2011)
06-01.60	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	AMS ¹⁴ C	4.480	Anderson <i>et al.</i> (2011)
06-01.80	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	AMS ¹⁴ C	6.246	Anderson <i>et al.</i> (2011)
06-01.83	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	AMS ¹⁴ C	6.298	Anderson <i>et al.</i> (2011)
06-01.109.5	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	AMS ¹⁴ C	7.453	Anderson <i>et al.</i> (2011)
06-01.123	Río Seco	sedimentos lacustres	3.023	AMS ¹⁴ C	9.540	Anderson <i>et al.</i> (2011)
Br. V-1 34.5	San Juan	turbera	2.518	AMS ¹⁴ C	675	Jiménez Moreno y Anderson (2012)
Br. V-1 44.2	San Juan	turbera	2.518	AMS ¹⁴ C	3.428	Jiménez Moreno y Anderson (2012)
Br. V-1 47.5	San Juan	turbera	2.518	AMS ¹⁴ C	6.240	Jiménez Moreno y Anderson (2012)
Br. V-1 53.9	San Juan	turbera	2.518	AMS ¹⁴ C	5.722	Jiménez Moreno y Anderson (2012)
Br. V-1 61.8	San Juan	turbera	2.518	AMS ¹⁴ C	4.430	Jiménez Moreno y Anderson (2012)
Br. V-1 72.4	San Juan	turbera	2.518	AMS ¹⁴ C	4.941	Jiménez Moreno y Anderson (2012)
Br. V-1 100	San Juan	turbera	2.518	AMS ¹⁴ C	6.241	Jiménez Moreno y Anderson (2012)
Br. V-1 144	San Juan	turbera	2.518	AMS ¹⁴ C	7.375	Jiménez Moreno y Anderson (2012)
Br. V-1 159	San Juan	turbera	2.518	AMS ¹⁴ C	8.052	Jiménez Moreno y Anderson (2012)
CV-1 3	Corral del Veleta	laguna entre morrenas	3070	²¹⁰ Pb	1908 ± 4 AD	Schulte (2002)
CV-1 7	Corral del Veleta	laguna entre morrenas	3070	²¹⁰ Pb	1998 ± 4 AD	Schulte (2002)

Fuente: elaboración propia.

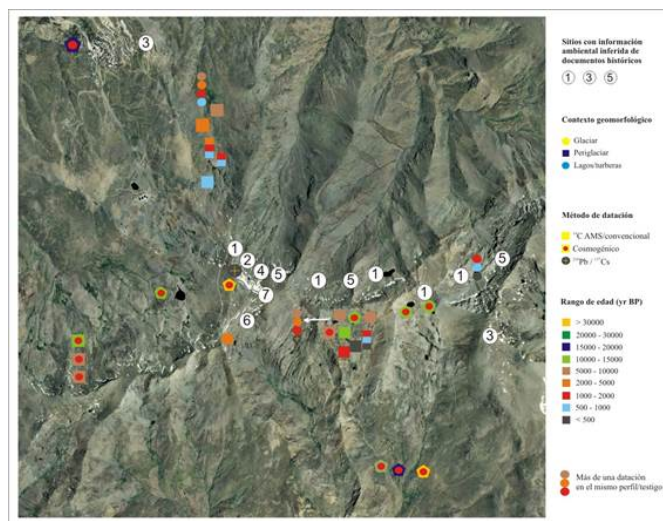


Figura 3. Distribución y localización de las dataciones (contexto geomorfológico, método de datación y rango de edad) en base al cuadro 1.

Fuente: elaboración propia sobre ortoimagen procedente del Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía.

La Última Glaciación

El reciente estudio de Antonio Gómez Ortiz *et al.* [30] propone un calendario de máxima expansión de los hielos en Sierra Nevada anterior al mínimo térmico global, con un glaciario de valle que, en torno a 30 ka, se extendía con certeza hasta cotas inferiores a los 2.000 m en la vertiente septentrional del macizo y 2.500 m en la meridional (cuadro 1). La longitud de las lenguas glaciares fue modesta, sobrepasando en pocos kilómetros la caja de los circos [31]. Los sistemas glaciares más extensos fueron los instalados en orientación W y NW, muy influenciados por los flujos húmedos atlánticos (Dilar, Monachil y complejo Guarnón-Valdeinfiermo-Valdecasillas), que podrían haber superado los 9 km en algún caso. Los sistemas glaciares meridionales llegaron a alcanzar los 8 km en la vertiente suroccidental (Lanjarón) situándose la mayoría entre 3 y 6,2 km (sistemas del Poqueira, Trevélez). Todos los glaciares tuvieron un desarrollo circunscrito a sus valles y en pocos casos existió confluencias de lenguas ni transfluencias entre circos [32]. Las morrenas más alejadas denotan edades instaladas entre los 30 ka y 19,6 ka [33] (figura 3).

Un análisis detallado de la distribución de los restos morrénicos emplazados a menor cota sugiere una menor Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA, acrónimo del inglés *Equilibrium Line Altitude*) en los valles septentrionales respecto de los meridionales, de unos 100-150 m de diferencia debido a su mayor continentalidad e influjo atlántico [34]. La influencia cálida del mar Mediterráneo también se traduce en un aumento de la 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 (figura 4). Esta componente mediterránea es aún más evidente a medida que penetramos en el sector oriental de Sierra Nevada, donde las cumbres descienden en altura siendo menor el área glaciada. A partir del puerto de Trevélez (2.878 m), en dirección este no se desarrollaron glaciares, sí focos glacionivales con morrenas de cierre en las cabeceras de los valles, más numerosos en vertiente norte que en la sur.

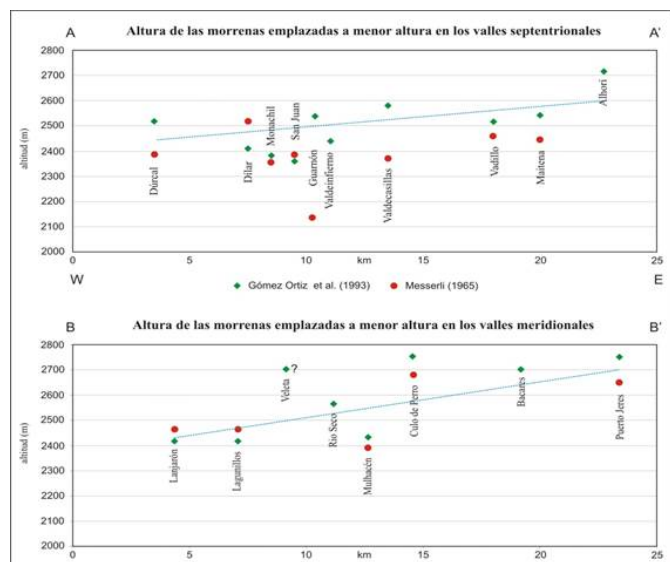


Figura 4. Distribución de las morrenas emplazadas a menor altura en los valles septentrionales y meridionales de Sierra Nevada a lo largo de los transectos indicados en la figura 1.

Fuente: procedente de Oliva, 2009, modificado.

Por debajo de la ELA, donde los glaciares tendieron a entrar en fusión de manera rápida, se desarrolló una franja periglacial que se extendió hasta cotas sensiblemente inferiores a las actuales con una multitud de formas y depósitos que se extienden hasta los 1.000-1.100 m, sobre todo, acumulaciones de laderas[35]. Asimismo, por encima de la ELA, en las planicies culminantes del macizo, en torno a los 3.300 m, donde la topografía y el viento facilitan el barrido de la nieve no parece factible que estuvieran recubiertas de masas de hielos glaciares tipo casquete. Los análisis edáficos de los suelos de estas planicies así vienen a señalarlo[36]. También la presencia de terrazas de crioplanación con macrofiguras geométricas[37]. A lo que hay que añadir últimamente la datación del substrato del pico del Veleta (32,1 ka), que debió actuar a manera de pináculo supraglacial (*hörm*) [38].

Durante la Última Glaciación se detecta un vacío de información entre 30 y 20 ka. La existencia de dos dataciones correspondientes a 19,6 ka (a 1.975 m, en cara norte) y 19 ka (a 2.445 m, en cara sur) próximas a las morrenas del máximo empuje podrían sugerir un reavance glaciar en torno a 19-20 ka[39].

El proceso de deglaciación

El proceso de deglaciación en Sierra Nevada fue rápido, restando el macizo deglaciado en escasos milenios[40]. En torno a 14-15 ka, ya en el Tardiglacial, los glaciares nevadenses deberían estar arrinconados en las cabeceras de los barrancos más elevados, donde buena parte de sus circos, sobre todo en vertiente meridional, estarían libres de hielos (Río Seco, Dílar, Naute, etc), pero no los cuencos de sus paredes limítrofes, donde se construyeron diferentes generaciones de glaciares rocosos.

En los circos septentrionales más elevados, las fases frías del Tardiglacial pudieron suponer el desarrollo de glaciares de circo con generación de morrenas. Este enfriamiento climático se manifiesta muy visiblemente en un potente cordón morrénico de cierre en el Corral del Veleta y que por su disposición E-W facilitó la formación de un pequeño foco glaciar durante la Pequeña Edad del Hielo, que debió acomodarse a la topografía previa[41]. Por su parte Lothar Schulte *et al.*[42] identifican 27 cordones morrénicos correspondientes a 4 generaciones localizadas en torno a 2.900 m en la Hoya del Mulhacén que adscribe al Tardiglacial. Estudios posteriores basados en los sedimentos lacustres de la laguna de la Mosca, en la Hoya del Mulhacén, han mostrado que muchas de las pulsaciones de avance y retroceso del glaciar son de época holocena[43].

En cotas más bajas, las fases frías del Tardiglacial debieron de favorecer una intensificación de los procesos periglaciares. Numerosos de las decenas de glaciares rocosos instalados en las concavidades de los circos glaciares en Sierra Nevada debieron de formarse durante esta fase fría[44]. Se ha datado una fase de estabilización de glaciares rocosos en cotas de 2.583 m en vertiente norte (valle del Dílar), resultando en 12,1 ka. En vertiente sur, la existencia de un paleosuelo en el circo de Río Seco (regosol), datado en 12,9 ka, sugiere unas condiciones climáticas más cálidas que favorecerían una mayor estabilidad geomórfica en la base del circo, aunque no en sus rebordes donde el dinamismo de los glaciares rocosos sería efectivo aún en 9,6 ka[45].

El Holoceno

El inicio de la sedimentación orgánica en la laguna de Río Seco en Sierra Nevada acontece ~11 ka y se prolonga hasta 7,5 ka. Ello coincide con una fase más húmeda y con un nivel del lago más elevado, posiblemente asociado a una mayor innivación en el macizo[46]. Si bien durante el Holoceno inferior se detectan evidencias de glaciares rocosos activos en el interior de circos expuestos en vertiente norte y sur, la estabilización progresiva de los mismos hacia 7,5 ka sugiere condiciones desfavorables para la actividad periglacial[47]. La existencia de un histosol que fosiliza depósitos periglaciares en el seno de un lóbulo de solifluación en el barranco de San Juan (2.507 m), datado en 7,1 ka, también es indicativa de unas condiciones climáticas desfavorables para una intensa actividad geomórfica[48].

A partir de análisis polínicos en una turbera en el valle de San Juan, Gonzalo Jiménez Moreno y R. Scott Anderson[49] también describen un régimen climático más cálido y húmedo entre 8,2-7 ka, con abundante presencia de especies arbóreas en la media montaña de Sierra Nevada (mayoritariamente *Pinus* sp.). Entre 7 y 5 ka los registros solifluales en el barranco de San Juan evidencian una dominancia de la formación orgánica, sugiriendo ello condiciones favorables a la estabilidad geomórfica con intensa edafogénesis[50].

Gonzalo Jiménez Moreno y R. Scott Anderson[51] apuntan hacia una tendencia a la aridez en Sierra Nevada escalada en tres eventos (6,5; 5,2 y 4,0 ka). R. Scott Anderson *et al.*[52] sitúan el inicio de esta aridez a partir de 5,7 ka con una caída de las especies adaptadas a índices de humedad moderados. Por su parte, Marc Oliva *et al.*[53] retrasan el inicio de esta tendencia milenaria hacia una mayor aridez a ~4,2 ka, a partir de la distribución altitudinal de los registros solifluales y de la proporción orgánica de los sedimentos lacustres. Desde entonces se constata una tendencia de larga escala hacia el remonte de los procesos periglaciares en altitud, con una cobertura vegetal xérica que se torna más escasa y en disposición más abierta[54].

En paralelo al desarrollo de esta aridez, Marc Oliva[55] detecta numerosos periodos de mayor actividad de procesos periglaciares de vertientes para los últimos 4 milenios. A partir de análisis sedimentológicos y geoquímicos de una treintena de lóbulos de solifluación en los valles de San Juan y Río Seco, en alturas situadas entre 2.500 y 3.000 m, constata una sucesión de fases de mayor estabilidad geomórfica y otras de dominio de la solifluación. Para éstas propone un calendario aproximado de: 3,6-3,4; 3-2,8; 2,5-2,3; 1,8-1,6 ka, 850-700 y 400-150 años. A partir del estudio de los sedimentos lacustres Marc Oliva[56] también detecta numerosas fases con inestabilidad geomórfica para estos milenios, concretamente entre: 3,7-3,2; 2,5-2,2; 1,8-1,6; 1,2-0,9 ka y 600-250 años. Y condiciones de estabilidad con formación de suelos muy orgánicos (histosoles) entre 2,3-1,8 ka y 1,6-0,85 ka.

Durante los periodos más fríos y húmedos pequeños focos glaciares debieron reaparecer en los circos septentrionales más elevados de Sierra Nevada (Hoya del Mulhacén y Corral del Veleta, sobre todo). En tal sentido, el registro sedimentario de la Laguna de la Mosca ha permitido reconstruir la presencia de un foco glaciar en la Hoya del Mulhacén entre 2,8-2,7; 1,4-1,2 ka y 510-240 años[57].

La presencia de pólenes de *Sporormiella* sp. en los sedimentos de la Laguna de Río Seco, a partir de 2,7 ka, sugiere el inicio del pastoreo en altura en la Sierra, que se intensifica durante el último milenio[58]. Para el valle de San Juan este impacto se remonta sólo a los últimos 500 años[59]. La propia estructura y dimensiones de los "borronales" en este valle, con decenas de lóbulos de solifluación incididos para la derivación de las aguas de fusión y ampliar la zona de pasto (figura 5), es un

los borreguiles en este valle, con decenas de lobuleros de solifluxión instalados para la derivación de las aguas de caudal y amplia la zona de pasto (figura 5), es un elemento cultural significativo de gran interés para justificar el impacto histórico secular del hombre en el paisaje de cumbres de Sierra Nevada[60].

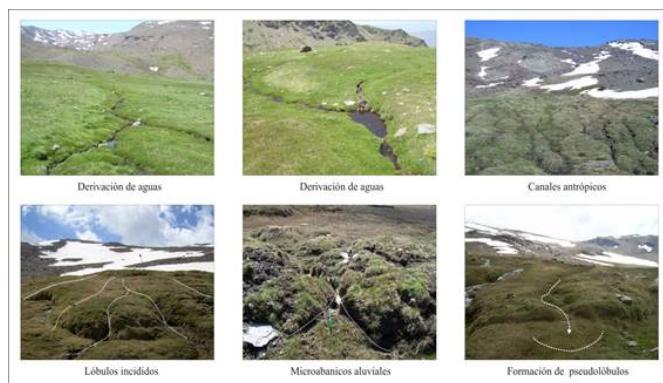


Figura 5. Ejemplos de derivación de aguas en los borreguiles e implicaciones que esta actividad tiene en la morfología de los lóbulos de solifluxión.
Fuente: fotografías de los autores.

La Pequeña Edad de Hielo

En Sierra Nevada, en sus cumbres, existen numerosas evidencias sedimentológicas y documentales (escritos de época) que reflejan un periodo histórico caracterizado por procesos geomorfológicos activos vinculados a temperaturas más frías entre los siglos XIV y XIX, rango temporal que se conoce como Pequeña Edad del Hielo (PEH).

Evidencias sedimentológicas

Los registros sedimentarios que interesan ahora son nuevamente los lóbulos de solifluxión y los sedimentos lagunares. Respecto a los primeros, su estructura sedimentaria, en particular en aquellos instalados en el actual cinturón periglaciario de la Sierra, denota dos periodos morfogenéticos con una actividad de vertientes muy notable durante el último milenio, concretamente entre 850-700 y 400-150 años, siendo esta última la fase más intensa. Esta actividad morfogenética, instalada por encima de los 2.500 m en la cara norte y 2.900 m en la sur, se tradujo en una intensa remoción mineral con transporte de arenas y gravas[61].

Los sedimentos de los lagos emplazados en vertiente sur también muestran una mayor aportación detrítica y una menor cubierta vegetal en las cuencas entre 600-250 años[62]. Las analíticas llevadas a cabo en ellos denotan una mayor aportación de sedimentos más groseros en los lagos de la vertiente norte, lo que induce a considerar una mayor disponibilidad líquida vinculada a la existencia de pequeños focos glaciares alojados en concavidades de circos. Así, el registro de la laguna de La Mosca (2.915 m), en el circo de la Hoya del Mulhacén, sugiere la presencia de un foco glaciar entre 510-240 años, que pudo haber desaparecido a inicios del siglo XVIII.

Este registro de la laguna de La Mosca sugiere que este periodo temporal ha sido de los más fríos y húmedos, como mínimo, de los últimos 3.000 años en Sierra Nevada, con unas temperaturas inferiores en torno a 0,93°C respecto a los valores actuales[63]. En cambio, la datación por ^{210}Pb de los depósitos glaciolacustres de la laguna existente en el Corral del Veleta (3.100 m) sugiere la persistencia de un foco glaciar en este circo hasta inicio del siglo XX, con edad mínima de liberación del hielo estimada en 1908 ± 4 AD y avance a lo largo del siglo XVII[64]. Por su parte, Agustín Esteban[65] constata, a partir de análisis polínicos en medios de "borreguiles" de altura, un retroceso de las especies arbóreas durante la PEH y presencia de taxones propios de medios fríos y secos.

Fuentes documentales

La presencia de condiciones frías en Sierra Nevada con nieves permanentes y focos glaciares en cabeceras de barrancos fue descrita con detalle a partir del siglo XVII en documentos de época por viajeros y naturalistas, en los que, además, se ofrecen datos de gran interés del paisaje de cumbres, prolongándose esta información hasta las primeras décadas del siglo XX[66]. Antes, los árabes, ya dieron noticia del cometido que la nieve, el hielo y el viento suponían en el paisaje del macizo desde finales del Óptimo Climático Medieval[67]. De entre las anotaciones referidas (localizadas en la figura 3) destacan las siguientes:

1. Francisco Fernández Navarrete (1732) cita nieves perpetuas en el Veleta y en el tramo de umbría de la crestería Mulhacén-Veleta. También en la Laguna de la Caldera[68].
2. Antonio Ponz (1754) resalta, sobre todo, los hielos del Corral del Veleta[69].
3. Simón de Rojas Clemente (1804-09) ofrece muchos datos que permiten que puedan certificarse focos glaciares en cabeceras de circos y neveros permanentes. Su información permite indicar condiciones climáticas periglaciares por encima de las 2.900 varas (2.436 m, cota donde aparecen los primeros neveros de fusión tardía, objeto de explotación de su nieve)[70].
4. Pierre Edmond Boissier (1845) es el primer autor que utiliza la palabra "glaciar" para definir los hielos del Corral del Veleta. También cita sus características geomorfológicas y dimensiones[71].
5. Pascual Madoz (1849) localiza "perpetuas y endurecidas nieves" entre el Mulhacén y el Veleta[72].
6. J.B. Bide (1893) sitúa grandes ventisqueros, en verano, al pie del Veleta, en la laguna meridional de Aguas Verdes[73].
7. Luis García Sainz (1947) realiza la última cita de "hielos glaciares" en el Corral del Veleta[74].

La idea central de estas informaciones avala la existencia de condiciones ambientales periglaciares con inclusión de nieves permanentes y focos glaciares arrinconados en los antiguos circos cuaternarios para los tramos elevados de Sierra Nevada, lo que supondría la generalización de un paisaje caracterizado por el predominio de procesos mecánicos frente a los edáficos y biológicos, que se iniciaría en torno a los 2.500 m, que sería donde permanecerían los neveros de fusión tardía motivo de explotación comercial. En tal sentido, Fernando S. Rodrigo[75] indica la generalización del comercio de la nieve en la ciudad de Granada a partir de la última década del siglo XVI, logrando su venta una extraordinaria popularidad en todas las clases sociales urbanas durante los siglos XVII y XVIII.

Evolución ambiental reciente

Desde las últimas décadas del siglo XIX se detecta una tendencia hacia el calentamiento que ha tenido su reflejo en los procesos geomorfológicos que acontecen en Sierra Nevada. Las últimas referencias escritas acerca del glaciar que acogía el Corral del Veleta ya apuntan hacia un deterioro de las condiciones favorables al mantenimiento de los hielos[76]. Los procesos fríos pierden intensidad y remontan cota, a la vez que mengua su eficacia morfogenética. Se calcula que los neveros de fusión tardía aumentan de cota unos 100-150 m respecto a mediados del siglo XIX[77]. Se extiende la vegetación, se intensifica la formación edáfica y se estabilizan los procesos geomórficos en el cinturón periglacial fijado en la PEH[78].

Los procesos periglaciares son, aún, el principal agente modificador del relieve en las cumbres de Sierra Nevada. Con la isoterma de 0°C en torno a 3.300-3.400 m[79], los procesos periglaciares actuales se extienden en el macizo hasta cotas medias de 2.650 m. Al pie de los taludes verticales del Veleta y Mulhacén, en sus vertientes septentrionales, todavía restan pequeños ambientes de *permafrost* alpino y masas de hielo glaciar fosilizadas por espesos paquetes de bloques procedentes de la gelificación de las cornisas limitrofes, que aíslan y retardan la fusión de las masas heladas subyacentes[80]. El caso más significativo al respecto es el glaciar rocoso del Corral del Veleta, asentado sobre hielo glaciar de la PEH y *permafrost*. La monitorización iniciada en 2001 viene mostrando la progresiva paralización del paquete clástico como respuesta a la degradación y fusión de las masas heladas internas, impuesta por el comportamiento climático de la capa activa[81]. En las cumbres aplanadas del macizo de Sierra Nevada, por encima de los 3.300 m, no se ha constatado la existencia de *permafrost* profundo, tal y como se evidenció en el proyecto *Permafrost and Climate in Europe* (PACE) para el Picacho del Veleta y Mulhacén[82].

Los circos 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 cercano en el tiempo. Además, la comparación de fotografías aéreas de diferentes

pasado. La mayor actividad y la resaca del resqueamiento muestran un origen cercano en el tiempo. Además, la comparación de registros actuales de últimos años ha permitido reconocer flujos de derrubios de reciente creación, tal y como constatan Luis Miguel Tanarro *et al.*[83]. Los canchales son muy activos y tapizan ambas vertientes con abundante material detrítico, mientras que las morrenas de nevero 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 son inactivos en la mayoría de casos, con una dinámica muy puntual en enclaves concretos determinados por una mayor disponibilidad de agua[84].

En las últimas décadas se detecta un creciente interés por monitorizar procesos fríos actuales en Sierra Nevada[85]. Experimentos recientes han venido a mostrar que ciertos modelados periglaciares no se desarrollan bajo el régimen climático actual, siendo forzosamente heredados los que persisten por lo que deben responder a fases más frías. Así ocurre con los suelos poligonales de medidas métricas y enraizamiento de más de 50 cm instalados en las planicies culminantes (~3.300 m, e.g. Collado de los Machos y Allana del Mulhacén)[86]. En cambio, en la actualidad, se constata la formación de campos de figuras geométricas de dimensiones decimétricas y enraizamiento de 20 cm por encima de los 2.650 m (e.g. Alto del Chorrillo, 2.700 m) fruto de condiciones aún periglaciares, pero menos rigurosas[87].

Interpretación de la evolución ambiental en Sierra Nevada

La sucesión de periodos glaciares e interglaciares que han tenido lugar durante el Cuaternario son responsables de las formas de modelado y paisaje de cumbres de Sierra Nevada. El paisaje de este sector de alta montaña del sur peninsular muestra mayoritariamente una evolución natural, excepto en los enclaves con prados higrófilos de fondo de valle con aprovechamiento ganadero secular ("borreguiles") y las áreas con infraestructuras y equipamientos instalados básicamente en el dominio de la estación invernal de Sierra Nevada. Sin duda, la Última Glaciación y posterior deglaciación han labrado la huella morfológica más significativa en el paisaje actual del macizo.

Una máxima expansión glaciaria anterior al Último Máximo Glaciario global

Los registros isotópicos terrestres y marinos han cuantificado el descenso térmico de la temperatura media terrestre durante el Último Máximo Glaciario global (LGM, acrónimo del inglés *Last Glacial Maximum*, de ~23 ka) en 0-3°C en los trópicos, 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[88]. No obstante, el máximo avance de los glaciares en Sierra Nevada parece anteceder algunos milenios al mínimo térmico global. Las dataciones existentes para este macizo apuntan hacia un máximo avance en torno a 30-32 ka[89], probablemente subordinado por unos índices de precipitación significativamente superiores. Los aparatos glaciares individualizados en los valles modelaron las cotas superiores a los 2.500-2.600 m[90], con una evidente dicotomía entre las dos vertientes y una clara influencia cálida del mar Mediterráneo en el este del macizo que se reflejaba en una localización de las ELA a mayor altura en los valles orientales. El desplazamiento de los *westerlies* más al sur que en la actualidad favorecería unos índices de precipitación superiores entre 25-30 ka en el sur de Europa, momento que corresponde al máximo avance glaciario en muchas áreas de montaña de la Europa mediterránea[91]. Las primeras dataciones cosmogénicas mediante el isótopo 10 del berilio (¹⁰Be) para el Alto Atlas también evidencian una fase de empuje glaciario hacia 24 ka[92]. La falta de homogeneidad en las técnicas de datación empleadas conjuntamente con factores climáticos de carácter local pueden ser condicionantes que contribuyen a explicar la asincronía detectada para el máximo avance glaciario en las montañas del sur de Europa[93].

Durante el LGM se registrarían temperaturas más bajas vinculadas a unos índices de humedad muy inferiores, lo que no favorecería una mayor extensión de los hielos en el sur de Europa[94]. Para ello, Joachim Kuhlemann *et al.*[95] proponen un modo operativo de la Circulación General de la Atmósfera (CGA) de carácter estacional durante el LGM: si bien durante la estación fría del año dominaba una circulación más meridiana de bloqueo sobre Europa occidental -condicionada por el reforzamiento de los anticiclones invernales térmicos sobre Europa central y Escandinavia-, durante la estación cálida dominaba una circulación más zonal. El registro polínico de Padul[96] y los sedimentos marinos del mar de Alborán[97] apuntan a condiciones frías y secas durante el LGM en el sur peninsular. La estación de acumulación nival sería, por tanto, más seca en la Península Ibérica y propiciaría un menor volumen glaciario en sus glaciares: si bien éstos fundirían menos durante el verano, también acumularían menos durante la estación invernal, con unos balances de masa inferiores respecto a los del periodo de máxima expansión local.

Se desconoce el comportamiento preciso de las masas glaciares en Sierra Nevada entre 30 y 20 ka. Posiblemente permanecieron recluidas en los valles, con avances y retrocesos constantes. Los ciclos Daansgard-Oeschger[98] y los eventos Heinrich[99] comportaron calentamientos y enfriamientos de corta duración durante la Última Glaciación, tal y como lo demuestran los sedimentos marinos del mar de Alborán y del Mediterráneo[100]. Cabe pensar pues que, durante estos milenios, los glaciares de Sierra Nevada reaccionarían en consecuencia, con continuos avances y retrocesos sin alcanzar el máximo acontecido hacia ~30-32 ka (figura 6 y cuadro 2).

Un segundo avance notable debió de acontecer en torno a 19-20 ka, con formación de cordones morrénicos de notable potencia y espesor a cotas sensiblemente bajas (2.000 m en cara norte y 2.500 m en cara sur) cercanas a los arcos morrénicos del máximo glaciario. Este periodo ha sido identificado por Peter U. Clark *et al.*[101] como el inicio de la deglaciación generalizada de buena parte de las áreas de montaña glaciadas del Hemisferio Norte durante la Última Glaciación.

La deglaciación del macizo nevadense y las crisis frías del Tardiglaciario

La deglaciación 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 retroalimentaron la inercia climática impulsada por factores externos. Un periodo de rápido aumento térmico se ha constatado, también, en reconstrucciones paleoclimáticas locales y regionales[102].

La deglaciación de las montañas de latitudes medias en Europa fue un proceso rápido que aconteció en escasos milenios durante el periodo cálido Bølling-Allerød: en torno a 15 ka. Gran parte de los sectores de montaña de Alpes[103] y montañas ibéricas[104] ya estaban libres de hielo. Sierra Nevada muestra una cronología muy similar.

En torno a 14-15 ka Sierra Nevada ya sólo albergaría pequeños focos glaciares en los altos circos del sector occidental[105]. La reclusión de los glaciares en los circos y la posterior marginación de los hielos en sectores topográficamente más favorables de ellos, facilitaría la aparición de lagunas en cubetas de sobreexcavación y depresiones cerradas por obturación morrénica. La eficacia de los procesos geomórficos se subordinó a unas condiciones climáticas diferenciadas, sobre todo por el incremento térmico. En Sierra Nevada, como en el conjunto de montañas ibéricas, la evolución ambiental postglaciaria estuvo controlada, sobre todo, por procesos periglaciares que tendieron a desmantelar o retrabajar las formas glaciares heredadas o a crear otras nuevas.

Los hielos durante el Tardiglaciario quedaron arrinconados en cabecera con avances menores en circos de orientación norte, y escasos o nulos en vertiente sur. En Sierra Nevada apenas sobrepasaron el circo pero sus homólogos de otras cordilleras ibéricas pudieron adquirir desarrollos más dilatados[106]. El limitado espacio glaciario en Sierra Nevada cabe interpretarlo como consecuencia del predominio de condiciones más secas en el sur peninsular. El registro polínico de Padul evidencia un incremento de especies adaptadas a la aridez imperante durante este periodo[107]. Los registros marinos del mar de Alborán también describen el *Dryas Reciente* (*Younger Dryas*) como un periodo frío y seco en el Mediterráneo occidental, con disminuciones de la temperatura invernal de 2 a 4°C y un incremento de colonización de las especies semidesérticas[108]. Por el contrario, en el Alto Atlas por encima de los 3.000 m Philip D. Hughes *et al.*[109] han detectado una fase con un avance glaciario significativo y desarrollo de lenguas glaciares que construyeron morrenas entre 12,4-11,1 ka vinculado a un régimen de mayor precipitación.

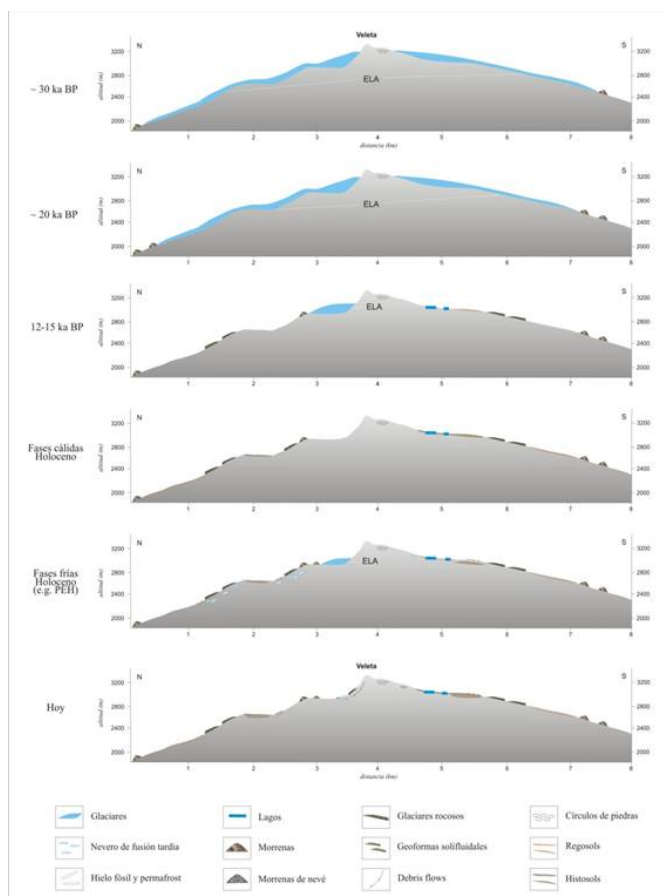


Figura 6. Esquema de la evolución de los procesos geomorfológicos dominantes en las altas cumbres de Sierra Nevada.
Fuente: elaboración propia.

Cuadro 2.

Cuadro-resumen de la cronología relativa a la evolución ambiental en Sierra Nevada con las referencias bibliográficas correspondientes

Cronología		Información ambiental	Fuente de información	Referencias	
0,1	siglo XX	Fusión de los glaciares. Degradación del permafrost y del hielo fósil. Los procesos periglaciares se adaptan a cotas más elevadas. Estabilidad geomórfica, formación de suelos y menor actividad de los procesos de ladera en el cinturón periglaciar.	Fuentes documentales históricas, datos instrumentales, monitoreo de la cubierta nival, temperaturas del suelo y procesos periglaciares, perfiles geoelectrónicos	Gómez Ortiz (2002), Gómez Ortiz et al. (1999, 2004, 2009, 2013a), Schulte et al. (2002), Oliva (2009), Oliva et al. (2008, 2009a, 2009b), Tanarro et al. (2010)	
0,5	PEH	Existencia de glaciares en los altos circos septentrionales con formación de morrenas. Abundantes nevares de fusión tardía, que favorecieron el comercio de la nieve. Procesos periglaciares de vertiente muy activos (i.e. solifluación) en cotas de 2900 m en cara sur y 2500 en cara norte. Cobertura vegetal más escasa.	Fuentes documentales históricas, sedimentos lacustres, geomorfos solifluidales, morrenas	Rodrigo (1994), Gómez Ortiz (1987), Esteban (1995), Gómez Ortiz & Plana Castellvi (2006), Gómez Ortiz et al. (2009, 2012a, 2013a), Schulte (2002), Oliva (2009), Oliva et al. (2006, 2008, 2009a, 2009b, 2010, 2011), Oliva & Gómez Ortiz (2012)	
1	Holoceno superior	Alterancia de periodos favorables a la formación de suelos y otros con preeminencia de los procesos de vertientes en el cinturón periglaciar actual. Aparición de glaciares en los circos septentrionales más elevados durante las fases más frías y húmedas, con formación de morrenas. Inicio del impacto antrópico en altura.	Sedimentos lacustres, turberas, geomorfos solifluidales, morrenas	Eichen (1995), Oliva (2009), Oliva et al. (2009b, 2010, 2011), Anderson et al. (2011), Jiménez-Moreno & Anderson (2011), Oliva & Gómez Ortiz (2012)	
3	Holoceno medio	Dominancia de la formación de suelos. Estabilidad de vertientes. Inicio de una tendencia a la aridez desde 5-6 ka BP, acentuándose a partir de 4,2 ka BP. Menos especies arbóreas y más presencia de especies xerofitas.	Sedimentos lacustres, turberas, geomorfos solifluidales	Oliva (2009), Oliva et al. (2009b, 2010, 2011), Anderson et al. (2011), Jiménez-Moreno & Anderson (2011)	
6	Holoceno inferior	Desaparición de los glaciares. Migración de los procesos periglaciares hacia alturas más elevadas. Estabilización de los procesos periglaciares de vertiente. Niveles de los lagos más elevados. Abundancia de especies de polen arbóreas en lagos y turberas.	Sedimentos lacustres, turberas, glaciares rocosos, geomorfos solifluidales	Gómez Ortiz (2002, 2012b, 2013b), Oliva (2009), Anderson et al. (2011), Jiménez-Moreno & Anderson (2011), Oliva et al. (2011)	
10					
12	Tardiglaciar (1)	Reactivación de los glaciares en los circos septentrionales, con formación de morrenas. Inexistencia de los circos meridionales. Generalización de los procesos periglaciares. Formación de glaciares rocosos en el seno de los circos.	Morrenas, paleosuelos, glaciares rocosos, sedimentos lacustres	Gómez Ortiz (2002, 2012b, 2013b), Schulte et al. (2002), Palade et al. (2011), Oliva (2009), Anderson et al. (2011)	
15	Deglaciación	Rápida deglaciación del macizo. En torno a 14-15 ka BP los glaciares estaban confinados a los circos septentrionales más elevados. Formación de glaciares rocosos y de los lagos actuales.	Sustrato pulido, glaciares rocosos	Gómez Ortiz (2002), Gómez Ortiz et al. (2005, 2012b, 2013b), Oliva (2009)	
20	LGM (2)	Avance glaciar entre 19 y 20 ka BP.	Sustrato pulido, morrenas	Gómez Ortiz et al. (2012b, 2013b)	
30		Máximo avance glaciar en torno a 30 ka BP, con largos glaciares fluyendo hasta cotas de 2500 m en vertiente sur y 2000 m en la norte. Procesos periglaciares muy activos en alturas de 1100-1200 m. Formación de círculos de piedras métricas en las planicies culminantes.	Amplia variedad de formas de erosión y deposición, círculos de piedras	Obermaier (1916), Messerli (1965), Gómez Ortiz (1987, 2002), Gómez Ortiz & Salvador (1992), Gómez Ortiz et al. (1993, 2005, 2012b, 2013b), Schulte et al. (2002), Oliva (2009)	
110	Último interglaciar (5)	Existencia de paleosuelos en morrenas degradadas y planicies culminantes.	Paleosuelos	Simón et al. (2000)	
126	Pleistoceno medio	Riss (6?)	Possible existencia de morrenas anteriores a la Última Glaciación en cotas de 1100 a 1600 m.	Terrazas de características fluvio-glaciares, morrenas degradadas	Hempel (1960), Messerli (1965), Lhenaff (1977), Sánchez Gómez (1990), Gómez Ortiz et al. (2001)

Fuente: elaboración propia.

La degradación de las masas glaciares de la Última Glaciación favoreció la formación de glaciares rocosos también en Sierra Nevada[110]. En efecto, las condiciones frías y secas del *Younger Dryas* posibilitaron el desarrollo de diferentes generaciones de glaciares rocosos en el interior de los circos no glaciados[111], en sincronía con aquellos otros de Pirineos[112], amplios sectores de Alpes[113] e incluso Islas Británicas[114].

El presente interglaciar, el Holoceno

En Sierra Nevada el presente interglaciar se ha caracterizado por la inexistencia de procesos glaciares generalizados, pero sí por la persistencia del periglaciarismo en las cumbres del macizo.

La transición entre el Pleistoceno superior y el Holoceno, hasta 7 ka, se identifica por ser una fase de temperaturas más cálidas y precipitaciones elevadas en el extremo occidental del Mediterráneo[115]. Diferentes estudios paleoambientales en la región inducen a considerar que su actividad durante este periodo fue una herencia de las condiciones frías tardiglaciares[116]. Probablemente, ello se vio favorecido por unas precipitaciones elevadas hasta 7,8 ka[117] que condicionaban un manto nival muy significativo, que sería decisivo para mantener activos procesos periglaciares en vertientes durante el Holoceno inferior. Con el aumento gradual

un cambio muy significativo, que sería decisivo para mantener activos procesos periglaciares en vertientes durante el Holoceno inferior. Con el aumento gradual de temperatura los glaciares rocosos quedan progresivamente instalados en cotas más elevadas en Sierra Nevada. El incremento de la aridez constatado hacia 7,5 ka[118] debió de condicionar una menor efectividad de estos procesos: los glaciares rocosos se estabilizan justamente en torno a 7,5 ka[119]. El desarrollo edáfico estabiliza las geomorfomas solifluídales a partir de 7,1 ka hasta 5 ka[120], fase que parece coincidir con temperaturas más elevadas en Sierra Nevada (Óptimo Climático Holoceno).

Los estudios difieren en el inicio del momento en que empieza la aridificación en Sierra Nevada. Como consecuencia de una mayor presencia del cinturón de altas presiones subtropicales sobre el norte de África y sur peninsular, esta pauta climática se intensifica en torno a 4 ka[121]. En el sur peninsular, este incremento de la aridez es uno de los factores claves en el colapso de la civilización argárica ~3,6 ka[122]. No obstante, los numerosos estudios polínicos realizados en las cumbres del macizo evidencian que a partir de este momento la señal climática en altura está condicionada por un incremento del aprovechamiento antrópico. Actividades tales como la agricultura, pastoreo o la tala de bosques tuvieron afectaciones significativas en el paisaje de las áreas de montaña del sur peninsular[123]. En el registro sedimentario de la Laguna de Río Seco se detecta el inicio de la actividad minera en el área próxima a Sierra Nevada hacia 3,9 ka, con un máximo de la extracción y manipulación de plomo en torno a 2,9 ka[124].

Durante los últimos 4 ka se ha detectado una gradual disminución de la temperatura en el Atlántico Norte[125] y una intensificación de la variabilidad climática en el mismo Hemisferio[126], en consonancia con el aumento de aridez en Sierra Nevada. No obstante, para estos milenios también se ha detectado la sucesión de periodos de reactivación de procesos periglaciares hasta cotas de 2.500 m en cara norte (fases más frías y húmedas) y otros que inducen a mayor estabilidad geomórfica y formación de histosoles (fases más cálidas)[127]. Los sedimentos lacustres de la laguna de La Mosca confirman una sucesión de fases más frías durante los últimos tres milenios, constatando periodos con retorno de focos glaciares en los altos circos de la vertiente norte que coinciden en Sierra Nevada con los eventos de Bond en el Atlántico Norte[128].

Durante el Holoceno superior se constatan dos periodos de temperaturas elevadas que favorecieron la edafogénesis en enclaves altos de la Sierra y propiciaron una menor intensidad de los procesos geomorfológicos fríos, concretamente entre 2,3-1,8 ka (Óptimo Climático Romano) y 1,6-0,85 ka (Óptimo Climático Medieval). Si bien el primero de ellos ha sido definido como un periodo cálido y húmedo[129], el segundo se caracterizó por unas precipitaciones más escasas en el sur de la Península Ibérica[130] y norte de África[131].

Estos periodos más cálidos favorecieron una mayor penetración del hombre en Sierra Nevada y una intensificación en el aprovechamiento de los recursos naturales que el macizo proporcionaba. Así, José M^o Martín Civantos[132] enfatiza el papel de Sierra Nevada como nexo de transición y no como barrera geográfica, destacando el uso recurrente de pasos y collados entre ambas vertientes. La Alpujarra es el territorio más intensamente humanizado, muy particularmente durante la ocupación musulmana y, sobre todo, por lo que a la agricultura se refiere. Un complejo sistema de riego constituido por presas, balsas y redes de acequias canalizaban las aguas de fusión de nieves de las cumbres de Sierra Nevada hacia las poblaciones y fértiles tierras de labor[133].

La Pequeña Edad del Hielo: la fase más fría del Holoceno medio-superior

Desde el siglo XIV hasta la segunda mitad del XIX, los glaciares en muchas áreas de montaña del Hemisferio Norte avanzaron hasta posiciones que no habían alcanzado durante los últimos 10.000 años[134]. Las reconstrucciones climáticas para el sur peninsular muestran a la Pequeña Edad del Hielo como unas centurias de alta variabilidad climática con tres periodos húmedos asociados a una mayor recurrencia de las bajas presiones en el golfo de Cádiz entre 1590-1650, 1780-1810 y 1850-1910[135]. Esta situación sinóptica significó un incremento de las precipitaciones que supuso, particularmente en las cumbres de Sierra Nevada, un aumento de la innivación y la presencia de pequeños focos glaciares distribuidos entre ambas vertientes del cordal picacho del Veleta-Mulhacén, así como una mayor profusión de los neveros de fusión tardía. 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 suministraría nieve a las principales ciudades andaluzas, sino que otras sierras de las Béticas que rondan los 1.500-2.000 m (Sierra de las Nieves, Sierra de Filabres, Serranía de Ronda) también lo harían[136].

La impronta de la PEH en las montañas ibéricas se resume, por tanto, en una disminución de altura de las condiciones frías. Para el NW peninsular, Antonio Martínez Cortizas *et al.*[137] 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 estimaciones de Javier Chueca *et al.*[138] y Juan José González Trueba *et al.*[139] proponen un aumento térmico experimentado desde finales de la PEH en 0,9-0,95°C y 0,9°C, respectivamente. Y en el caso de Sierra Nevada, la PEH ha resultado la fase más fría del Holoceno superior, con unas temperaturas inferiores en torno a 0,93°C, como mínimo, respecto a los valores actuales[140]. Estas circunstancias ambientales supondrían mayor intensidad y eficacia de procesos morfogénicos fríos generalizados repartidos en un espacio altitudinal bajo condiciones periglaciares superior al actual (tramo de 1.046 m para inicios del siglo XIX frente al actual de 807 m)[141].

Hacia el paisaje actual

El aumento de temperatura estimado para el continente europeo durante el último siglo es de ~1°C, siendo ligeramente superior en la Península Ibérica[142]. Este incremento térmico ha ido paralelo a una disminución de las precipitaciones, sobre todo a inicio del siglo XX[143], con repercusiones notables en los ecosistemas litorales[144] y montaña del sur peninsular[145].

Las condiciones climáticas apuntadas están contribuyendo notablemente en el dinamismo actual del sistema natural de Sierra Nevada, en particular en sus tramos más elevados (figura 7), muy sensibles a las variaciones del clima. Así se explica la liquidación de los focos glaciares residuales que permanecían en enclaves aislados de las cumbres de la Sierra (Hoya del Mulhacén, Valdeinfierno, Valdecasillas, Guarnón), como herencia de la PEH. Asimismo, se comprende la degradación del *permafrost* discontinuo atrapado bajo espesos paquetes de bloques en el tercio oriental de la base del Corral del Veleta[146]. Igualmente se explica, en particular a partir de la década de los años setenta del siglo pasado, la menor duración de la nieve en el suelo, lo que está suponiendo que los neveros de fusión tardía perduren menos tiempo y, cada vez más, se localicen en cotas más elevadas, restringiendo notablemente la eficacia de los procesos de soliflucción, ya prácticamente inactiva[147]. Y también se comprende la menor actividad y eficacia de los procesos periglaciares, que favorece la formación de incipientes regosoles y el remonte altitudinal de especies orófitas en laderas.

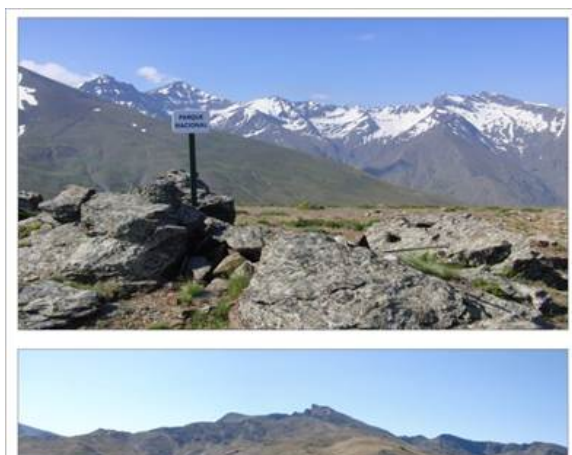




Figura 7. Paisaje de alta montaña supraforestal de Sierra Nevada. Arriba: nivel de altas cumbres del macizo, de izquierda a derecha, Alcazaba, Mulhacén y Picacho del Veleta. Debajo: Loma del Veleta, entre 2.500 y 3.300 m de altitud.

Fuente: fotografías de los autores.

Conclusiones

Durante las últimas décadas han sido numerosos los trabajos que se han ocupado de la evolución paleogeográfica del paisaje de las zonas de cumbres de Sierra Nevada, interesándose, sobre todo, de aspectos paleoambientales contemplados desde la geomorfología y sedimentología, así como también desde la biogeografía. Este artículo pretende ser una síntesis de todos ellos aportando, además, nuevos datos interpretados desde una perspectiva *multi-proxy* que integra, cronológicamente sobre todo, las evidencias morfológicas de carácter glacial, y periglacial, así como sedimentológicas de lagos y turberas y, para los tiempos históricos recientes, documentación escrita de época.

El sector de cumbres de Sierra Nevada, integrado en su Parque Nacional, ha sido un área montañosa del sureste de la Península Ibérica dominada desde el Pleistoceno por los procesos geomorfológicos fríos. Este macizo albergó las masas glaciares más meridionales del sur de Europa durante el Pleistoceno superior[148] y también durante las fases frías holocenas, en particular, a lo largo de la Pequeña Edad del Hielo[149]. Los procesos periglaciares han tenido un gran desarrollo y alcance espacial, muy en particular desde su deglaciación.

Los diferentes registros analizados ponen de manifiesto la elevada sensibilidad del paisaje de cumbres a los procesos geomórficos, siempre asociados a las fluctuaciones climáticas acaecidas a lo largo del tiempo. Este hecho se percibe muy particularmente desde el Holoceno medio. A pesar de la tendencia milenaria hacia una mayor aridez, pequeñas oscilaciones climáticas han condicionado el predominio de la estabilidad/inestabilidad de los procesos geomórficos en el cinturón periglacial actual, con extensión o reducción de la cobertura vegetal herbácea[150]. En tal sentido, resulta significativo el remonte altitudinal que en la actualidad se detecta en el dinamismo de los procesos geomórficos fríos en Sierra Nevada, acaecido apenas finalizada la PEH. Al respecto, señalar el aumento térmico experimentado desde mediados de siglo XIX hasta nuestros días, cuantificado, como mínimo, en torno a los $+0,93^{\circ}\text{C}$ [151].

No obstante, el tema de la reconstrucción paleoambiental y ambiental de las cumbres de Sierra Nevada aún no está zanjado. A nuestro modo de ver quedan aún una serie de cuestiones no resueltas y que futuros trabajos, algunos ya emprendidos y focalizados en la reconstrucción glacial y postglacial de Sierra Nevada, deberían dar respuesta a:

- ¿Cuál fue la respuesta de los glaciares a las fluctuaciones climáticas ocurridas entre 30 y 20 ka?
- ¿Qué comportamiento geomorfológico desempeñaron los hielos en el sector central y oriental de Sierra Nevada durante la Última Glaciación y posterior deglaciación?
- ¿De qué edad son los complejos morrénicos que cierran los circos septentrionales del Veleta y Mulhacén?
- Por qué los glaciares correspondientes al Holoceno superior fueron de tan reducida extensión en Sierra Nevada en comparación con los instalados en el Atlas, Pirineos o Alpes?
- ¿Cuál debió ser la respuesta de los procesos geomórficos a un enfriamiento repentino (e.g. evento 8,2 ka)?
- ¿Los focos glaciares de la PEH en Sierra Nevada engrosaron a otros ya existentes?

Agradecimientos

El primer autor agradece a la *AXA Research Fund* la concesión de un contrato postdoctoral durante el cual se ha redactado el presente artículo. La investigación se ha amparado en los proyectos CSO2012-30681 del Ministerio de Economía y Competitividad y CSO2009-06961 del Ministerio de Ciencia y Educación. También se agradece el apoyo prestado por el Parque Nacional de Sierra Nevada en el trabajo de campo.

Notas

[1] Rojas Clemente, 1804-1809.

[2] Boissier, 1845; Madoz, 1849.

[3] Schimper, 1849.

[4] MacPherson, 1875.

[5] Quelle, 1908.

[6] Obermaier, 1916.

[7] García Sainz, 1943; Messerli, 1965; Lhenaff, 1977; Gómez Ortiz, 1987; Sánchez Gómez, 1990.

[8] Flörstchütz *et al.*, 1971; Pons y Reille, 1988.

[9] Gómez Ortiz *et al.*, 2002.

[10] Oliva, 2009; Anderson *et al.*, 2011; Oliva *et al.*, 2009b, 2011; Gómez Ortiz *et al.*, 2012b; Jiménez Moreno y Anderson, 2012; Oliva y Gómez Ortiz, 2012.

[11] Gómez Ortiz *et al.*, 2009.

[12] Morellón *et al.*, 2012.

[13] Oliva y Moreno, 2008.

[14] Salvador Franch *et al.*, 2010a, 2011.

[15] Oliva y Gómez Ortiz, 2012.

[16] Díaz de Federico *et al.*, 1980; Sanz de Galdeano *et al.*, 1999.

[17] Gómez Ortiz *et al.*, 2002.

[18] Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1992.

[19] Brewer *et al.*, 2002; Médail y Diadema, 2009.

[20] Molero Mesa y Pérez Raya, 1987.

[21] Gómez Ortiz *et al.*, 2013a.

[22] Martín García *et al.*, 2004.

[23] Gómez Ortiz *et al.*, 2012b.

[24] Oliva y Gómez Ortiz, 2012.

- [25] Gómez Ortiz *et al.*, 2001.
- [26] Messerli, 1965.
- [27] Hempel, 1960.
- [28] Lhenaff, 1977.
- [29] Sánchez Gómez, 1990.
- [30] Gómez Ortiz *et al.*, 2012b.
- [31] Gómez Ortiz, 1987.
- [32] Gómez Ortiz *et al.*, 2002.
- [33] Gómez Ortiz *et al.*, 2012b.
- [34] Oliva, 2009.
- [35] Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1992.
- [36] Sánchez Gómez, 1990; Simón *et al.*, 2000.
- [37] Gómez Ortiz *et al.*, 2002.
- [38] Gómez Ortiz *et al.*, 2012b.
- [39] Gómez Ortiz *et al.*, 2012b.
- [40] Gómez Ortiz *et al.*, 2012b.
- [41] Gómez Ortiz *et al.*, 2002.
- [42] Schulte *et al.*, 2002.
- [43] Oliva y Gómez Ortiz, 2012.
- [44] Palade *et al.*, 2011.
- [45] Oliva, 2009; Gómez Ortiz *et al.*, 2013b.
- [46] Anderson *et al.*, 2011.
- [47] Gómez Ortiz *et al.*, 2012b.
- [48] Oliva, 2009.
- [49] Jiménez Moreno y Anderson, 2012.
- [50] Oliva, 2009.
- [51] Jiménez Moreno y Anderson, 2012.
- [52] Anderson *et al.*, 2011.
- [53] Oliva *et al.*, 2011.
- [54] Anderson *et al.*, 2011; Oliva *et al.*, 2011.
- [55] Oliva, 2009.
- [56] Oliva, 2009.

- [57] Oliva y Gómez Ortiz, 2012.
- [58] Anderson *et al.*, 2011.
- [59] Jiménez Moreno y Anderson, 2012.
- [60] Oliva *et al.*, 2009a.
- [61] Oliva *et al.*, 2008, 2009b.
- [62] Oliva *et al.*, 2010.
- [63] Oliva y Gómez Ortiz, 2012.
- [64] Schulte, 2002.
- [65] Esteban, 1995.
- [66] Gómez Ortiz y Plana Castellví, 2006; Gómez Ortiz *et al.*, 2009.
- [67] Oliva y Gómez Ortiz, 2012.
- [68] Fernández Navarrete, 1732.
- [69] Ponz, 1754.
- [70] Rojas Clemente, 1804-1809.
- [71] Boissier, 1845.
- [72] Madoz, 1849.
- [73] Bide, 1893.
- [74] García Sainz, 1947.
- [75] Rodrigo, 1994.
- [76] Obermaier, 1916; García Sainz, 1947.
- [77] Gómez Ortiz *et al.*, 2009.
- [78] Oliva, 2009.
- [79] Salvador Franch *et al.*, 2010a, 2011.
- [80] Gómez Ortiz *et al.*, 2013a.
- [81] Gómez Ortiz *et al.*, 2012c.
- [82] Gómez Ortiz *et al.*, 2004.
- [83] Tanarro *et al.*, 2010.
- [84] Oliva *et al.*, 2008, 2009a.

[85] Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1998; Gómez Ortiz *et al.*, 1999, 2004; Oliva *et al.*, 2008, 2009a, 2009b; Tanarro *et al.*, 2010.

[86] Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1997; Salvador Franch *et al.*, 2010b.

[87] Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1994; Gómez Ortiz *et al.*, 2002.

[88] Wu *et al.*, 2007; Kuhlemann *et al.*, 2008.

[89] Gómez Ortiz *et al.*, 2012b.

[90] Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1992.

[91] Pallàs *et al.*, 2006; Hughes y Woodward, 2008; Domínguez Villar *et al.*, 2013.

[92] Hughes *et al.*, 2011.

[93] García Ruiz *et al.*, 2010.

[94] Hughes *et al.*, 2006a, 2006b; Hughes y Woodward, 2008; Moreno *et al.*, 2010a, 2010b.

[95] Kuhlemann *et al.*, 2008.

[96] Pons y Reille, 1988.

[97] Fletcher y Sánchez Goñi, 2008.

[98] Daansgard *et al.*, 1993.

[99] Heinrich, 1988.

[100] Cacho *et al.*, 1999, 2000; Fletcher y Sánchez Goñi, 2008.

[101] Clark *et al.*, 2009.

[102] Pons y Reille, 1988; Cacho *et al.*, 2000; Abreu *et al.*, 2003; Ortiz *et al.*, 2004; Fletcher *et al.*, 2010.

[103] Ivy-Ochs *et al.*, 2008.

[104] Pallàs *et al.*, 2006; Cowton *et al.*, 2009; Palacios *et al.*, 2011, 2012.

[105] Gómez Ortiz *et al.*, 2012a.

[106] Serrano *et al.*, 2002; Pallàs *et al.*, 2006; Moreno *et al.*, 2010b.

[107] Pons y Reille, 1988.

[108] Combourieu-Nebout *et al.*, 2009; Dormoy *et al.*, 2009.

[109] Hughes *et al.*, 2011.

[110] Gómez Ortiz *et al.*, 2012a.

[111] Palade *et al.*, 2011.

[112] Serrano *et al.*, 2006.

[113] Cossart *et al.*, 2010; Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2012.

[114] Harrison *et al.*, 2008.

[115] Jalut *et al.*, 2009; Dormoy *et al.*, 2009; Carrión *et al.*, 2010.

[116] Gómez Ortiz *et al.*, 2012b.

[117] Anderson *et al.*, 2011.

[118] Anderson *et al.*, 2011.

[119] Gómez Ortiz *et al.*, 2013b.

[120] Oliva *et al.*, 2011.

[121] Gasse, 2000; Fletcher y Sánchez Goñi, 2008; Anderson *et al.*, 2011; Oliva *et al.*, 2011; Jiménez Moreno y Anderson, 2012.

[122] Carrión *et al.*, 2010.

[123] Carrión *et al.*, 2003, 2007, 2010; Anderson *et al.*, 2011; Jiménez Moreno y Anderson, 2012; Jiménez Moreno *et al.*, 2013.

[124] García Alix *et al.*, 2013.

[125] Alley, 2000.

[126] Mayewski *et al.*, 2004.

[127] Oliva *et al.*, 2011.

[128] Oliva y Gómez Ortiz, 2012.

[129] Oliva *et al.*, 2011; Jiménez Moreno *et al.*, 2013.

[130] Martín Puertas *et al.*, 2008.

[131] Marquer *et al.*, 2008.

[132] Martín Civantos, 2007.

[133] Oliva, 2009.

[134] Grove, 2004.

[135] Rodrigo *et al.*, 1999; Oliva *et al.*, 2006.

[136] Rodrigo, 1994.

[137] Martínez Cortizas *et al.*, 1999.

[138] Chueca *et al.*, 1998.

[139] González Trueba *et al.*, 2008.

[140] Oliva y Gómez Ortiz, 2012.

[141] Gómez Ortiz *et al.*, 2012a.

[142] IPCC, 2007; EEA Report, 2008.

[143] Rodrigo *et al.*, 1999; Oliva *et al.*, 2006.

[144] Sousa *et al.*, 2003.

[145] Gómez Ortiz *et al.*, 2013a

[145] Gómez Ortiz et al., 2013a.

[146] Gómez Ortiz et al., 2013b.

[147] Oliva, 2009.

[148] Gómez Ortiz et al., 1999.

[149] Oliva y Gómez Ortiz, 2012.

[150] Oliva et al., 2011.

[151] Oliva y Gómez Ortiz, 2012.

Bibliografía

ABREU, L., SHACKLETON, N.J., SCHONFELD, J., HALL, M. y CHAPMAN, M. Millennial-scale oceanic climate variability of the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology*, 2003, 196, p. 1-20.

ALLEY, R.B. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19, p. 213-226.

ANDERSON, R.S., JIMÉNEZ MORENO, G., CARRIÓN, J.S. y PÉREZ MARTÍNEZ, C. Postglacial history of alpine vegetation, fire and climate from Laguna de Río Seco, Sierra Nevada, southern Spain. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30 (13-14), p. 1615-1629.

BIDE, J.B. Deuxième excursion dans la Sierra Nevada. *Annuaire du Club Alpin Français*, 1893, 20, p. 276-305.

BOISSIER, P.E. *Voyage botanique dans le midi de l'Espagne pendant l'année 1837*. Granada: Fundación Caja de Granada y Universidad de Málaga, 1995. Primera edición de 1845.

BREWER, S., CHEDDADI, R., DE BEAULIEU, J.L. y REILLE, M. The spread of deciduous Quercus throughout Europe since the last glacial period. *Forest Ecology and Management*, 2002, 156, p. 27-48.

CACHO, I., GRIMALT, J., CANALS, M., SIERRA, F., FLORES, J. y SHACKLETON, N. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 1999, 14 (6), p. 698-705.

CACHO, I., GRIMALT, J., SIERRA, F., FLORES, J., SHACKLETON, N. y CANALS, M. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 183, p. 417-429.

CARRIÓN, J.S., FERNÁNDEZ, S., JIMÉNEZ MORENO, G., FAUQUETTE, S., GIL ROMERA, G., GONZÁLEZ SAMPÉRIZ, P. y FINLAYSON, C. The historical origins of aridity and vegetation degradation in southeastern Spain. *Journal of Arid Environments*, 2010, 74, p. 731-736.

CARRIÓN, J.S., FUENTES, N., GONZÁLEZ SAMPÉRIZ, P., SÁNCHEZ QUIRANTE, L., FINLAYSON, J.C., FERNÁNDEZ, S. y ANDRADE, A. Holocene environmental change in a montane region of southern Europe with a long history of human settlement. *Quaternary Science Reviews*, 2007, 26, p. 1455-1475.

CARRIÓN, J.S., SÁNCHEZ GÓMEZ, P., MOTA, J.F., YLL, E.I. y CHAÍN, C. Fire and grazing are contingent on the Holocene vegetation dynamics of Sierra de Gádor, southern Spain. *The Holocene*, 2003, 13, p. 839-849.

CHUECA, J., PEÑA MONNÉ, J.L., LAMPRE, F. y JULIÁN, A. La Pequeña Edad de Hielo en el Pirineo central y meridional. Inferencias paleoambientales a partir de datos geomorfológicos. In GÓMEZ ORTIZ, A. y PÉREZ ALBERTI, A. (Eds.). *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Santiago de Compostela: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Santiago, 1998, p. 307-328.

CLARK, P.U., DYKE, A.S., SHAKUN, J.D., CARLSON, A.E., CLARK, J., WOHLFARTH, B., MITROVICA, J.X., HOSTETLER, S.W. y MACCABE, A.M. The Last Glacial Maximum. *Science*, 2009, 325, p. 710-714.

COMBOURIEU-NEBOUT, N., PEYRON, O., DORMOY, I., DESPRAT, S., BEAUDOUIN, C., KOTTHOFF, U. y MARRET, F. Rapid climatic variability in the west Mediterranean 25,000 years from high resolution pollen data. *Climate of the Past*, 2009, 5, p. 503-521.

COSSART, E., FORT, M., BOURLÈS, D., CARCAILLET, J., PERRIER, R., SIAME, L. y BRAUCHER, R. Climatic significance of glacier retreat and rock glaciers re-assessed in the light of cosmogenic dating and weathering rind thickness in Clarée valley (Briançonnais, French Alps). *Catena*, 2010, 80, p. 204-219.

COWTON, T., HUGHES, P.D. y GIBBARD, P.L. Palaeoglaciación de Parque Natural Lago de Sanabria, northwest Spain. *Geomorphology*, 2009, 108, p. 282-291.

DAANSNGARD, 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. y BOND, G. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 1993, 364, p. 218-220.

DÍAZ DE FEDERICO, A., PUGA, E., BURGOS, J., GALLEGOS, J.A. y SANZ DE GALDEANO, C. *Mapa Geológico de España, Hoja 1027, Güejar-Sierra*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 1980.

DOMÍNGUEZ VILLAR, D., CARRASCO, R.M., PEDRAZA, J., CHENG, H., EDWARDS, R.L. y WILLENBRING, J.K. Early maximum extent of paleoglaciación from Mediterranean mountains during the last glaciación. *Scientific Reports*, 2013, 3, 2034, doi: 10.1038/srep02034.

DORMOY, I., PEYRON, O., COMBOURIEU-NEBOUT, N., GORING, S., KOTTHOFF, U., MAGNY, M. y PROSS, J. Terrestrial climate variability and seasonality changes in the Mediterranean region between 15,000 and 4,000 years BP deduced from marine pollen records. *Climate of the Past*, 2009, 5, p. 615-632.

EEA. *Impacts of Europe's changing climate - 2008 indicator-based assessment*. European Environment Agency, 2008.

ESTEBAN, A. *Evolución del paisaje durante los últimos 10.000 años en las montañas del Mediterráneo Occidental: ejemplos del Pirineo Oriental y Sierra Nevada*. Barcelona: Universitat de Barcelona, Tesis Doctoral, 1995.

FERNÁNDEZ NAVARRETE, F. *Cielo y suelo granadino*. Almería-Barcelona: GBG Editora, 1997. Primera edición de 1732.

FLETCHER, W.J. y SÁNCHEZ GOÑI, M.F. Orbital -and sub-orbital- scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research*, 2008, 70 (3), p. 451-464.

FLETCHER, W.J., SÁNCHEZ GOÑI, M.F., PEYRON, O. y DORMOY, I. Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a Western Mediterranean forest record. *Climate of the Past*, 2010, 6, p. 245-264.

FLÖRSTCHÜTZ, F., MENÉNDEZ AMOR, J. y WIJMSTRA, T.A. Palynology of a thick Quaternary succession in southern Spain. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 1971, 10, p. 233-264.

GARCÍA ALIX, A., JIMÉNEZ ESPEJO, F.J., LOZANO, J.A., JIMÉNEZ MORENO, G., MARTÍNEZ RUIZ, F., GARCÍA SANJUÁN, L., ARANDA, G., GARCÍA ALFONSO, E., RUIZ PUERTAS, G. y ANDERSON, R.S. Anthropogenic impact and lead pollution throughout the Holocene in Southern Iberia. *Science of The Total Environment*, 2013, 449, p. 451-460.

GARCÍA RUIZ, J.M., MORENO, A., GONZÁLEZ SAMPÉRIZ, P., VALERO GARCÉS, B. y MARTÍ BONO, C. La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología*, 2010, 24 (1-2), p. 35-46.

GARCÍA SAINZ, L. El glaciacionismo cuaternario en Sierra Nevada. *Estudios Geográficos*, 1943, IV, p. 233-254.

GARCÍA SAINZ, L. *El clima de la España cuaternaria y los factores de su formación*. Valencia: Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Valencia, 1947.

GASSE, F. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19, p. 189-211.

GÓMEZ ORTIZ, A. Morfología glaciar en la vertiente meridional de Sierra Nevada (Área Valde Málaga). *Estudios Geográficos*, 1987, 102, p. 527-559.

GÓMEZ ORTIZ, A. Morfología glaciar en la vertiente meridional de Sierra Nevada (area veleta-muinacen). *Estudios Geográficos*, 1981, 195, p. 521-558.

GÓMEZ ORTIZ, A. (coord.). *Mapa geomorfológico de Sierra Nevada. Morfología glaciar y periglaciaria*. Granada: Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía, 2002. 86 p. 1 mapa geomorfológico.

GÓMEZ ORTIZ, A., MARTÍ BONO, C.E. y SALVADOR FRANCH, F. Evolución reciente de los estudios de geomorfología glaciar y periglaciaria en España (1980-2000). In GÓMEZ ORTIZ, A. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (Eds.). *Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000)*. Barcelona-Logroño: Servei de Gestió i Evolució del Paisatge de la Universidad de Barcelona, Sociedad Española de Geomorfología, Geoforma, 2001, p. 139-184.

GÓMEZ ORTIZ, A., OLIVA, M., SALVÀ CATARINEU, M. y SALVADORFRANCH, F. The environmental protection of landscapes in the high semiarid Mediterranean mountain of Sierra Nevada National Park (Spain): historical evolution and future perspectives. *Applied Geography*, 2013a, 42, p.227-239.

GÓMEZ ORTIZ, A., OLIVA, M., SALVADOR FRANCH, F., SALVÀ CATARINEU, M., SANTOS, B.M., PLANA CASTELLVÍ, J.A., ESPINAR MORENO, M., GARCÍA RUIZ, A.L., SÁNCHEZ GÓMEZ, S. y SERRANO GINÉ, D. El paisaje reciente de Sierra Nevada. Documentos escritos de época y significado geográfico de la Pequeña Edad del Hielo. *Nimbus*, 2012a, 29-30, 305-319.

GÓMEZ ORTIZ, A., PALACIOS, D., PALADE, B., VÁZQUEZ SELEM, L. y SALVADOR FRANCH, F. The deglaciation of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 2012b, 159-160, p. 93-105.

GÓMEZ ORTIZ, A., PALACIOS, D., PALADE, B., VÁZQUEZ SELEM, L., SALVADOR FRANCH, F., TANARRO, L. y OLIVA, M. La evolución glaciar de Sierra Nevada y la formación de glaciares rocosos. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 2013b, 61, p. 139-162.

GÓMEZ ORTIZ, A., PALACIOS, D. y RAMOS, M. (coords.). Permafrost, evolución de formas asociadas y comportamiento térmico en el Corral del Veleta (Sierra Nevada, España). Últimos resultados. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sec. Geol.)*, 2004, 99 (1-4), p. 47-63.

GÓMEZ ORTIZ, A., PALACIOS, D., RAMOS, M., SCHULTE, L., SALVADOR FRANCH, F. y TANARRO, L. Degradación del permafrost en Sierra Nevada. Repercusiones geomorfológicas: el caso del Corral del Veleta. Resultados preliminares. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 1999, 27, p. 7-21.

GÓMEZ ORTIZ, A., PALACIOS, D., SCHULTE, L., SALVADOR FRANCH, F. y PLANA CASTELLVÍ, J.A. Evidences from historical documents of landscape evolution after Little Ice Age of a Mediterranean high mountain area, Sierra Nevada, Spain (eighteenth to twentieth centuries). *Geografiska Annaler, Series A*, 2009, 91, p. 279-289.

GÓMEZ ORTIZ, A. y PLANA CASTELLVÍ, J.A. La Pequeña Edad del Hielo en Sierra Nevada a partir de los escritos de época (siglos XVIII y XIX) y relaciones con el progreso de la geografía física y geomorfología española. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 2006, 42, p. 71-98.

GÓMEZ ORTIZ, A. y SALVADOR FRANCH, F. Aportaciones significativas al conocimiento del glaciario y periglaciario de Sierra Nevada. *Notes de Geografia Física*, 1992, 20-21, p. 89-101.

GÓMEZ ORTIZ, A. y SALVADOR FRANCH, F. Experimentación de campo en figuras geométricas periglaciares en Sierra Nevada. In ARNÁEZ, J., GARCÍA RUIZ, J.M. y GÓMEZ VILLAR, A. (Eds.). *Geomorfología en España*. Logroño: Sociedad Española de Geomorfología, 1994, vol. 1, p. 189-208.

GÓMEZ ORTIZ, A. y SALVADOR FRANCH, F. Procesos geomórficos periglaciares en el Pandero del Mulhacén (Sierra Nevada). Experimentación de campo sobre la efectividad de la geliturbación y del hielo en el suelo. *Cuaternario y Geomorfología*, 1997, 11 (1-2), p. 81-97.

GÓMEZ ORTIZ, A. y SALVADOR FRANCH, F. Procesos periglaciares actuales en montaña mediterránea. Ideas clave, trabajos de campo y resultados en Sierra Nevada. In GÓMEZ ORTIZ, A., SALVADOR FRANCH, F., SCHULTE, L. y GARCÍA NAVARRO, A. (Eds.). *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Barcelona: Publicacions de la Universitat de Barcelona, 1998, p. 217-234.

GÓMEZ ORTIZ, A., SALVADOR FRANCH, F., SANJOSÉ, J.J., PALACIOS, D., OLIVA, M., SALVÀ CATARINEU, M., TANARRO, L.M., RASO, J.M., ATKINSON, A., SCHULTE, L., PLANA CASTELLVÍ, J.A., SANTOS, B.M. y SERRANO GINÉ, D. Degradación de hielo fósil y permafrost y cambio climático en Sierra Nevada. In RAMÍREZ, L. y ASENSIO, B. (Eds.). *Proyectos de investigación en parques nacionales: 2008-2011*. Madrid: Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, Organismo Autónomo Parques Nacionales, Colección Naturaleza y Parques Nacionales, 2012c. p. 25-43.

GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., MARTÍN MORENO, R., MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y SERRANO, E. Little Ice Age glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 2008, 18 (4), p. 551-568.

GROVE, M. *Little Ice Age. Ancient and modern*. Londres: Routledge, 2004.

HARRISON, S., WHALLEY, B. y ANDERSON, E. Relict rock glaciers and proglacial lobes in the British Isles: implications for Late Pleistocene mountain geomorphology and palaeoclimate. *Journal of Quaternary Science*, 2008, 23, p. 287-304.

HEINRICH, H. Origin and consequence of cycling ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years. *Quaternary Research*, 1988, 29, p. 142-152.

HEMPEL, L. Límites altitudinales geomorfológicos en Sierra Nevada. *Estudios Geográficos*, 1960, 78, p. 81-93.

HUGHES, P.D., FENTON, C.R. y GIBBARD, P.L. Quaternary glaciations of the Atlas Mountains, North Africa. In EHLERS, J., GIBBARD, P.L. y HUGHES, P.D. (Eds.). *Quaternary Glaciations. Extent and Chronology*. Amsterdam: Elsevier, 2011, part IV, p. 1065-1074.

HUGHES, P.D. y WOODWARD, J.C. Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science*, 2008, 23 (6-7), p. 575-588.

HUGHES, P.D., WOODWARD, J.C. y GIBBARD, P.L. Glacial history of the Mediterranean mountains. *Progress in Physical Geography*, 2006a, 30, p. 334-364.

HUGHES, P.D., WOODWARD, J.C. y GIBBARD, P.L. Late Pleistocene glaciers and climate in the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 2006b, 46, p. 83-98.

IPCC. *Fourth Assessment Report: Climate Change 2007*. Intergovernmental Panel on Climate Change. World Meteorological Organization and United Nations Environment Programme, 2007.

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, A., HEINE, K., MAISCH, M., MAISCH, M., KUBIK, P.W. y SCHLÜCHTER, C. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of the Quaternary Science*, 2008, 23 (6-7), p. 559-573.

JALUT, G., DEDOUBAT, J.J., FONTUGNE, M. y OTTO, T. Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: climate forcing and human impact. *Quaternary International*, 2009, 200, p. 4-18.

JIMÉNEZ MORENO, G. y ANDERSON, R.S. Holocene vegetation and climate change recorded in alpine bog sediments from the Borreguiles de la Virgen, Sierra Nevada, southern Spain. *Quaternary Research*, 2012, 77 (1), p. 44-53.

JIMÉNEZ MORENO, G., GARCÍA ALIX, A., HERNÁNDEZ CORBALÁN, M.D., ANDERSON, R.S. y DELGADO HUERTAS, A. Vegetation, fire, climate and human disturbance history in the southwestern Mediterranean area during the late Holocene. *Quaternary Research*, 2013, 79 (2), p. 110-122.

KELLERER-PIRKLBAUER, A., LIEB, G.K. y KLEINFERCHER, H. A new rock glacier inventory of the eastern European Alps. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 2012, 105 (2), p. 78-93.

KUHLEMANN, J., ROHLING, E.J., KUMREI, I., KUBIK, P., IVY-OCHS, S. y KUCERA, M. Regional synthesis of Mediterranean atmospheric circulation during the Last Glacial Maximum. *Science*, 2008, 321, p. 1338-1340.

LHENAFF, R. *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiqes centre occidentales (Espagne)*. Lille: Université de Lille, France, Tesis Doctoral, 1977.

MACPHERSON, J. De la existencia de fenómenos glaciares en el sur de Andalucía durante la época cuaternaria. *Acta de la Sociedad Española de Historia Natural*, 1875, IV, p. 56-61.

MADOZ, P. *Diccionario Geográfico-Estadístico-Histórico de España y sus posesiones de ultramar*. Madrid: 1849, vol. 14, p. 383-386.

MARQUER, L., POMEL, S., ABICHO, A., SCHULZ, E., KANIEWSKI, D. y VAN CAMPO, E. Late Holocene high resolution palaeoclimatic reconstruction inferred from Sebkhah Mhabeul, southeast Tunisia. *Quaternary Research*, 2008, 70 (2), p. 240-250.

MARTÍN CIVANTOS, J.M. *Poblamiento y territorio medieval en el Zenete (Granada)*. Granada: Publicaciones Universidad de Granada, 2007.

MARTÍNEZ CORTIZAS, A., PONTEVEDRA POMBAL, X., GARCÍA RODEJA, E., NOVOA MÚÑOZ, J.C. y SHOTYK, W. Mercury in a Spanish peat bog: archive of climate change and atmospheric metal deposition. *Science*, 1999, 284, p. 939-942.

MARTÍN GARCÍA, J.M., ARANDA, V., GÁMIZ, E., BECH, J. y DELGADO, R. Are Mediterranean mountain Entisols weakly developed? The case of Orthents from Sierra Nevada (Southern Spain). *Geoderma*, 2004, 118, p. 115-130.

MARTÍN PUERTAS, C., VALERO GARCÉS, B., MATA, M.P., GONZÁLEZ SAMPÉRIZ, P., BAO, R., MORENO, A. y STEFANOVA, V. Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: the Zoñar Lake record. *The Holocene*, 2008, 18 (6), p. 907-921.

MAYEWSKI, P.A., ROHLING, E.E., STAGER, J.C., KARLEN, W., MAASCH, K.A., MEEKER, L.D., MEYERSON, E.A., GASSE, F., VAN KREVELD, S., HOLMGREN, K., LEE-THORP, J., ROSQVIST, G., RACK, F., STAUBWASSER, M., SCHNEIDER R.R. y STEIG, E.J. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 2004, 62, p. 243-255.

MÉDAIL, F. y DIADEMA, K. Glacial refugia influence plant diversity patterns in the Mediterranean Basin. *Journal of Biogeography*, 2009, 36, p. 1333-1345.

MESSERLI, B. *Beiträge zur geomorphologie der Sierra Nevada (Andalusien)*. Zürich: Juris Verlag, 1965, 192 p.

MOLERO MESA, J. y PÉREZ RAYA, F. *La flora de Sierra Nevada*. Granada: Publicaciones Universidad de Granada, 1987.

MORELLÓN, M., PÉREZ SANZ, A., CORELLA, J.P., BÜNTGEN, U., CATALÁN, J., GONZÁLEZ SAMPÉRIZ, P., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., LÓPEZ SÁEZ, J.A., MORENO, A., PLA RABES, S., SAZ SÁNCHEZ, M.A., SCÜSSOLINI, P., SERRANO, E., STEINHILBER, F., STEFANOVA, V., VEGAS VILARRÚBIA, T. y VALERO GARCÉS, B. A multi-proxy perspective on millennium-long climate variability in the Southern Pyrenees. *Climate of the Past*, 2012, 8, p. 683-700.

MORENO, A., STOLL, H., JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M., CACHO, I., VALERO GARCÉS, B., ITO, E. y EDWARDS, R.L. A speleothem record of glacial (25-11.6 kyr BP) rapid climatic changes from northern Iberian Peninsula. *Global and Planetary Change*, 2010a, 71, p. 218-231.

MORENO, A., VALERO GARCÉS, B., JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M., DOMÍNGUEZ, M.J., MATA, P., NAVAS, A., GONZÁLEZ SAMPÉRIZ, P., STOLL, H., FARIAS, P., MORELLÓN, M., CORELLA, J.P. y RICO, M. The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 2010b, 25 (7), p. 1076-1091.

OBERMAIER, H. Los glaciares cuaternarios de Sierra Nevada. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales (Geología)*, 1916, 17, p. 1-68.

OLIVA, M. *Holocene alpine environments in Sierra Nevada (Southern Spain)*. Barcelona: Universitat de Barcelona, Tesis Doctoral, 2009.

OLIVA, M. y GÓMEZ ORTIZ, A. Late Holocene environmental dynamics and climate variability in a Mediterranean high mountain environment (Sierra Nevada, Spain) inferred from lake sediments and historical sources. *The Holocene*, 2012, 22 (8), p. 915-927.

OLIVA, M., GÓMEZ ORTIZ, A. y SCHULTE, L. Tendencia a la aridez en Sierra Nevada desde el Holoceno Medio inferida a partir de sedimentos lacustres. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 2010, 52, p. 27-42.

OLIVA, M., GÓMEZ ORTIZ, A., SCHULTE, L. y SALVADOR FRANCH, F. Procesos periglaciares actuales en Sierra Nevada. Distribución y morfometría de los lóbulos de soliflucción en los altos valles nevadenses. *Nimbus*, 2009a, 23-24, p. 133-148.

OLIVA, M., LÓPEZ BUSTINS, J.A., BARRIENDOS, M., MUEDRA, C. y MARTÍN VIDE, J. Reconstrucción histórica de la oscilación del Mediterráneo Occidental (WEMO) e inundaciones en el levante peninsular (1500-2000). In CUADRAT, J.M., SAZ, M.A., VICENTE, S.M., LANJERI, S., DE LUIS, M. y GONZÁLEZ HIDALGO, J.C. (Eds.). *Clima, Sociedad y Medio Ambiente*. Zaragoza: Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Serie A (5), 2006, p. 241-250.

OLIVA, M. y MORENO, I. Sierra Nevada, nexo entre dos patrones de teleconexión: la NAO y la WeMO. In SIGRÓ, J., BRUNET, M. y AGUILAR, E. (Eds.). *Cambio Climático Regional y sus Impactos*. Tarragona: Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, 2008, Serie A (6), p. 199-208.

OLIVA, M., SCHULTE, L. y GÓMEZ ORTIZ, A. Solifluction lobes in Sierra Nevada (Southern Spain): morphometry, process monitoring and palaeoenvironmental changes. In KANE, D.L. y HINKEL, K.M. (Eds.). *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*. Fairbanks: University of Alaska-Fairbanks, 2008, vol. 2, p. 1321-1326.

OLIVA, M., SCHULTE, L. y GÓMEZ ORTIZ, A. Morphometry and Late Holocene activity of solifluction landforms in the Sierra Nevada (Southern Spain). *Permafrost and Periglacial Processes*, 2009b, 20 (4), p. 369-382.

OLIVA, M., SCHULTE, L. y GÓMEZ ORTIZ, A. The role of aridification in constraining the elevation range of Holocene solifluction processes and associated landforms in the periglacial belt of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 2011, 36, p. 1279-1291.

ORTIZ, A., TORRES, T., DELGADO, A., JULIÀ, R., LUCINI, M. y LLAMAS, F.J. 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*, 2004, 35, p. 1243-1260.

PALACIOS, D., ANDRÉS, N., DE MARCOS, J. y VÁZQUEZ SELEM, L. Glacial landforms and their paleoclimatic significance in Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 2012, 139-140, p. 67-78.

PALACIOS, D., DE MARCOS, J. y VÁZQUEZ SELEM, L. Last Glacial Maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 2011, 233, p. 16-26.

PALADE, B., GÓMEZ ORTIZ, A. y PALACIOS, D. Glaciares rocosos de Sierra Nevada y su significado paleoclimático: una primera aproximación. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 2011, 37, p. 95-118.

PALLÀS, R., RODES, A., BRAUCHER, R., CARCAILLET, J., ORTUNO, M., BORDONAU, J., BOURLES, D., VILAPLANA, J.M., MASANA, E. y SANTANACH, P. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ¹⁰Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 2006, 25, p. 2937-2963.

PONS, A. y REILLE, M. The Holocene and upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1988, 66, p. 243-263.

PONZ, A. Relación del viaje que hizo desde Granada a Sierra Nevada D. Antonio Ponz a influxo del Excmo. Sr. Marqués de la Ensenada. *Mensajero Económico y Erudito de Granada*, 1754, Granada.

QUELLE, O. Beiträge zur Kenntnis der Spanischen Sierra Nevada. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde*, 1908, 5, p. 294-316, y 6, p. 407-426.

RODRIGO, F.S. *Cambio climático natural. La Pequeña Edad de Hielo en Andalucía*. Granada: Publicaciones Universidad de Granada, Tesis Doctoral, 1994.

RODRIGO, F.S., ESTEBAN PARRA, M.J., POZO VÁZQUEZ, D. y CASTRO DÍAZ, Y. A 500-year precipitation record in southern Spain. *International Journal of Climatology*, 1999, 19, p. 1233-1253.

ROJAS CLEMENTE, S. de *Viaje a Andalucía. Historia Natural del Reino de Granada (1804-1809)*. Barcelona: GBG Editora, 2002. Primera edición de 1804-09.

SALVADOR FRANCH, F., GÓMEZ ORTIZ, A. y PALACIOS, D. Comportamiento térmico del suelo en un enclave de alta montaña mediterránea con permafrost residual: Corral del Veleta (Sierra Nevada, Granada, España). In BLANCO, J.J., DE PABLO, M.A. y RAMOS, M. (Eds.). *Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*. Alcalá de Henares: Publicaciones de la Universidad de Alcalá, 2010a, p. 61-68.

SALVADOR FRANCH, F., SALVÀ CATARINEU, M., GÓMEZ ORTIZ, A., SANJOSÉ, J.J. y ATKINSON, A.D.J. Morfometría de figuras geométricas

periglaciares heredadas en el collado de los Machos (Sierra Nevada). In ÚBEDÁ, X., VERICAT, D. y BATALLA, J.R. (Eds.). *Avances de la Geomorfología en España 2008-2010*. Solsona: Sociedad Española de Geomorfología, 2010b, p. 455-459.

SALVADOR FRANCH, F., GÓMEZ ORTIZ, A., SALVÀ CATARINEU, M. y PALACIOS, D. 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*, 2011, 37(2), p. 25-48.

SÁNCHEZ GÓMEZ, S. *Aplicación del estudio de suelos a la dinámica de la cuenca del río Lanjarón. Relación: suelos-geomorfología*. Granada: Universidad de Granada, Tesis Doctoral, 1990. 147 p.

SANZ DE GALDEANO, C. y LÓPEZ GARRIDO, A.C. Nature and impact of the neotectonic deformation in the western Sierra Nevada (Spain). *Geomorphology*, 1999, 30 (3), p. 259-272.

SCHIMPER, W.P. Voyage géologique et botanique au Sud de l'Espagne. *L'Institut. Journal Universel des Sciences*, 1849, 806, p. 189-192. Paris.

SCHULTE, L. Aplicación del método de datación del plomo-210 a la determinación cronológica de procesos geomórficos. In PÉREZ GONZÁLEZ, A., VEGAS, J. y MACHADO, J. (Eds.). *Aportaciones de la geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 2002, p. 483-490.

SCHULTE, L., DE MARCOS, J., GÓMEZ ORTIZ, A., PALACIOS, D., TANARRO, L.M., FERNÁNDEZ, A. y RAMOS, M. Evolución glaciar y periglacial del circo del Mulhacén (Sierra Nevada, Península Ibérica). In PÉREZ GONZÁLEZ, A., VEGAS, J. y MACHADO, J. (Eds.). *Aportaciones de la geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 2002, p. 491-499.

SERRANO, E., AGUDO, C. y GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. La deglaciación de la alta montaña. Morfología, evolución y fases morfogenéticas glaciares en el macizo del Posets (Pirineo aragonés). *Cuaternario y Geomorfología*, 2002, 16 (1-4), p. 111-126.

SERRANO, E., SANJOSÉ, J.J. y AGUDO, C. Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: flow, movement (1991-2000) and structure of the Argualas rock glacier, Pyrenees. *Geomorphology*, 2006, 74, p. 286-296.

SIMÓN TORRES, M., SÁNCHEZ GÓMEZ, S. y GARCÍA, I. Soil-landscape evolution on a Mediterranean high mountain. *Catena*, 2000, 39, p. 211-231.

SOUSA, A. y GARCÍA MURILLO, P.J. Changes in the wetlands of Andalusia (Doñana Natural Park, SW Spain) at the end of the Little Ice Age. *Climatic Change*, 2003, 58 (1-2), p. 193-217.

TANARRO, L.M., PALACIOS, D., ZAMORANO, J.J. y GÓMEZ ORTIZ, A. Cubierta nival, permafrost y formación de flujos superficiales en un talud detrítico de alta montaña (Corral del Veleta, Sierra Nevada, España). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 2010, 36 (2), p. 39-59.

WU, H., GUIOT, J., BREWER, S. y GUO, Z. Climatic changes in Eurasia and Africa at the Last Glacial Maximum and Mid-Holocene: reconstruction from pollen data using inverse vegetation modelling. *Climate Dynamics*, 2007, 29, p. 211-229.

© Copyright Marc Oliva, Antonio Gómez Ortiz, David Palacios Estremera, Ferran Salvador Franch y Monserrat Salvà Catarineu, 2014.

© Copyright Scripta Nova, 2014.

Edición electrónica a cargo de Gerard Jori.

Ficha bibliográfica:

OLIVA, Marc; Antonio GÓMEZ ORTIZ; David PALACIOS ESTREMERERA; Ferran SALVADOR FRANCH; Monserrat SALVÀ CATARINEU. El Cuaternario en el macizo de Sierra Nevada. Evolución paleoambiental y paisaje a partir de la interpretación de registros naturales y documentos de época. *Scripta Nova. Revista Electrónica de Geografía y Ciencias Sociales*. [En línea]. Barcelona: Universidad de Barcelona, 1 de abril de 2014, vol. XVIII, nº 472. <<http://www.ub.es/geocrit/sn/sn-472.htm>>. ISSN: 1138-9788.



[Índice de Scripta Nova](#)

[Menú principal](#)