

DOWNSCALING ESTADÍSTICO A MUY ALTA RESOLUCIÓN ESPACIAL DE LAS PROYECCIONES CLIMÁTICAS DE CUBIERTA DE NIEVE PARA LOS PIRINEOS

Marc LEMUS-CÁNOVAS^{1,2}, Laura TRAPERO², Anna ALBALAT², Marc PONS², Esteban ALONSO-GONZÁLEZ³, Pere ESTEBAN⁴, Javier MARTÍN VIDE¹, Simon GASCOIN³, José Ignacio LÓPEZ-MORENO⁵

¹*Climatology Group. Departament de Geografia. Universitat de Barcelona. C/Montalegre, 6, 08001. Barcelona. España. mlemus@ub.edu*

²*Andorra Recerca + Innovació. Av. Rocafort, 21-23, AD600 Sant Julià de Lòria. Andorra.*

³*Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO), UPS/CNRS/IRD/CNES, Toulouse, France*

⁴*Servei Meteorològic de Catalunya. C/Berlín núm. 38-48, 08029. Barcelona. España*

⁵*Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC. Av. Montañana 1005. 50059, Zaragoza. España*

mlemus@ub.edu

RESUMEN

El estudio de la evolución de la cubierta de nieve ha centrado la atención de diversas investigaciones en el área de los Pirineos. La gran mayoría de estos estudios tratan de calcular las tendencias o cambios observados hasta ahora en esta variable. En el presente trabajo se realiza el downscaling estadístico a 1km de resolución espacial de una serie de modelos climáticos derivados del 6º Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6), con el objetivo de proyectar la cubierta de nieve –presencia o ausencia de esta, a partir de las imágenes satelitales capturadas por el sensor MODIS– a nivel diario, y empleando distintos escenarios de cambios socioeconómicos globales proyectados hasta 2100 a 1km de resolución espacial. Los primeros resultados plantean una drástica reducción de los días con cubierta de nieve en toda la cordillera, siendo esta muy notable a final de siglo bajo el escenario SSP5-8.5, implicando temporadas de cubierta de nieve con una duración de 50 días en la vertiente sur para una franja altitudinal de 1600-2000 m s.n.m, contrastando con los 100-150 días contabilizados de media en el período 2001-2014, para este mismo estrato altitudinal. Otro resultado destacado es la práctica desaparición de la cubierta de nieve a principios y finales de temporada, bajo un escenario intermedio (SSP5-4.5) y de elevadas emisiones de gases de efecto invernadero (SSP5-8.5), lo que indica un claro acortamiento de la temporada de nieve para toda la cordillera y supondrá una importante reducción de los aportes hídricos provenientes del manto nival durante la primavera y el periodo estival.

Palabras clave: Downscaling estadístico, CMIP6, cubierta de nieve, MODIS, Pirineos

ABSTRACT

The evolution of the snow cover has been the focus of several studies in the Pyrenees. The vast majority of these studies attempted to estimate the recent trends or the observed changes in this variable. In the present work, statistical downscaling is performed at 1 km spatial resolution for a set of climate models derived from the 6th Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6), with the aim of projecting snow cover - presence or absence, based on satellite images captured by the MODIS sensor - at a daily level, and using different socio-economic global change scenarios projected up to 2100. The first results show a drastic reduction in the number of days with snow cover in the entire mountain range, being very noticeable at the end of the century under the SSP5-8.5 scenario, implying snow cover seasons with a duration of 50 days on the southern slope for an altitudinal range of 1600-2000 masl, in contrast with the 100-150 days recorded on average in the period 2001-2014, for the same altitudinal range. Another remarkable result is the virtual disappearance of snow cover at the beginning and end of the season, under an intermediate scenario (SSP5-4.5) and high greenhouse gas emissions (SSP5-8.5), which indicates a clear shortening of the snow season for this area and will lead to a significant reduction in water inputs from the snowpack during the spring and summer period.

Key words: Statistical downscaling, CMIP6, Snow cover, MODIS, Pyrenees.

1. INTRODUCCIÓN

Las regiones montañosas almacenan grandes cantidades de recursos hídricos en forma de nieve y hielo, proporcionando un reservorio de agua crucial para las regiones situadas aguas abajo, lo que afecta a una cuarta parte de la humanidad (Immerzeel et al., 2020). El calentamiento global ha provocado cambios significativos en la criosfera, con el derretimiento de los glaciares y el aumento de la variabilidad del manto nivoso (Huss et al., 2017), que ya han empezado a afectar al ciclo hidrológico y seguirán haciéndolo en el futuro (Morán-Tejeda et al., 2014). La cubierta de nieve estacional responde directamente a la variabilidad y al cambio climático, en contraste con los glaciares, que están en desajuste con el clima actual y, en cierta medida, seguirán derritiéndose, aunque se alcanzaran los objetivos de mitigación (Marzeion et al., 2018).

Los últimos estudios sobre las tendencias en la cubierta de nieve indican que esta está cambiando en las regiones alpinas de latitudes medias (López-Moreno et al., 2020). Estos cambios son difíciles de sintetizar debido al alto grado de variabilidad de las tendencias entre regiones (Lopez-Moreno et al., 2020), incluso en un dominio relativamente pequeño como son los Pirineos (Bonsoms et al., 2021).

Desde hace una década, los modelos climáticos regionales (RCM) se han convertido en una alternativa viable para estudiar la cobertura de nieve a gran escala (Räisänen y Eklund, 2012), incluso en regiones orográficamente complejas como los Alpes (Steger et al., 2013), debido al aumento de la resolución espacial y al rendimiento de la modelización dinámica del clima. Sin embargo, el elevado coste computacional de la modelización a alta resolución limita el número de simulaciones disponibles en esta área. De este modo, en el presente trabajo se usan una serie de modelos climáticos del

CMIP6 de baja resolución (100-200 km) para modelizar la cubierta de nieve futura mediante técnicas de *downscaling* estadístico.

2. MÉTODOS

2.1. Datos

Los datos observados de cubierta de nieve –usados para entrenar el modelo– fueron generados usando el algoritmo diseñado por Gascoin et al. (2015) a partir de los productos diarios de nieve MODIS (Terra/MOD10A1 y Aqua/MYD10A1). Para obtener una serie diaria continua de cobertura de nieve con ausencia de nubes, Gascoin et al. (2015) aplican un algoritmo de detección de nubes y relleno de las mismas.

Se ha delimitado un área superior (x_{\min} : -7° , x_{\max} : 7° , y_{\min} : 39° , y_{\max} : 46°) para las variables predictoras del reanálisis ERA-5 (Hersbach et al., 2020), expuestas en la tabla 1, así como para los modelos empleados del CMIP6 (Eyring et al. 2016) (tabla 2). La selección de tales variables estuvo inspirada en estudios previos de análisis de sensibilidad para calibrar modelos de *downscaling* estadístico “perfect prog” (Gutiérrez et al., 2013; Hertig et al., 2019; Araya-Osses et al., 2020)

ID	Variables predictoras
1	MSLP, T850, Q850
2	MSLP, T850, Q850, Z500
3	T850, Q850, Z500
4	MSLP, T850, Z500
5	T850, T500, Q850
6	MSLP, T850, T500, Z500, Q850
7	TP, T850, Q850, Z500
8	T2M, T850, Q850, Z500
9	T2M, RH850, Q850, T850, T500, Z500
10	T850, RH850, U850, V850, Z500
11	T850, T500, RH850, U850, V850
12	T850, T500, RH850, Q850, Z500

Tabla 1: Variables empleadas como predictoras en el proceso de downscaling. MSLP: presión media a nivel de mar; Q: humedad específica; R: humedad relativa; T: temperatura; U: componente zonal del viento; V: componente meridional del viento; Z: altura geopotencial.

Modelo	Resolución espacial
ACCESS-CM2	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$
MPI-ESM1-2-LR	$1.5^\circ \times 1.5^\circ$
IPSL-CM6A-LR	$2.5^\circ \times 1.3^\circ$
MIROC6	$1.4^\circ \times 1.4^\circ$

Tabla 2: Modelos climáticos del CMIP6 empleados en el proceso de downscaling.

Debido a la alta dimensionalidad de los campos predictores, el análisis de componentes principales es muy recomendable para evitar efectos de

multicolinealidad y sobreajuste de los resultados (Jolliffe y Cadima, 2016). En este estudio se retuvieron n componentes principales hasta explicar el 95% de la varianza total (Casanueva et al., 2013), habiendo estandarizado previamente las matrices de datos de los predictores. Nótese que, antes de la estandarización, en los datos brutos de los GCM se corrigió el sesgo que existe en el ciclo anual, como se describe en White y Toumi (2013).

2.2. Métodos de downscaling

En el presente trabajo se emplean dos técnicas estadísticas clásicas de downscaling estadístico: los modelos lineales generalizados (GLM) usando la familia quasibinominal, y el método de análogos (Lorenz, 1969; Zorita y von Storch, 1999). En el enfoque GLM, una única serie temporal y de cubierta de nieve [0-1] en un punto de malla dado es ajustado a una matriz X que contiene los componentes principales de una de las combinaciones de predictores expuestas en la tabla 1. Este procedimiento se realiza para una fracción $n-1$ de todo el periodo de estudio disponible (periodo de calibración) y los coeficientes de regresión obtenidos se aplican entonces a los valores de los predictores en el periodo restante o de test. Este método, conocido como validación cruzada, ha sido ampliamente usado para validar las metodologías de downscaling estadístico en estudios previos (Wilby y Wigley, 1997; Benestad, 2011). En lugar de establecer una función de enlace, el método de análogos busca la similitud entre las situaciones sinópticas y asume que las situaciones similares se manifiestan por igual en múltiples variables de predicción (Zorita y von Storch, 1999). Para este método, el periodo de estudio se divide de la misma manera que se ha descrito anteriormente. A continuación, los valores del predictando Y_i en un determinado día objetivo i del periodo de estudio pueden deducirse de la siguiente manera: en primer lugar, se encuentra el análogo más cercano al campo sinóptico del objetivo (X_i) en el archivo histórico (X , idéntico a la matriz utilizada para calibrar el modelo GLM) minimizando la distancia euclidiana (Matulla et al., 2008). A continuación, se coge el campo del predictando del día más cercano al objetivo y se usa para construir la serie predicha en el periodo de test. Por último, el método se repite para cada día del periodo de test hasta reconstruirlo. Dado que la búsqueda del vecino más cercano es independiente de la variable dependiente, los resultados sinópticos pueden aplicarse a diversas variables predictoras, siempre que el área de estudio no sea demasiado grande. El método de análogos es no-paramétrico y mantiene la correlación espacial y las relaciones entre variables predictoras. Sin embargo, cuando se aplica en un contexto de cambio climático, no es capaz de extrapolar valores no observados (Ribalaygua et al., 2013), pudiendo infraestimar extremos cuando las variables son continuas y no finitas. En nuestro caso, el rango de la variable es cerrado [0,1], por lo que no se espera tal tipo de problemática.

2.3. Validación

Para cada combinación de predictores, se realiza una validación cruzada *leave-one-out* ($k = 15$, años hidrológicos) para el periodo 2000-2015. Iterativamente, se utilizan $k-1$ como periodo de calibración (o de archivo histórico), mientras que el restante se utiliza como periodo de prueba. Las series temporales resultantes del periodo de

prueba se fusionan en una sola, que se verifica con la correspondiente serie temporal observada de cubierta de nieve.

Se eligieron las siguientes métricas para verificar la calidad de las configuraciones de downscaling consideradas:

1. El coeficiente de correlación de Pearson (r), para medir la correspondencia de la fracción mensual de cobertura de nieve.
2. El sesgo, para estimar si los métodos subestiman o sobrestiman dicha fracción.
3. La prueba de Kolmogorov-Smirnov de dos muestras y su valor p , para medir la similitud entre la distribución marginal de las series temporales observadas y simuladas.

Los resultados de la validación se muestran para distintos rangos altitudinales (1200-1600, 1600-2000, 2000-2400, 2400-2800, >2800 m s.n.m) para mostrar la sensibilidad de los métodos y las combinaciones de predictores en un área de orografía compleja

3. RESULTADOS

3.1. Desempeño de los métodos y de los predictores en el período histórico

En la Figura 1 se presentan los resultados de las métricas mencionadas con anterioridad para los distintos predictores (eje de ordenadas), para 5 rangos de elevación (eje de abscisas) y para los dos métodos de downscaling estadístico mencionados en la sección anterior. Los resultados de la validación cruzada aplicado a ERA5 muestran que el método GLM proporciona coeficientes de correlación más altos (primer panel, GLM) y valores de sesgo más pequeños (segundo panel, GLM) que el método de análogos (primero y segundo panel, *Analogs*), que, a su vez, es el que mejor simula la distribución observada (tercer panel, *Analogs*).

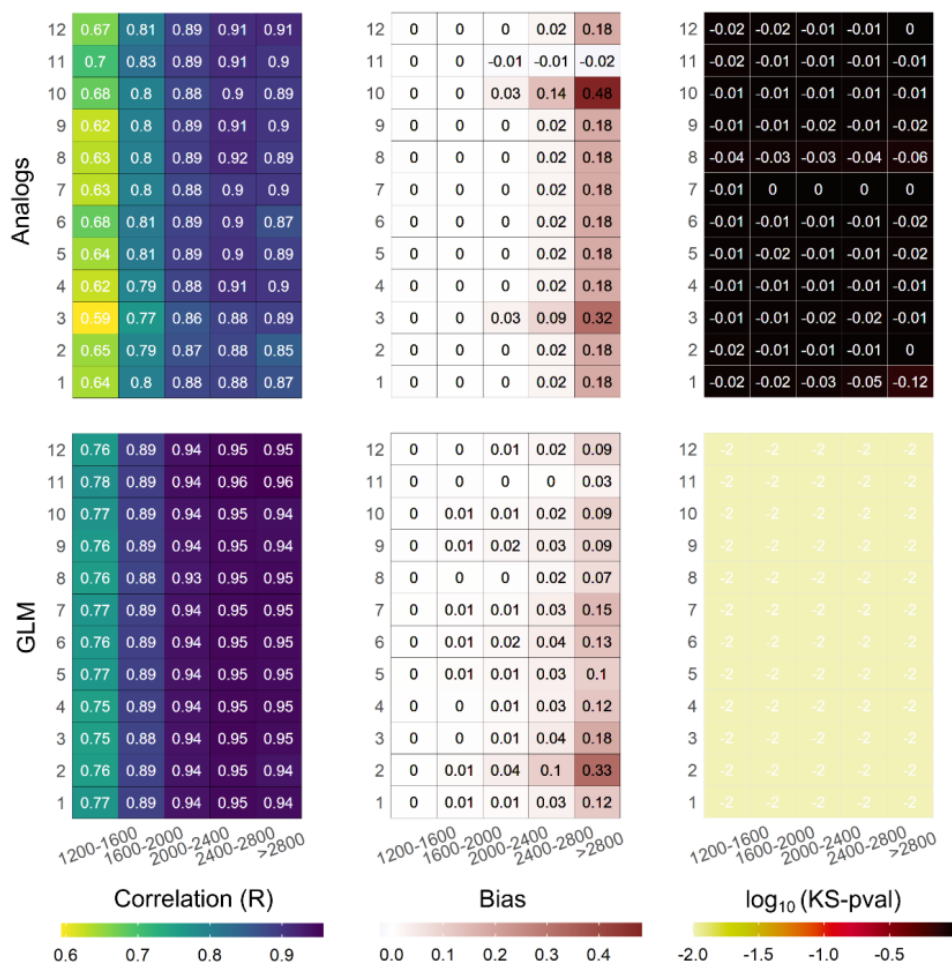


Fig. 1: Validación de los métodos de downscaling y de las combinaciones de predictores (eje y) para distintos rangos altitudinales (eje x).

Por lo que respecta a la correlación temporal (R) entre la observación y la simulación, se aprecia claramente que esta crece con la altitud sea cual sea el método o la combinación de predictores, coincidiendo con las zonas donde la presencia de nieve es más duradera y menos variable a lo largo del año. Las combinaciones de predictores solamente ofrecen diferencias apreciables en el rango de elevaciones más bajo (1200-1600m) y para el método de análogos, siendo la combinación número 11 (dos niveles de temperatura, un nivel de humedad relativa y un nivel de los campos de viento) aquella que proporciona unos valores de correlación superior, tanto para este método como para GLM. Para esta misma combinación de predictores y para el método GLM el sesgo en todos los rangos de altitud es prácticamente cero, hecho que no sucede en ninguna otra combinación de predictores, ni con el método de análogos, el cual proporciona sesgos claramente superiores de sobreestimación de la duración de la cubierta de nieve. Finalmente, por lo que se refiere a los resultados de la simulación estadística de la distribución marginal observada, el método de análogos es capaz de reproducirla en todas sus combinaciones de predictores (valores log₁₀ del p-valor del

KS test cercano a cero), mientras que el método de regresión proporciona una elevada correlación temporal, pero no se ajusta correctamente a la distribución observada.

3.1. Proyección de los días con cubierta de nieve

Los resultados del downscaling expresados como el valor promedio de los modelos del CMIP6 usados en este trabajo muestran una clara reducción del número de días de cubierta de nieve a finales de siglo, para los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5 (Fig. 2). De hecho, para este último escenario crítico y para final de siglo, se aprecia una clara reducción del área con cubierta de nieve para todos los Pirineos, con la práctica desaparición de la cubierta de nieve en macizos montañosos de la vertiente sur tales como la Sierra de Guara, la Serra de Boumort, o la Serra d'Ensija-Els Rasos de Peguera, todas ellos superando ligeramente los 2000 msnm.

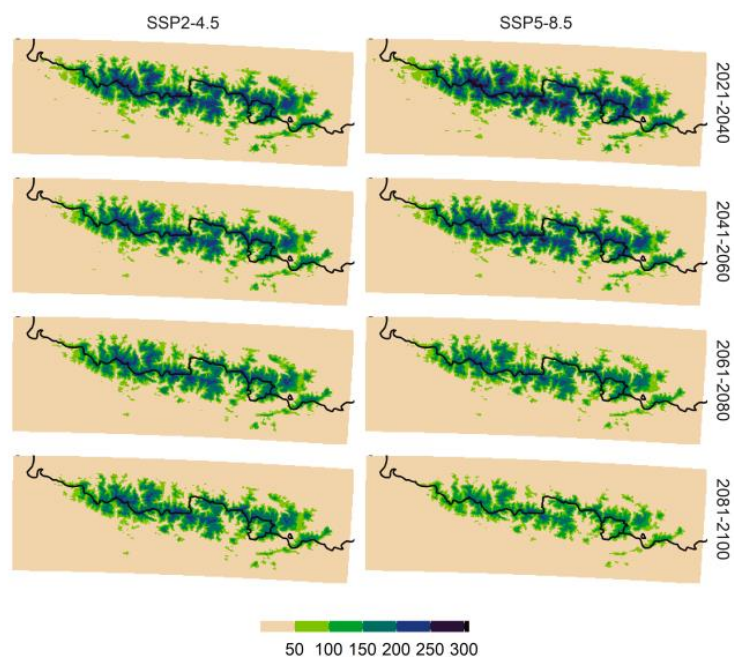


Fig. 2: Duración media anual de la cobertura nivosa (en días), para los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5 y los periodos futuros 2021-2040, 2041-2060, 2061-2080 y 2081-2100.

Precisamente, la orientación sureste (SE) es la que presentará un menor número de días de cubierta de nieve en todas sus cotas (Fig.3). Por ejemplo, en el rango 1600 y 2000 m s.n.m. en esta orientación SE y para el período histórico, se alcanzan habitualmente los 100 días de cubierta, mientras que para final de siglo y para un escenario SSP2-4.5 el número de días de cubierta esperado estará entre los 50 y 75 días, no superando los 50 días para esta orientación en un escenario SSP5-8.5. En su orientación antagónica, la noroeste (NO), las reducciones son también claras en este rango de elevaciones, pero con una mayor variabilidad. En el período histórico la duración de la cubierta de nieve es de entre 150 y 200 días, mientras que para finales de siglo para esta misma orientación y bajo el escenario SSP2-4.5 se espera que sea de entre 100 y 150 días, y de alrededor de 100 días para un escenario SSP5-8.5.

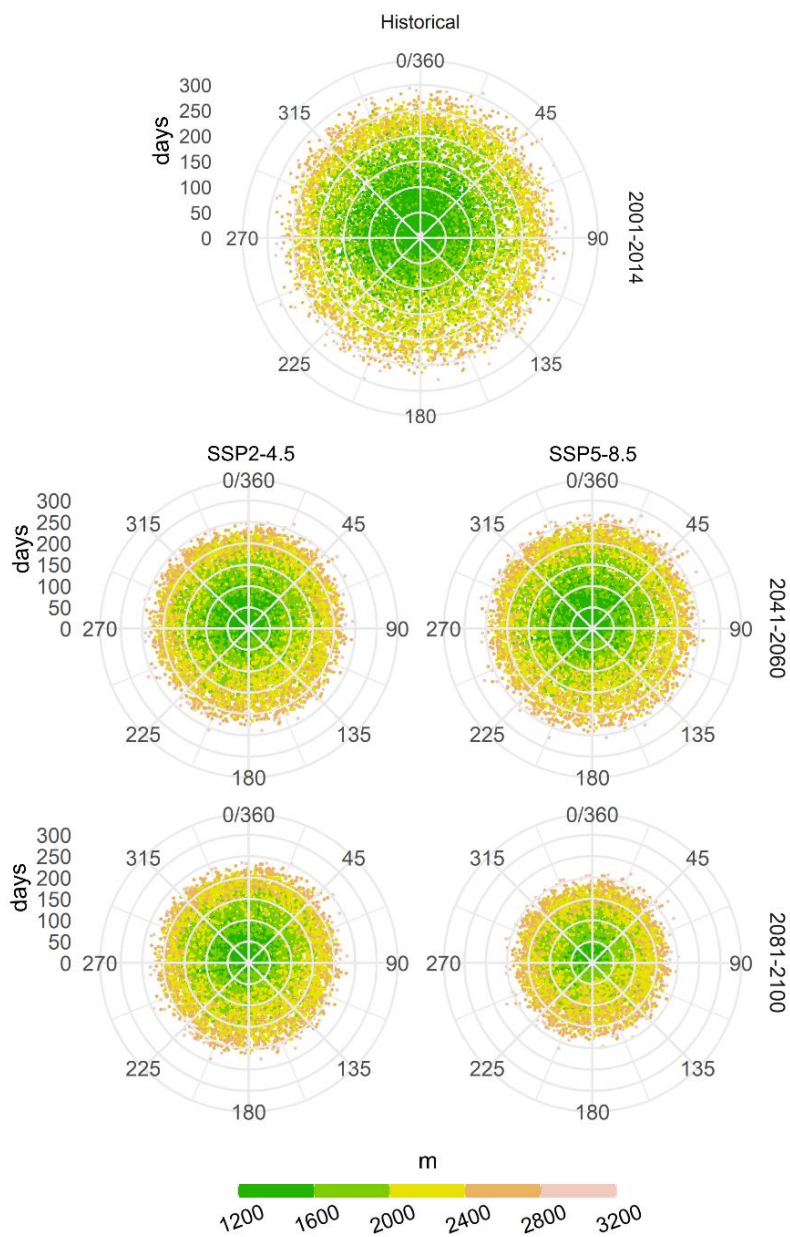


Fig. 3: Duración media anual de la cobertura nivosa (en días), por orientaciones (0-360°), por rangos de elevación (1200 m a 3200 m cada 400 m) y para los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5 y los periodos futuros 2021-2040, 2041-2060, 2061-2080 y 2081-2100.

Las reducciones más notables a nivel anual se asocian al notable descenso de los días de cubierta de nieve a principio de temporada (octubre, noviembre y diciembre) y final de temporada (marzo, abril y mayo) (Fig. 4). Precisamente, para el mes de octubre, la reducción ya se aprecia claramente para los dos escenarios y para los próximos 20 años (2021-2040), entre -4 y -8 días respecto al periodo histórico (2000-2015), siendo esta de entre -12 (SSP2-4.5) y hasta -20 (SSP5-8.5) días para el periodo 2081-2100, implicando la desaparición total de cubierta de nieve para este mes en un

escenario de emisiones crítico. En noviembre, las disminuciones de días con cubierta de nieve no son apreciables para los próximos 20 años, pero estas se esperan notables para finales de siglo para los dos escenarios (SSP2-4.5: -4 a -12 días; SSP5-8.5: -12 a -16 días), con sus máximos en las áreas de media montaña entre 1600 y 2400 m s.n.m. Estas reducciones mencionadas con anterioridad se ralentizan o son poco apreciables en los meses más fríos del año (diciembre a abril), sobre todo para el escenario SSP2-4.5 y para elevaciones superiores a los 2000 m s.n.m. Por debajo de esta cota, las reducciones se mantienen todos los meses de la temporada. Precisamente, el patrón mencionado para los meses de octubre y noviembre vuelve a manifestarse durante el mes de mayo, cuando las reducciones de días con cubierta de nieve vuelven a ser muy notables a final de siglo, implicando la práctica desaparición de la cubierta en un escenario crítico de emisiones (SSP5-8.5).

4. CONCLUSIONES

La proyección futura de la cubierta de nieve para el conjunto de los Pirineos es un tema de elevada relevancia para la futura gestión de los recursos hídricos en esta área, y que, hasta la fecha, solo se ha tratado a nivel regional o por macizos. Antes de proyectar tal variable con escenarios futuros, se han validado los métodos de downscaling estadísticos y los conjuntos de predictores. En este sentido, el método seleccionado ha sido la regresión estadística binomial, ya que presenta mejores correlaciones y sesgos más bajos que el método de análogos, hecho que ya se menciona en estudios previos, y la combinación de 11 predictores, que contempla la temperatura, la humedad relativa y los campos de viento a niveles medios (850 hPa). Mediante modelos del CMIP6, se ha realizado un downscaling estadístico de la duración de la cubierta de nieve derivada del sensor MODIS, a 1km de resolución espacial. Los resultados obtenidos muestran una clara reducción de la cubierta de nieve en los Pirineos a final de siglo (2081-2100), con un declive más drástico en el inicio (octubre y noviembre) y final (mayo) de la temporada invernal. Para los meses centrales del invierno (enero y febrero), se espera que esta reducción sea leve para elevaciones superiores a los 2000 m s.n.m., tanto en un escenario moderado de emisiones (SSP2-4.5), como para uno crítico (SSP5-8.5). Para elevaciones inferiores a los 2000 m s.n.m., la reducción de la duración de la cubierta de nieve se prevé constante durante todos los meses de la temporada invernal. Finalmente, también se ha apreciado que la duración de la cubierta de nieve en orientaciones sureste se reducirá a la mitad, ofreciendo alrededor de 50 días de manto nival entre los 1600 y los 2000 m s.n.m. para un escenario SSP2-4.5 y por debajo de esta cifra bajo un escenario SSP5-8.5.

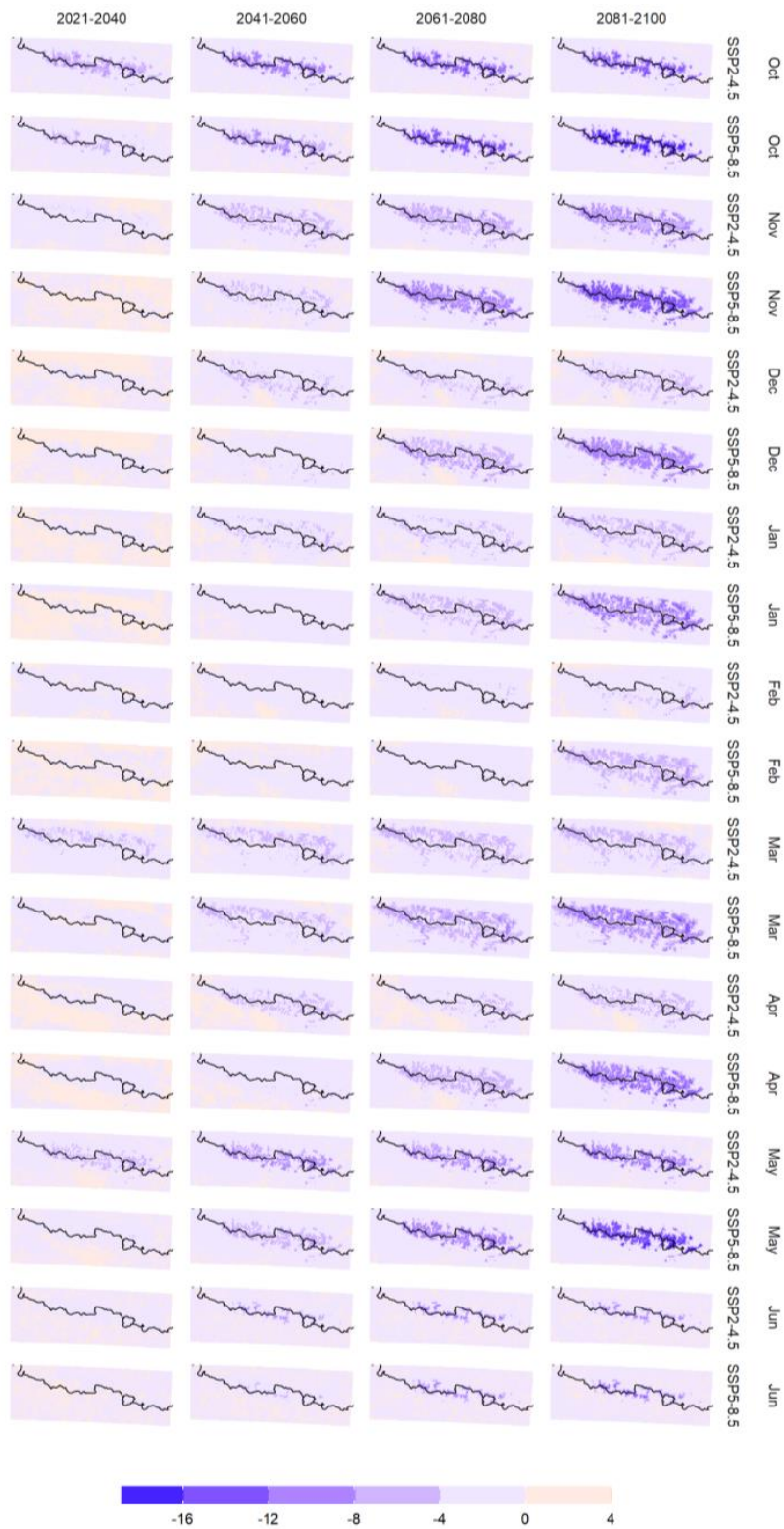


Fig. 4: Cambio delta del número de días de cubierta de nieve mensual para los periodos futuros 2021-2040, 2041-2060, 2061-2080 y 2081-2100, y los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5 con respecto al periodo histórico (2000-2015).

AGRADECIMIENTOS

La presente investigación se ha realizado en el marco del Grupo de Climatología de la Universidad de Barcelona (2017 SGR 1362, Generalitat de Catalunya), y del proyecto EXE (PID2020-116860RB-C21) financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación.

REFERENCIAS

- Araya-Osses, D., Casanueva, A., Román-Figueroa, C., Uribe, J. M., & Paneque, M. (2020). Climate change projections of temperature and precipitation in Chile based on statistical downscaling. *Climate Dynamics*, 54(9), 4309-4330. Doi: <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05231-4>
- Benestad, R. E. (2011). A new global set of downscaled temperature scenarios. *Journal of Climate*, 24(8), 2080-2098. Doi: <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3687.1>
- Bonsoms, J., Gonzalez, S., Prohom, M., Esteban, P., Salvador-Franch, F., López-Moreno, J. I., & Oliva, M. (2021). Spatio-temporal patterns of snow in the Catalan Pyrenees (NE Iberia). *International Journal of Climatology*, 41(12), 5676-5697. Doi: <https://doi.org/10.1002/joc.7147>
- Casanueva, A., Herrera, S., Fernández, J., Frías, M. D., & Gutiérrez, J. M. (2013). Evaluation and projection of daily temperature percentiles from statistical and dynamical downscaling methods. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(8), 2089-2099. Doi: <https://doi.org/10.5194/nhess-13-2089-2013>
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937-1958. Doi: <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- Gascoin, S., Hagolle, O., Huc, M., Jarlan, L., Dejoux, J. F., Szczypta, C., ... & Sánchez, R. (2015). A snow cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(5), 2337-2351. Doi: <https://doi.org/10.5194/hess-19-2337-2015>
- Gutiérrez, J. M., San-Martín, D., Brands, S., Manzanar, R., & Herrera, S. (2013). Reassessing statistical downscaling techniques for their robust application under climate change conditions. *Journal of Climate*, 26(1), 171-188. Doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00687.1>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... & Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049. Doi: <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hertig, E., Maraun, D., Bartholy, J., Pongracz, R., Vrac, M., Mares, I., ... & Soares, P. M. (2019). Comparison of statistical downscaling methods with respect to extreme events over Europe: Validation results from the perfect predictor experiment of the COST Action VALUE. *International Journal of Climatology*, 39(9), 3846-3867. <https://doi.org/10.1002/joc.5469>
- Huss, M., Bookhagen, B., Huggel, C., Jacobsen, D., Bradley, R. S., Clague, J. J., ... & Winder, M. (2017). Toward mountains without permanent snow and ice. *Earth's Future*, 5(5), 418-435. Doi: <https://doi.org/10.1002/2016EF000514>

- Immerzeel, W. W., Lutz, A. F., Andrade, M., Bahl, A., Biemans, H., Bolch, T., ... & Baillie, J. E. M. (2020). Importance and vulnerability of the world's water towers. *Nature*, 577(7790), 364-369. publicación: Editorial. Doi: <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1822-y>
- Jolliffe, I. T., & Cadima, J. (2016). Principal component analysis: a review and recent developments. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 374(2065), 20150202.
- López-Moreno, J. I., Soubeyrou, J. M., Gascoin, S., Alonso-Gonzalez, E., Durán-Gómez, N., Lafaysse, M., ... & Morin, S. (2020). Long-term trends (1958–2017) in snow cover duration and depth in the Pyrenees. *International Journal of Climatology*, 40(14), 6122-6136. Doi: <https://doi.org/10.1002/joc.6571>
- Lorenz, E. N. (1969). Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *Journal of Atmospheric Sciences*, 26(4), 636-646.
- Marzeion, B., Kaser, G., Maussion, F., & Champollion, N. (2018). Limited influence of climate change mitigation on short-term glacier mass loss. *Nature Climate Change*, 8(4), 305-308. Doi: <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0093-1>
- Matulla, C., Zhang, X., Wang, X. L., Wang, J., Zorita, E., Wagner, S., & Von Storch, H. (2008). Influence of similarity measures on the performance of the analog method for downscaling daily precipitation. *Climate Dynamics*, 30(2), 133-144. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0277-2>
- Morán-Tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., López-Moreno, J. I., Rahman, K., & Beniston, M. (2014). Streamflow timing of mountain rivers in Spain: Recent changes and future projections. *Journal of Hydrology*, 517, 1114-1127. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.06.053>
- Ribalaygua, J., Torres, L., Pórtoles, J., Monjo, R., Gaitán, E., & Pino, M. R. (2013). Description and validation of a two-step analogue/regression downscaling method. *Theoretical and Applied Climatology*, 114(1), 253-269. Doi: <https://doi.org/10.1007/s00704-013-0836-x>
- Räsänen, J., & Eklund, J. (2012). 21st century changes in snow climate in Northern Europe: a high-resolution view from ENSEMBLES regional climate models. *Climate Dynamics*, 38(11), 2575-2591. Doi: <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1076-3>
- Steger, C., Kotlarski, S., Jonas, T., & Schär, C. (2013). Alpine snow cover in a changing climate: a regional climate model perspective. *Climate dynamics*, 41(3), 735-754. Doi: <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1545-3>
- White, R. H., & Toumi, R. (2013). The limitations of bias correcting regional climate model inputs. *Geophysical Research Letters*, 40(12), 2907-2912. Doi: <https://doi.org/10.1002/grl.50612>
- Wilby, R. L., & Wigley, T. M. L. (2000). Precipitation predictors for downscaling: observed and general circulation model relationships. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 20(6), 641-661. Doi: [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(200005\)20:6<641::AID-JOC501>3.0.CO;2-1](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(200005)20:6<641::AID-JOC501>3.0.CO;2-1)
- Zorita, E., & Von Storch, H. (1999). The analog method as a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods. *Journal of climate*, 12(8), 2474-2489.