



**Universitat de les
Illes Balears**

Facultat de Filosofia i Lletres

Memòria del Treball de Fi de Grau

Influencia de las variables climáticas sobre la cobertura nival en sistemas montañosos del sur de Europa.

Tomàs Cardona Sastre

Grau de Geografia

Any acadèmic 2021-22

Treball tutelat per Dr. Enrique Morán Tejada
Departament de Geografia

S'autoritza la Universitat a incloure aquest treball en el Repositori Institucional per a la seva consulta en accés obert i difusió en línia, amb finalitats exclusivament acadèmiques i d'investigació	Autor		Tutor	
	Sí	No	Sí	No
	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

Paraules clau del treball:

Cobertura Nival, Temperatura, Precipitación, Acumulación, Fusión

RESUMEN:

La cobertura nival, es uno de los principales factores de desarrollo y mantenimiento tanto de los sistemas ecológicos, como socioeconómicos de las regiones montañosas. Hecho del cual deriva la creciente preocupación por la respuesta de las masas de nieve a los procesos de aumento de temperaturas y reducción de la precipitación derivados del cambio climático, en especial en las regiones templadas.

En el presente estudio, mediante el análisis de las relaciones entre la masa nival, las temperaturas y las precipitaciones; a diferentes escalas temporales y espaciales, se ha definido el patrón de variación en la influencia de las temperaturas y precipitación sobre las masas de nieve en las regiones montañosas sud europeas (Pirineos y Alpes Franceses), concluyendo en que ambas interacciones corresponden a un proceso de reducción en los procesos acumulativos y un adelanto en los procesos de fusión primaveral de nieve.

No obstante, dichos procesos presentar diferencias notables tanto entre macizos (resultado de la acción diferenciada de los patrones de teleconexión, como a diferencias en el régimen climático derivado de la continentalidad de los macizos); como en la dimensión altitudinal, siendo más notables dichos procesos en las altitudes medias (1800-2400 m.), pero presentando también un elevado componente latitudinal.

ABSTRACT:

Snow cover is one of the main factors for the development and maintenance of both ecological and socio-economic systems in mountain regions. Fact of which derives the growing concern for the response of snow masses to the processes of increasing temperatures and reducing precipitation derived from climate change, especially in temperate regions.

In the present study, by analyzing the relationships between snow mass, temperatures and rainfall; at different temporal and spatial scales, the pattern of variation in the influence of temperatures and precipitation on snow masses in the southern European mountain regions (Pyrenees and French Alps) has been defined, concluding that both interactions correspond to a process of reduction in cumulative processes and an advance in the processes of spring snow melting.

However, these processes present notable differences both between massifs (result of the differentiated action of teleconnection patterns, and differences in the climatic regime derived from the continentality of the massifs); as in the altitudinal dimension, these processes being more notable at the average altitudes (1800-2400 m.), but also presenting a strong latitudinal component.

1.	INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	5
1.1.	Introducción.....	5
1.2.	Cambio Climático.....	6
2.	JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO.....	8
3.	OBJETIVOS.....	9
4.	ÁREA DE ESTUDIO.....	9
5.	MATERIALES Y MÉTODOS	16
5.1.	Modelo S2M de reanálisis meteorológico y de cobertura nival.....	16
5.2.	Snow Water Equivalent.....	17
5.3.	Delimitación espacio-temporal del estudio.....	18
5.3.1.	Delimitación Espacial.....	18
5.3.2.	Delimitación Temporal.....	20
5.4.	Análisis Estadístico.....	21
5.4.1.	Cálculo de Correlaciones.....	21
5.4.2.	Cálculo de Tendencias.....	22
6.	RESULTADOS.....	23
6.1.	Análisis de Tendencias.....	23
6.1.1.	Temperatura y Precipitación.....	24
6.1.2.	SWE Máximo	25
6.1.2.	Día del SWE máximo.....	26
6.2.	Análisis de Correlaciones.....	28
6.2.1.	Correlaciones Noviembre-Enero	28
6.2.2.	Correlaciones Noviembre-Abril.....	30
7.	DISCUSIÓN.....	32
7.1.	Procesos acumulativos.....	32
7.2.	Adelanto de la fusión nival	35
8.	CONCLUSIONES.....	36
9.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	37

ÍNDICE DE FIGURAS:

Figura 1: Localización y climograma de los macizos del Gállego y Andorra.....11

Figura 2: Localización y climograma de los macizos de Oisans y Mont-Blanc.....13

Figura 3: Nivograph de SWE mediano (1970-2020) diario a altitudes de 1500 metros (parte inferior) y 3000 metros (parte superior); para los macizos de Oisans (azul-parte derecha), del Mont-Blanc (naranja parte derecha), de Andorra (azul parte izquierda) y del Gállego.....15

Figura 4: Tendencias de temperatura media (naranja), precipitación (azul) y SWE máximo (gris) entre día 1 de Enero y el día de SWE_{max} en el período 1970-2020. Para los macizos de Andorra (izquierda superior), del Gállego (izquierda inferior), del Mont-Blanc (derecha superior) y de Oisans (izquierda inferior). A altitudes de 1500m-1800m-2100m.-2700m.-3000m; resaltando los valores estadísticamente significativos (punteado negro) 24

Figura 5: Tendencias en el día en el que se recoge el SWE máximo para el período 1970-2020 Para los macizos de Andorra, del Gállego, del Mont-Blanc y de Oisans. A altitudes de 1500m-1800m-2100m.-2700m.-3000m; destacando los valores estadísticamente significativos (punteado negro)..... 28

Figura 6: Valores de R de Pearson entre temperatura y SWE (rojo) y precipitación y SWE (azul), para los macizos de Andorra (izquierda superior), del Gállego (izquierda inferior), del Mont-Blanc (derecha superior) y de Oisans (izquierda inferior). A altitudes de 1500m-1800m-2100m.-2700m-3000m; en la estación invernal (1 noviembre – 31 enero) para los períodos 1970-1987, 1987-2004 y 2004-2020 (gradiente de color). El sombreado gris indica la zona de no significación estadística (p-valor > 0,05) 29

Figura 7: Valores de R de Pearson entre temperatura y SWE (rojo) y precipitación y SWE (azul), para los macizos de Andorra (izquierda superior), del Gállego (izquierda inferior), del Mont-Blanc (derecha superior) y de Oisans (izquierda inferior). A altitudes de 1500m-1800m-2100m.-2700m-3000m; durante los meses de temporada nival e inicio de la primavera (1 noviembre – 30 abril) para los períodos 1970-1987, 1987-2004 y 2004-2020 (gradiente de color). El sombreado gris indica la zona de no significación estadística (p-valor > 0,05).....31

1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

1.1. *Introducción*

El estado y evolución del manto nival en las regiones montañosas de latitudes templadas supone uno de los grandes campos de estudio en lo que refiere a posibles efectos derivados del cambio climático. Esta importancia se debe a la influencia que dichas masas nivales ejercen sobre los procesos tanto ecológicos como socioeconómicos y territoriales; y al alto grado de respuesta que el manto de nieve presenta ante cambios en las condiciones climáticas. (IPCC, 2014; López-Moreno et al., 2013)

Desde el punto de vista ambiental, la presencia estacional de mantos de nieve importantes, así como la escorrentía generada durante su fusión, es uno de los grandes agentes hidrológicos y geomorfológicos de las zonas montañosas. Y en su vertiente ecológica, entre otros muchos condicionantes, la nieve supone uno de los principales elementos de protección para la flora frente a las bajas temperaturas de la estación fría; así como durante la estación cálida, se convierte en la principal aportación de agua para todo el conjunto ecosistémico_ (Labrousse et al., 2021; Esteban et al., 2014).

Dicha fuente de recursos hídricos, no es solo aprovechada en los sistemas naturales, sino que la escorrentía generada por la fusión de la nieve durante la primavera y verano, es uno de los principales aportes hídricos para los territorios aguas abajo, donde se suelen concentrar las poblaciones y actividades humanas que mayor consumo de agua ejercen. En el caso centroeuropeo, por ejemplo, la fusión del manto nival de los Alpes es responsable de buena parte de los caudales base de ríos como el Ródano o el Rin, siendo clave para el desarrollo de las grandes áreas urbanas situadas en la llanura francesa, Alemania o el norte de Italia. Por otro lado, en el caso de la Península Ibérica, la fusión de nieve situada en la vertiente sur de los Pirineos, compone el mayor aporte hídrico para la cuenca del río Ebro, en la cual se desarrolla uno de los mayores ejes urbanos regionales del contexto español. (Esteban et al, 2014; Scherrer & Appenzeller, 2006; Beniston, 2012)

En términos económicos, cabe destacar que en las regiones de montaña se ha producido una importante tercerización de la actividad económica, altamente

focalizada en las actividades turísticas de invierno y en especial del turismo de esquí (Terzago, Cassardo, Cremonini, & Fratianni, 2010); de modo que la variabilidad en la presencia en espacio y tiempo del manto de nieve se ha convertido en uno de los principales condicionantes económicos de gran parte de los municipios y asentamientos montañosos. Del mismo modo, otro importante aprovechamiento económico derivado de la fusión nival radica en la producción hidroeléctrica, que desde hace décadas supone uno de los grandes impulsores económicos de prácticamente la totalidad de las regiones de montaña europeas (Buisan, Saz, & López-Moreno, 2015; Beniston, 2012).

Cabe introducir, por último, que otro de los factores a analizar al hablar de masas de nieve, es el riesgo derivado de las nevadas intensas, la acumulación excesiva e inestable de nieve en determinadas zonas de montaña, la rápida fusión de la nieve acumulada o fenómenos de lluvia sobre nieve (Morán-Tejeda et al., 2016) . Materializándose estos procesos en fenómenos como avalanchas, inundaciones o deslizamientos de tierra inducidos por deshielo (Beniston, 2006).

1.2. Cambio Climático

El manto nivoso, dadas las características físicas y climatológicas necesarias para su génesis y mantenimiento en el tiempo, es especialmente susceptible a las variaciones en los regímenes de temperatura y precipitación; por tanto, en un contexto de cambio climático, entendido como un calentamiento sostenido de las temperaturas globales durante el último siglo, la cobertura nivosa representa uno de los grandes indicadores de los procesos de cambio climático derivado de las actividades antrópicas.

Así pues, des de la década de los 90 especialmente, diversos estudios, recogidos por Beniston et al. (2018), se han focalizado en la pérdida de masa de la denominada crioesfera (entendida como el conjunto de agua en estado sólido del planeta, ya sea en forma de nieve o hielo), causada principalmente por el aumento generalizado de las temperaturas a nivel global, así como por la variabilidad creciente en los procesos de precipitación.

En relación al manto nivoso, se ha identificado un progresivo descenso en la cantidad de nieve acumulada durante la estación primaveral en las regiones montañosas del Hemisferio Norte, en términos concretos, se ha observado como desde mediados del siglo XX, la tendencia a la disminución de las capas de nieve de las regiones templadas se ha materializado en tasas de descenso de 2,4% por década para el período de marzo a mayo, y en tasas superiores al 11% por década para el período de mayo a junio (IPCC, 2014; Beniston et al., 2018).

Respecto a las regiones montañosas objeto de este estudio, para el sistema montañoso de los Pirineos en conjunto, el aumento de las temperaturas desde los años 60, se ha materializado a un ritmo de aumento de las temperaturas medias del orden de 0,2 °C por década, siendo de mayor importancia durante las estaciones primaverales y estivales (0,4 °C por década). Del mismo modo, destaca el aumento en frecuencia y magnitud de las anomalías térmicas de carácter positivo, especialmente para las estaciones anteriormente mencionadas. (Moreno, et al., 2021; López-Moreno & Vicente-Serrano, 2007)

Del mismo modo, la disminución de en el régimen de precipitación se observa igualmente en los Pirineos en una tasa de descenso cercana al 2,5% por década a lo largo de la segunda mitad del siglo XX, tanto en el volumen total, como en el número de días de precipitación, siendo más frecuentes tanto rachas secas, como precipitaciones extremas: en el sector central se comprueba que la disminución es mayor en primavera y verano; en otoño son escasos los observatorios que muestran tendencias significativas, y en invierno se constata un evidente descenso, aunque con marcados contrastes espaciales (Vicente Serrano et al., 2007; Moreno, et al., 2021).

Para la región de los Alpes Franceses, el aumento de las temperaturas ha sido claramente observado, siendo de mayor notabilidad el aumento de las temperaturas mínimas sostenido desde la década de los años 60 en una tasa de aumento superior 0,5 °C por década, siendo especialmente significativo para las estaciones primaverales y estivales. Del mismo modo, destaca el aumento en frecuencia y magnitud de las anomalías térmicas, las cuales se manifiestan de forma significativamente más intensa que la mediana mundial, en especial desde la década de 1980. (Beniston, 2012)

Por el contrario, a diferencia del caso pirenaico, la posición central de los Alpes en el continente europeo genera que el sistema montañoso sea afectado por una gran variedad de patrones climáticos originados tanto por la influencia de climas marítimos (tanto Atlántico como Mediterráneo), las masas y flujos provenientes del Báltico, y los procesos y centros de acción atmosférica originados en el centro de Europa derivados del factor de continentalidad. Por ende, la variabilidad en la acción de estos procesos a lo largo de la cordillera, no permite establecer tendencias significativas en los regímenes de precipitación para la totalidad del sistema alpino. Diferenciándose diferentes tendencias en los regímenes de precipitación en las diferentes regiones de los Alpes, principalmente condicionados por el patrón climático y/o de teleconexión dominante en cada uno de ellos (Beniston, 2012; Marty et al., 2017).

2. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

El conjunto de interacciones ambientales y socioeconómicas en las que el manto nival juega un papel clave, junto a la creciente evidencia y preocupación por el cambio climático y el aumento generalizado de las temperaturas hace que sean continuas y necesarias las aportaciones por parte de la comunidad científica, haciendo hincapié en los procesos de descenso en la cantidad de nieve acumulada, el adelanto en los procesos de fusión primaveral y, por ende, el acortamiento de la presencia de cubierta nival en el tiempo. Analizando el efecto de dichos fenómenos en todas las vertientes socio-territoriales mencionadas anteriormente (Spandre, et al., 2019; Terzago, Cassardo, Cremonini, & Fratianni, 2010; Beniston, 2006).

Por otro lado, la gran importancia de las condiciones climáticas locales en las regiones de montaña, derivada principalmente del condicionante orográfico, así como de factores de localización geográfica, hace imprecisa la generalización de tendencias o variaciones de los factores climáticos o nivales a gran escala en respuesta a posibles cambios climáticos. Por ello, se encuentra necesaria y oportuna la realización de un estudio en relación a las respuestas del manto nival a las principales variables climáticas desde un enfoque a pequeña escala, teniendo en consideración los factores diferenciales de los macizos montañosos tanto según su localización como por los procesos derivados del gradiente altitudinal.

En conjunto, la metodología y objeto del presente estudio pretende tomar en consideración tres de los principales aspectos influyentes en las condiciones climáticas de los macizos montañosos planteados por Beniston (2006): la latitud, la continentalidad y la elevación; sin perjuicio del reconocimiento en importancia de otro factor, la topografía concreta de cada espacio montañoso, no analizada en este estudio. De forma que sea posible analizar las diferencias en las dinámicas de acumulación de cubierta nival e interacción entre esta y las variables climáticas atendiendo a dichos factores diferenciales.

3. OBJETIVOS

El principal objetivo del presente estudio es analizar la interacción entre los dos principales factores climáticos (precipitación y temperatura) y el desarrollo de las masas nivales, en las altitudes medias de las regiones de montaña del sud de Europa, poniendo énfasis en la identificación de variaciones en dichas interacciones durante las últimas décadas, y la posibilidad de que sean derivadas de los procesos de cambio climático.

Del mismo modo, como objetivos secundarios, se pretende: la identificación de procesos diferenciados tanto en relación al gradiente altitudinal, como dependiendo del ámbito geográfico (principalmente latitud y continentalidad) de los diferentes macizos analizados, a través de los cuales se pueda poner en importancia la gran significación de los patrones y fenómenos climáticos mesoescalares e incluso a escala local en el desarrollo del clima y las masas de nieve en las regiones montañosas.

4. ÁREA DE ESTUDIO

El estudio comprende el ámbito territorial de cuatro macizos montañosos situados en dos de los principales sistemas montañosos del sur de Europa, analizándose dos macizos ubicados en los Pirineos y otros dos correspondientes a los Alpes Franceses.¹

¹ Véanse apartados 5.1 y 5.3 donde se expone la justificación en la elección de los macizos analizados en el apartado metodológico, de acuerdo con el objetivo del presente estudio y la disponibilidad de datos.

Para el sistema pirenaico, ubicado en el sector noreste de la Península Ibérica, se han seleccionado los macizos de la cuenca del Gállego y de Andorra.

El macizo del Gállego (42°45'14"N, 0°17'24"W), se ubica en la parte central de la vertiente sur de la cordillera, dentro del ámbito del Pirineo Aragonés. En términos altitudinales, dicho macizo recoge sus máximas altitudes alrededor de los 3000 metros de altitud, correspondiendo su máxima cota altitudinal al Pico Balaitús (3145 metros), ubicado al norte del macizo, estableciendo ya la frontera con el ámbito administrativo francés.

En términos climáticos, según los datos recogidos en la estación de esquí de Formigal (1607 m.) (Climate-Data Organization, 2022), el macizo del Gállego presenta unos valores de precipitación acumulada anual del orden de unos 1100 mm, con máximos relativos durante la primavera y el otoño; y mínimos estivales (42 mm. en el mes de Julio). Junto a un régimen térmico de relativa suavidad, con mínimos invernales cercanos a los 0 °C y máximas durante el agosto en torno a los 15 °C.

Con el patrón climático mencionado (Figura 1), los valores promedios recogidos para el macizo y el patrón estacional observado (Peel, et al., 2007), presentan comportamientos equiparables a la delimitación climática Mediterránea de veranos frescos (*Csb*), interpretándose que dichos valores serán suavizados (para las temperaturas), y ampliados (para las precipitaciones) debido a la altitud en la cual se encuentra la estación.

Con el patrón climático mencionado, los valores promedios recogidos para el macizo y su patrón climático estacional observado (Peel, et al., 2007), presentan comportamientos equiparables a la delimitación climática Mediterránea de veranos frescos (*Csb*), a pesar de presentar valores de precipitación estival superiores al límite inferior marcado en la clasificación, interpretándose que dichos valores serán suavizados (para las temperaturas), y ampliados (para las precipitaciones) debido a la altitud en la cual se encuentra la estación.

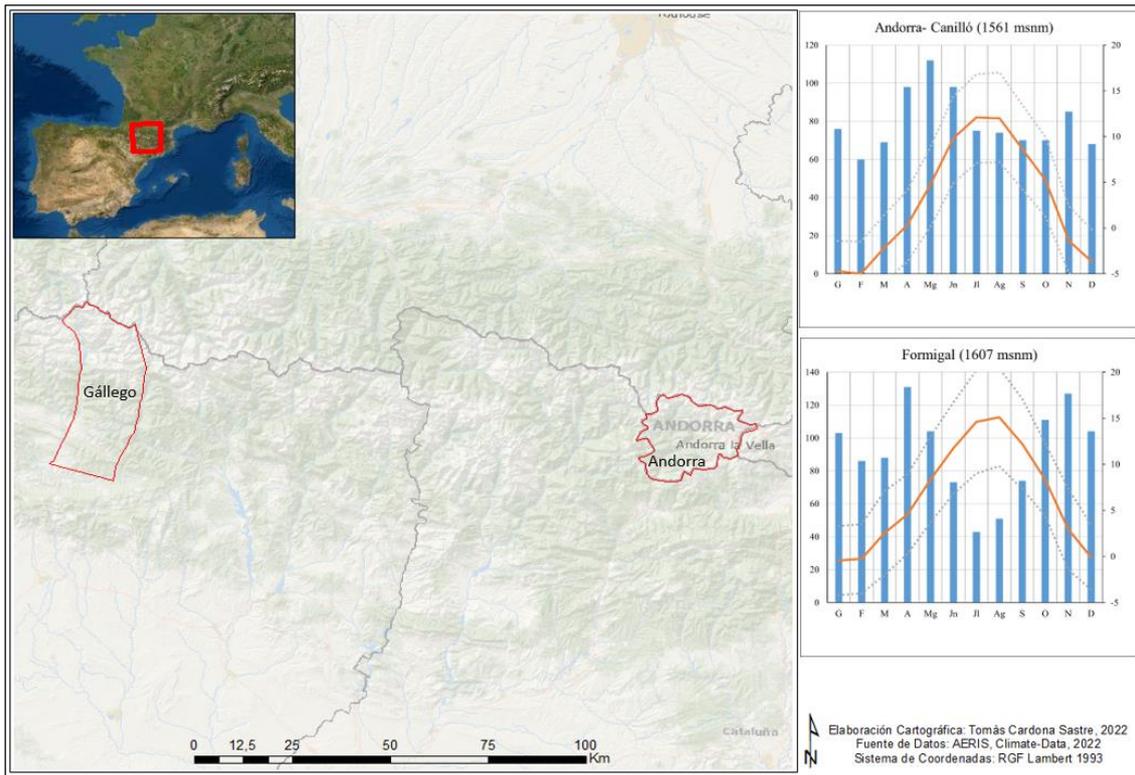


Figura 1: Localización y climograma de los macizos del Gállego y Andorra

El macizo de Andorra ($42^{\circ}32'43''N$, $1^{\circ}34'01''E$), por otro lado, se encuentra situado en la parte este de cordillera pirenaica, comprendiendo todo el ámbito territorial del Principado de Andorra en una posición relativa centralidad dentro del conjunto montañoso, la cual cosa le atribuye cierto grado de aislamiento respecto a la influencia de los procesos externos a la cordillera.

En el aspecto altitudinal, el límite altitudinal andorrano lo marca el Pic de Comapedrosa (2942 metros), siendo este el de mayor altitud del macizo, no obstante, cabe destacar que buena parte de los entornos de cima más importantes del macizo se encuentran comprendidos en altitudes entre 2600 y 2900 metros de altitud.

Las características climáticas del macizo de Andorra, extraídas según los datos de la estación situada en Canillo, presentan un régimen de precipitaciones relativamente constante, con máximos durante la época primaveral (111 mm. de promedio en el mes de mayo). Por otro lado, las temperaturas medias mensuales presentan valores mínimos entorno a los $-5^{\circ}C$, durante los meses de invierno, mientras que los valores

máximos se recogen durante la estación estival en torno a los 11 °C. (Climate-Data Organization, 2022)

De este modo, junto al patrón de precipitaciones observado, se puede entender que el macizo de Andorra se incluye en la delimitación climática oceánica (*Cfb*) y que, a pesar de la proximidad respecto al Mediterráneo, el relativo grado de aislamiento generado por su posición en el sistema montañoso impide la afección de patrones climáticos mediterráneos.

El otro contexto territorial analizado (Figura 2) incluye dos macizos montañosos situados en la región montañosa de los Alpes Franceses, el macizo de Oisans y el macizo del Mont-Blanc.

El macizo de Oisans (44°55'37.5"N 6°05'38.2"E), situado al sur de los Alpes Franceses, cercano al límite administrativo con el territorio italiano, se engloba en el ámbito concreto del *Macizo des Ecrins*, alcanzando unas altitudes superiores cercanas a los 4000 metros en los entornos de cumbres, siendo su cima de mayor altitud la *Barre des Ecrins* (4102 m.).

En términos climáticos (en consideración a los datos de la estación meteorológica de Le Deux Alps, a 1650 metros de altitud), las temperaturas medias en el macizo oscilan entre unas temperaturas mínimas en torno a los -2 °C durante los meses invernales, i unas máximas estivales que se sitúan en los 15° C. En relación a las precipitaciones en el macizo, cercanas a 1120 mm anuales, de las cuales el mínimo en estival (45 mm. de promedio en el mes de agosto), contrasta con los elevados valores de precipitación que se recogen durante el resto del año. Destacando el máximo invernal que durante el mes de diciembre se traduce en valores promedios de precipitación del orden de 138 mm. (Climate-Data Organization, 2022)

Cabría decir que el macizo de Oisans correspondería a la tipología climática mediterránea de veranos frescos (*Csb* de Köppen). Donde la influencia marítima regula tanto la suavidad en las temperaturas estivales, como la disminución en las precipitaciones durante los meses de mayor calidez (Peel, Finlayson, & McMahon, 2007).

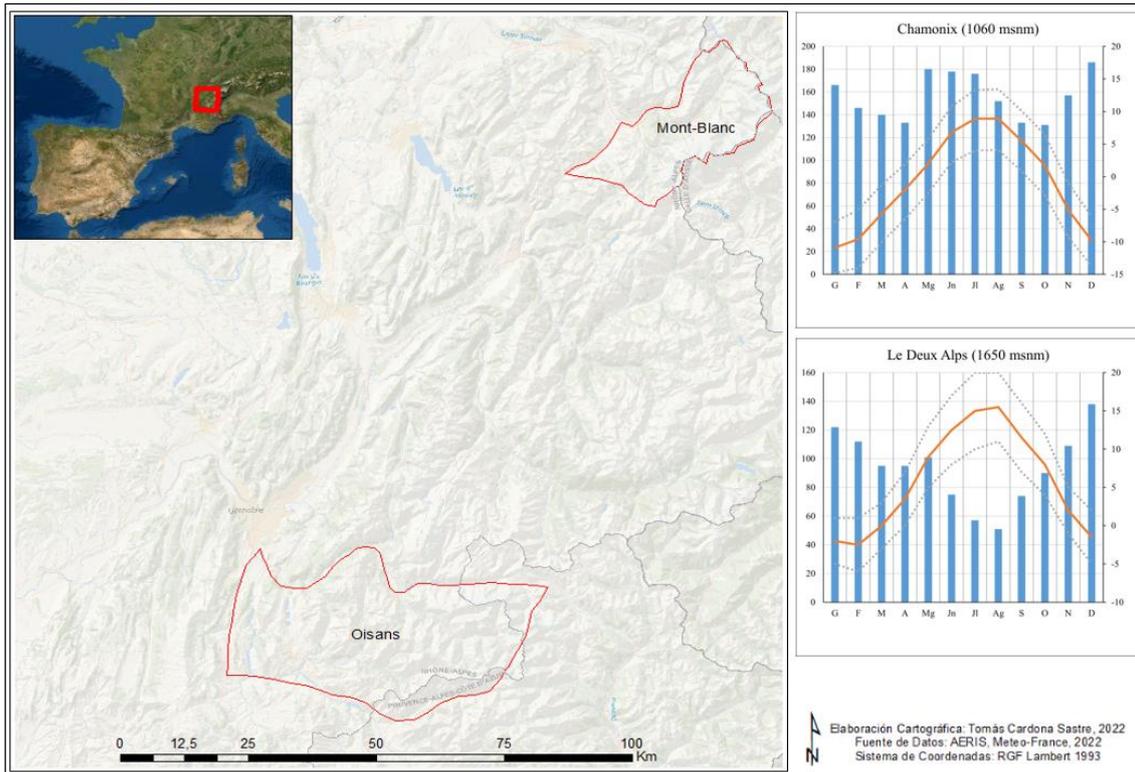


Figura 2: Localización y climograma de los macizos de Oisans y Mont-Blanc

El otro macizo alpino analizado, es el macizo del Mont-Blanc ($45^{\circ}50'57.8''N$ $6^{\circ}50'07.4''E$), situado al norte de los Alpes Franceses y del cual destaca la presencia de los mayores relieves de todo el sistema alpino, situándose los entornos de cumbre en altitudes superiores a los 4400 metros de altitud, y destacando la cima del Mont-Blanc (4808 m.) como cima de mayor altitud de los Alpes.

En relación a las características climáticas (Climate-Data Organization, 2022), según los datos de la estación meteorológica de Chamonix (1060 metros de altitud), el régimen de temperaturas es notablemente más frío que en los tres macizos analizados anteriormente, estableciéndose el mínimo invernal en valores cercanos a los $-10^{\circ}C$, y por el contrario, los valores máximos de temperatura media durante los meses de julio y agosto en valores no superiores a los $10^{\circ}C$.

El régimen de precipitaciones es elevado y constante a lo largo del año, recogándose valores promedios de acumulación anual de 1880 mm., destacando la presencia de dos máximos en las estaciones de primavera e invierno, con valores máximos de precipitación en torno a los 180 mm en ambas.

Por tanto, se podría considerar que el clima del macizo del Mont-Blanc (Peel, Finlayson, & McMahon, 2007), se encontraría en un espacio de influencia del clima Oceánico Atlántico (*Cfb*) pero en el cual el régimen térmico se ve influido por los patrones derivados de la continentalidad, justificando así la amplitud térmica observada.

La distribución temporal de la masa nival en los macizos analizados, así como su distribución presenta importantes diferencias entre macizos, así como en la dimensión altitudinal (Figura 3).

En el caso de los macizos alpinos, a una altitud de 1500 metros, se observa como la temporada nival se inicia durante la segunda mitad del mes de noviembre (día 110 del año nivológico), estableciéndose el momento de máxima acumulación en torno al día 210 (correspondiente al mes de marzo). No obstante, la diferencia en la cantidad de nieve acumulada entre el macizo de Oisans, para el cual se recogen valores máximos cercanos a 200 mm de SWE² a 1500 metros de altitud, y el macizo del Mont-Blanc, donde el SWE máximo supera los 500 mm.; genera que las dinámicas de fusión sean significativamente más rápidas en el primer macizo, acortando así su temporada nival en comparación con la del macizo del Mont-Blanc (20 días más larga).

En altitud, se observa un aumento de la temporada nival (tanto en cantidad de acumulación, como en persistencia). El hecho más destacable, es el desplazamiento del período de máxima acumulación en la cota altitudinal de 3000 metros, recogiendo los máximos valores de SWE en ambos macizos alrededor del día 300 del año nivológico, es decir, entorno al mes de mayo. Es destacable, también como en el caso del Mont-Blanc, la notable acumulación nival a cotas superiores (SWE máximo de 2300 mm.), produce que el período de fusión sea significativamente lento, de modo que la cobertura nival es presente en prácticamente todo el año nivológico, recogiendo valores nulos de SWE tan solo durante el mes de septiembre.

² SWE: Snow Water Equivalent o Cantidad equivalente de agua en la nieve (Véase apartado 5.2)

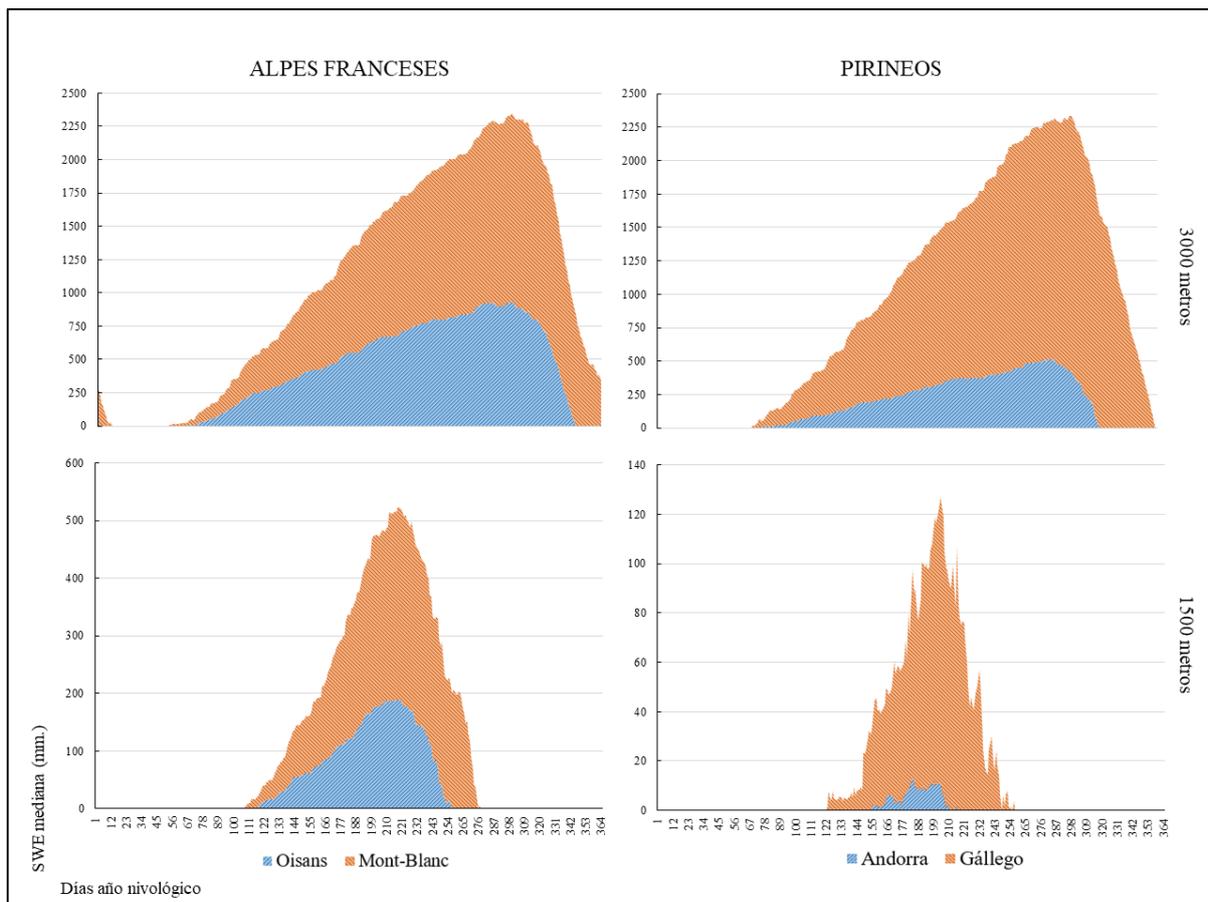


Figura 3: Nivograph de SWE mediano (1970-2020) diario a altitudes de 1500 metros (parte inferior) y 3000 metros (parte superior); para los macizos de Oisans (azul-parte derecha), del Mont-Blanc (naranja parte derecha), de Andorra (azul parte izquierda) y del Gállego

Para los dos macizos de los Pirineos, si bien el momento de inicio en la acumulación presenta una distribución similar a la expuesta para los macizos alpinos, destaca la elevada irregularidad en la cobertura nival en la cota de 1500 metros, reflejados por una gran oscilación entre los máximos y mínimos relativos en los valores de SWE diarios.

Del mismo modo, destacar como la magnitud en términos de cantidad de dicha cobertura nival es significativamente inferior para el caso del Gállego (donde el SWE máximo a 1500 metros se sitúa en torno a 123 mm.); y prácticamente residual para el macizo de Andorra, (con valores de máxima acumulación en cotas bajas de 11 mm.), lo que se traduce en un notable acortamiento de la temporada nival a dicha altitud; que en el caso del Gállego comprenderá los meses de diciembre a finales de abril, y en el caso del macizo andorrano se situará entre los meses de enero a marzo.

En altitud (3000 metros), se observa como la distribución se asemeja en mayor medida a la situación en los macizos alpinos, no obstante, con valores medianos de acumulación máxima (en el mes de mayo) de 2284 mm. para el macizo del Gállego, y de 500 mm para el caso andorrano. No obstante, destacar como se sigue presentado una distribución temporal relativamente más corta para los macizos pirenaicos, en especial para el macizo de Andorra, donde la temporada nival en la cota de 3000 metros finaliza durante el mes de abril.

5. MATERIALES Y MÉTODOS

5.1. Modelo S2M de reanálisis meteorológico y de cobertura nival

La complicada topografía y condiciones climáticas de las regiones montañosas, hacen dificultosa la tarea de monitorización mediante estaciones de observación de las condiciones climáticas y del manto de nieve en una resolución temporal y espacial suficiente para la realización del presente estudio. Por tanto, ha sido necesaria la utilización para este estudio de un modelo numérico que permita suplir la limitación de datos por parte de las estaciones de observación (Vernay, et al., 2022; Alonso-González, et al., 2020).

En este contexto, se ha optado por utilizar los productos derivados del modelo S2M (SAFRAN_SURFEX/ISBA-Crocus-MEPRA), proporcionado por Météo-France- CNRS, CNRM y el Centre d'Études de la Neige; y publicadas como datos de acceso abierto por AERIS. (AERIS, 2021)

El modelo S2M “de reanálisis meteorológico y de la cubierta nival” (Vernay, et al., 2022; AERIS, 2021), trata de ser una síntesis de diversos modelos numéricos en relación a meteorología y otros aspectos físicos de las regiones de montaña, con el objetivo de proporcionar los datos suficientes para la representación de las variables que influyen en la variabilidad espacio-temporal de las condiciones meteorológicas y climáticas de las regiones de montaña correspondientes a los Alpes Franceses, los Pirineos y Córcega.

Las principales ventajas que presenta el modelo son:

- La obtención de datos a partir de la combinación entre diversos modelos numéricos (ERA-40, ARPEGE, SAFRAN, SURFEX/ISBA...) y datos obtenidos de las estaciones de observación situadas en las regiones montañosas.
- Una amplia serie temporal de datos diarios que abarca des de 1958 a 2021, de manera que permite realizar estudios de carácter climático, así como realizar análisis en ámbitos temporales más concretos (por ejemplo, variaciones estacionales).
- Una escala espacial dividida en macizos montañosos, así como la posibilidad de obtener datos en función de aspectos locales como pendiente, orientación y elevación, en rangos altitudinales de 300 entre sí.
- Datos referentes a variables tanto meteorológicas, en relación a la cubierta nival, la capa de suelo superficial y los riesgos asociados a las regiones de montaña (principalmente aludes e inundaciones)

Con todo ello, el modelo S2M (AERIS, 2021) permite la obtención de los datos necesarios cubierta nival (cantidad de agua en el manto de nieve o Snow Water Equivalent), temperatura y precipitación; para los cuatro macizos montañosos analizados, las diferentes altitudes comprendidas en el rango de media montaña, y un período de tiempo suficiente para la posible observación de patrones correspondientes a variaciones en el clima.

Debe ser mencionada, que la extracción de datos se ha realizado obviando los criterios relativos a orientación y pendiente, siendo estas variables susceptibles de ser introducidas en el estudio en una posible ampliación futura del mismo, en la cual se incluyan los factores topográficos concretos.

5.2. Snow Water Equivalent

Respecto a las variables utilizadas, se ha optado por el estudio de las dos principales variables climáticas (temperatura y precipitación), mientras que la presencia y cantidad de cubierta nival se ha evaluado mediante el valor de *Snow Water Equivalent* (SWE).

El SWE, expresado en milímetros (mm), es entendido como la cantidad de agua a la que equivale la nieve acumulada en un metro cuadrado de superficie, que

posteriormente será liberada en forma de agua durante la fusión. Siendo una de las principales medidas usadas en estudios hidrológicos y telemétricos en relación a la capa de nieve, en especial en aquellos que incluyan el análisis de la fusión primaveral como fuente de recursos hídricos. (Sturm, Taras, & Derksen, 2010; Jonas, Marty, & Magnusson, 2009)

La principal ventaja que el uso del SWE proporciona, es su independencia respecto al tipo de nieve acumulada, y las condiciones de acumulación en las diferentes cuencas. Por tanto, así como la profundidad de nieve, puede ser variable en función del grado de compactación, tipología de nieve y topografía de la superficie donde se acumula; la cantidad de agua contenida por dicha nieve se mantendría constante a los cambios en cualquiera de las variables mencionadas. (Jonas, Marty, & Magnusson, 2009)

Cabe mencionar, que el valor de SWE corresponde a un valor de acumulación nival, es decir, no responde únicamente a las condiciones de precipitación (en forma de nieve), sino que depende incluso en mayor medida de las dinámicas de acumulación-fusión de toda la temporada nival. Por ello, el momento de mayor SWE de la temporada nivológica, se puede interpretar como punto de inflexión entre el período de acumulación a lo largo del otoño y el invierno, y el período de fusión durante la primavera. (Kumar, Wang, & Link, 2012)

5.3. Delimitación espacio-temporal del estudio

En el estudio, se toma una perspectiva de análisis a diferentes escalas tanto espaciales como temporales, de modo que se puedan tomar en consideración el mayor número de patrones de variabilidad que puedan ayudar a definir las dinámicas climáticas y, por ende, del manto nival de las regiones montañosas analizadas.

5.3.1. Delimitación Espacial

En la dimensión espacial, en primer lugar, se toman como objeto de estudio cuatro macizos montañosos, siendo estos la unidad básica del análisis. Concretamente se analizan: dos unidades montañosas de los Alpes Franceses, el macizo del Mont-Blanc (45°50'57.8"N, 6°50'07.4"E) y el macizo de Oisans (44°55'37.5"N, 6°05'38.2"E).

Mientras que, en el caso de los Pirineos, se comprenden en el estudio el macizo del Gállego ($42^{\circ}45'14''\text{N}$, $0^{\circ}17'24''\text{W}$), y el macizo de Andorra ($42^{\circ}32'43''\text{N}$, $1^{\circ}34'01''\text{E}$).

La elección de dichos macizos responde criterios de localización, principalmente, buscando en el estudio diferencias significativas de longitud y latitud entre las diferentes unidades de estudio (Beniston, 2006). De lo que se espera obtener características diferenciables en los patrones de variabilidad climática y del manto nival, concordantes con las diferencias Norte-Sur y Este-Oeste.

En segundo lugar, se toma en consideración otro criterio espacial, en este caso interno a cada macizo, que es el factor altitudinal. Este se evalúa mediante la obtención de datos correspondientes a diferentes cotas altitudinales, estableciéndose cinco cotas altitudinales entre los 1500 y los 3000 metros de altitud separadas en un rango de 300 metros entre ellas, con el objetivo de ver la interacción entre los factores climáticos y la masa de nieve, relacionada con un valor concreto respecto al gradiente altitudinal. (Vernay, et al., 2022; Le Roux, 2021; Durand, et al., 2009)

De dicho modo, se comprende como valor de altitud base la cota de los 1500 metros, justificándose en dos principales razones: en primer lugar, esta altitud se sitúa cercana a la isoterma de los 0° durante los meses invernales, que en su estado medio en las regiones templadas oscila en torno a los 1650 metros de altitud, lo que permitiría ver cambios en respuesta a un posible aumento de las temperaturas derivado del cambio climático y, por tanto, un ascenso en altitud de dicha isoterma (Morán-Tejeda, López-Moreno, & Beniston, 2013; López-Moreno & Vicente-Serrano, 2007). De la misma manera, que mediante análisis estadísticos se ha definido que la presencia de masa nival durante las estaciones de otoño y primavera en cotas inferiores a los 1500 m. presenta una irregularidad espacial y temporal demasiado elevada para poder obtener resultados significativos desde el punto de vista estadístico.

El límite superior del análisis altitudinal, se ha establecido en la cota de los 3000 metros, permitiendo la comparación entre los macizos pirenaicos y de alpinos, excluyendo de los patrones de variabilidad los procesos derivados de las grandes altitudes en las que se encuentran los entornos de cumbre de los Alpes Franceses (Vincent, et al., 2007). Que pueden suponer diferencias notables respecto a la variabilidad del manto nival en relación a las variaciones climáticas. Del mismo modo

que, atendiendo a lo mencionado anteriormente, se espera que sea en el rango altitudinal de media montaña donde se perciban variaciones más notables en las interacciones de los factores climáticos con la cobertura de nieve. (Vincent, et al., 2007; Beniston, 2012)

5.3.2. Delimitación Temporal

En la escala temporal, también se ha pretendido realizar un análisis que comprenda diferentes dimensiones y escalas temporales.

Así pues, en la dimensión interanual, se ha analizado la serie de datos comprendida entre 1970 y 2020, de modo que se cuenta con una serie temporal de 52 años nivológicos, suficiente para poder definir los resultados obtenidos como los patrones climáticos de las zonas analizadas, del mismo modo que permite la observación de procesos de cambio en las variables climáticas y del manto nival, derivados del calentamiento global y/u otros factores incluidos en el proceso de cambio global producido por la acción antrópica, observables en mayor medida a partir de la década de 1980. (IPCC, 2014; Durand, et al., 2009)

Destacar que los años nivológicos tomados como escala temporal de estudio, a diferencia del año natural, tienen su inicio el día primero de agosto, momento en el cual se considera finalizado todo el proceso de acumulación nival otoñal e invernal, y posterior fusión nival primaveral. Finalizando la temporada nival por completo y restando solo las masas nivales de tipología perenne en las montañas (Vernay, et al., 2022).

Por otro lado, se ha pretendido realizar un análisis de las dinámicas anuales en la interacción entre variables climáticas y masa de nieve en las montañas, centrada en el período de acumulación de nieve, que se entiende entre los meses de noviembre y abril. Diferenciado en dicho período tres momentos: dos días concretos, el 31 de enero y el 30 de abril; y el momento de máxima acumulación nival (SWE máximo). De modo que permita evaluar la relación entre los principales factores climáticos y su efecto en la acumulación de nieve en situación invernal, durante la primavera y finalmente en el momento de máxima acumulación anual, que se entenderá como punto de inflexión en la dinámica acumulación-fusión. (Buisan, Saz, & López-Moreno, 2015; Jonas, Marty, & Magnusson, 2009)

5.4. Análisis Estadístico

5.4.1. Cálculo de Correlaciones

Atendiendo al objeto del presente estudio, se debe estudiar la interacción entre las dos grandes variables climáticas (temperatura y precipitación) y el manto nival. Para ello se realiza el cálculo de correlaciones entre las variables climáticas y el SWE, de modo que permita aproximar cual es el factor de mayor importancia en el desarrollo de la masa nival en las regiones montañosas, así como la posible variabilidad de dicha importancia a lo largo de la serie.

Por ello, se ha optado por el cálculo de correlaciones mediante el método de Pearson, que permite la obtención del coeficiente de dependencia lineal (*R de Pearson*) entre dos variables cuantitativas, en un rango entre 0 y 1 (en correlaciones positivas) y entre -1 y 0 (en correlaciones negativas) (Benesty, Chen, Huang, & Cohen, 2009; Nian Shong & Chok, 2008). Del mismo modo que se ha obtenido dicho valor atendiendo a las diferentes delimitaciones temporales definidas para el estudio, así como también para las 5 cotas altitudinales tomadas como referencia.

Por tanto, en referencia a la serie larga de datos 1970-2020, ha sido dividida en tres periodos de 17 años que comprenden 1970-1987; 1988-2004; 2005-2020. Y dentro de los mismos, se ha obtenido la correlación para los tres cortes establecidos dentro de cada una de las temporadas nivales. En conclusión, para cada uno de los períodos se ha obtenido:

- Correlación entre la temperatura media entre noviembre y día 31 de enero y el SWE a día 31 de enero (*RtempENE*)
- Correlación entre la precipitación acumulada entre noviembre y el 31 de enero, y el SWE a día 31 de enero (*RpcptENE*)
- Correlación entre la temperatura media entre noviembre y día 30 de abril y el SWE a día 30 de abril (*RtempABR*)
- Correlación entre la precipitación acumulada entre noviembre y el 30 de abril, y el SWE a día 30 de abril (*RpcptABR*)

Se ha de destacar que, del mismo modo que dichas correlaciones se han obtenido en las diferentes escalas temporales y períodos, también se han obtenido de forma diferenciada para los cuatro macizos y las cinco cotas altitudinales de referencia comprendidas entre los 1500 y los 3000 metros de altitud.

En el análisis, se tendrá en cuenta el grado de significación estadística de dichos valores de correlación, asociándolos a un *p-valor* que debe ser inferior a 0,05 para poder rechazar la hipótesis nula, atendiendo al nivel de confianza del 95%. Concretamente, para la muestra comprendida en el estudio, dicho nivel de confianza se corresponde con un valor de correlación de Pearson R, en valores absolutos, igual o superior a 0,34.

5.4.2. Cálculo de Tendencias

El análisis de las tendencias se ha realizado en base al SWE máximo y las variables climáticas hasta el día de máxima acumulación, en todos los macizos analizados y en sus cinco rangos altitudinales; para todos los años de la serie 1970-2020. Tomando como períodos a considerar en el cálculo de tendencias: el SWE máximo de la temporada (*SWE_{max}*), el día del año nivológico en el cual se produce dicha acumulación máxima, la precipitación acumulada desde el inicio de la temporada de acumulación de nieve hasta el día en el cual se recoge el máximo SWE (*Pcpt. Nov-SWE_{max}*) y la temperatura media para el mismo período (*Temp. Nov-SWE_{max}*). A fin de poder observar tendencias significativas en las variables climáticas que puedan producir patrones de variación en las dinámicas del manto nival en su punto de máxima acumulación a lo largo de todo el rango de altitudes medias, tanto en cantidad de nieve como en su distribución temporal.

Para el cálculo de tendencias, se ha optado por la prueba de Mann-Kendall. A diferencia del test de correlación de Pearson, el análisis mediante el test Mann-Kendall toma en consideración los rangos de datos de toda la serie temporal, evitando así las interferencias estadísticas derivadas de posibles valores atípicos en la serie temporal. Del mismo modo que no presupone normalidad en la distribución y, por tanto, es apto para cualquier tipo de distribución de valores (Nian Shong & Chok, 2008).

No obstante, una de las debilidades planteadas para el método Mann-Kendall, es el hecho de que las tendencias resultantes se pueden ver magnificadas por la presencia de autocorrelaciones temporales intrínsecas a la serie de datos, en especial en estudios

hidrológicos (Yue, Pilon, Phinney, & Cavadias, 2002). Por tanto, previa a la realización del cálculo de tendencias, se ha eliminado el posible coeficiente de autocorrelación temporal de la serie, mediante el proceso de pre-whitening planteado por Yue y Pilon (2002); disponible como funcionalidad del paquete *zyp* del programa de cálculo estadístico R (Bronaugh & Warner, 2013).

Mediante este procedimiento, se tomará como resultado a analizar el Coeficiente τ de Kendall (TAU de Kendall), resumido como el coeficiente de asociación ordinal entre dos variables. En este caso, las variables descritas anteriormente asociadas a la variable temporal.

La utilización del TAU de Kendall como indicador de tendencia, en lugar del Thien Sen (entendida como el valor de pendiente de la recta de tendencia de cada variable por cada unidad temporal), se justifica en que el TAU de Kendall presenta un resultado adimensional e independiente respecto a la unidad y magnitud de referencia de la variable, permitiendo así una fácil comparación entre los valores de tendencia para diferentes variables en términos absolutos y evitando así la necesidad de relativización de los resultados obtenidos (McLeod, 2005; Nian Shong & Chok, 2008).

Del mismo modo, al TAU de Kendall resultante, también se le asocia un *p-valor*, entendido como el rango de confianza para la hipótesis nula. De modo, que ésta se podrá rechazar, atribuyendo significación estadística al TAU de Kendall siempre que el *p-valor* sea inferior a 0,05 (delimitando el nivel de confianza en 95%). Concretamente, para la serie analizada, dicho valor se encuentra a partir del valor absoluto de 0,20 del TAU de Kendall

6. RESULTADOS

6.1. Análisis de Tendencias

El análisis de tendencias realizado, como ya se ha mencionado anteriormente, pretende analizar las características y dinámicas en temperatura, precipitación y manto de nieve hasta el momento del SWE máximo, entendiéndose como el período de acumulación

de nieve resultante de las condiciones climáticas durante la época invernal. (Beniston, 2006; Buisan, Saz, & López-Moreno, 2015; Durand, et al., 2009)

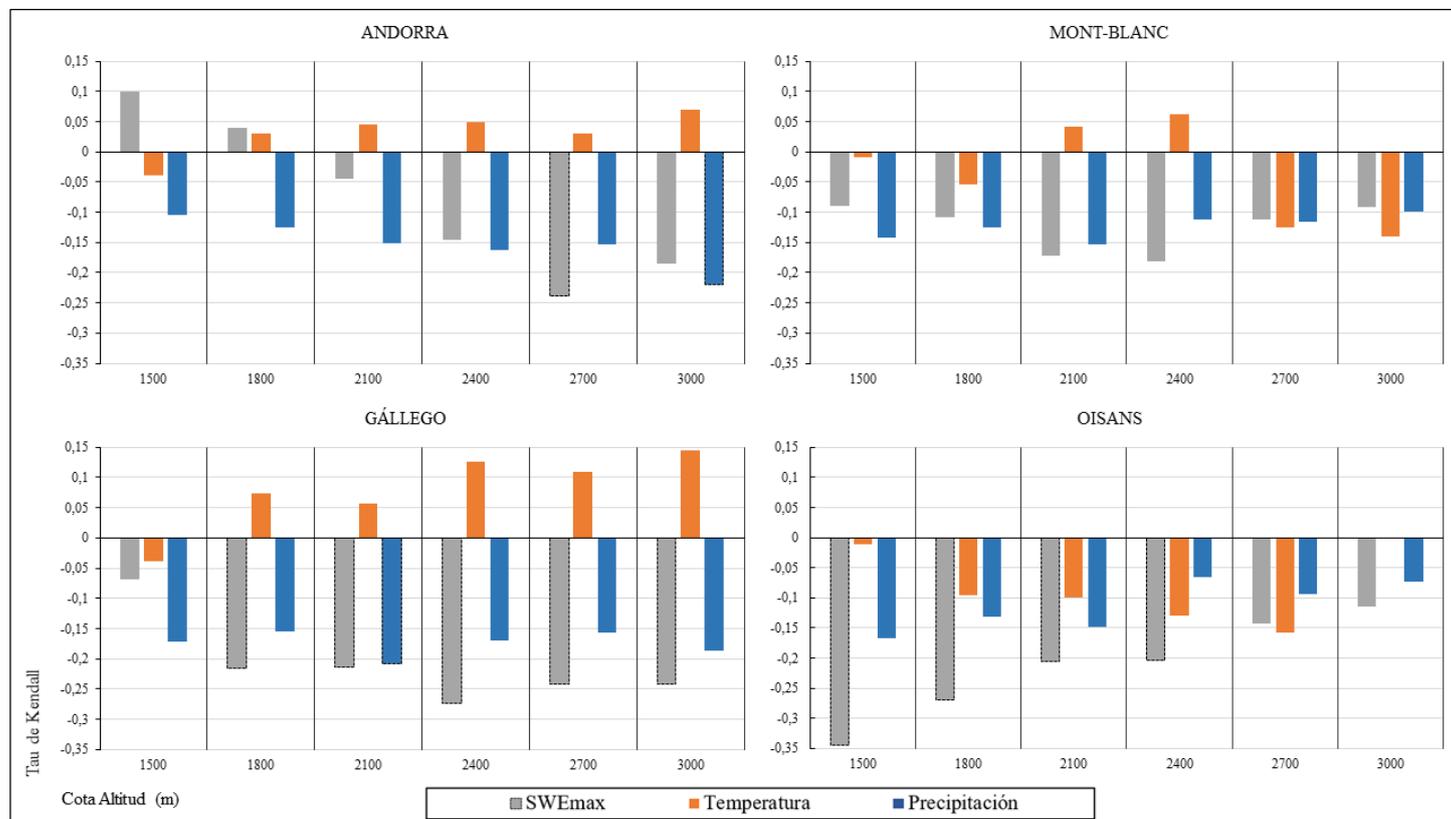


Figura 4: Tendencias de temperatura media (naranja), precipitación (azul) y SWE máximo (gris) entre día 1 de Enero y el día de SWE_{max} en el período 1970-2020. Para los macizos de Andorra (izquierda superior), del Gállego (izquierda inferior), del Mont-Blanc (derecha superior) y de Oisans (derecha inferior). A altitudes de 1500m-1800m-2100m.-2700m.-3000m; resaltando los valores estadísticamente significativos (punteado negro)

6.1.1. Temperatura y Precipitación

Las tendencias en relación a las dos variables climatológicas (Figura 4), lejos de presentar unas dinámicas homogéneas, presentan comportamientos muy alejados para los cuatro macizos analizados. Destaca en todos ellos la falta de significación estadística en la mayoría de valores de tendencia presentados en los cinco rangos altitudinales analizados, en especial en relación a las temperaturas, las cuales no muestran tendencias significativas en ninguno de los casos estudiados. Destacando simplemente el contraste entre el predominio de coeficientes de tendencia positiva en las temperaturas para los dos macizos pirenaicos; y los coeficientes negativos obtenidos para los dos macizos alpinos.

Concretamente, las precipitaciones en el macizo andorrano presentan una tendencia al descenso más notable, presentando una mayor tendencia al descenso a lo largo de

todo rango altitudinal, ubicándose el máximo valor de descenso también en la cota de los 3000 metros (-0,22 en el Tau de Kendall).

En el otro macizo pirenaico analizado, el macizo del Gállego, las dinámicas en relación a la temperatura sí que presentan una tendencia al aumento notable (sin llegar a ser estadísticamente significativa), en especial en la franja altitudinal comprendida entre los 2400 y los 3000 metros de altitud, en los cuales se presentan unos valores de tendencia (Tau de Kendall) entre 0,11 y 0,14. En el caso de la precipitación, se mantienen unos valores de tendencia negativos relativamente notables situados entre -0,15 y -0,20, ubicándose el mayor valor de Tau en la cota de los 2100 metros (-0,21).

En relación a los dos macizos montañosos alpinos, el hecho más destacable es la presencia de una tendencia ligera, en ningún caso significativa, al descenso de las temperaturas.

De este modo, en el caso del Mont-Blanc, a excepción de las dos cotas mencionadas, la tendencia presentada en relación a la temperatura es ligeramente negativa, con valores negativos de Tau en torno a -0,13 y -0,14 en las mayores cotas altitudinales. Por otro lado, en el macizo de Oisans, las tendencias al descenso en las temperaturas (Tau de Kendall) se mantienen en torno a los -0,10 y 0,15 en los rangos altitudinales comprendidos entre 1800 y 2700 metros.

En las dinámicas de precipitación, ambos macizos presentan una baja tendencia a la disminución en la precipitación acumulada durante la temporada invernal, siendo esta disminución más notable en las cotas altitudinales bajas del rango analizado, siendo el máximo Tau negativo de -0,15 a 2100 metros de altitud en el caso del Mont-Blanc; y de -0,16 en la cota de 1500 metros para el macizo de Oisans.

6.1.2. SWE Máximo

Entendiendo el SWE máximo como la materialización de todo el proceso de acumulación nival invernal (Sturm, Taras, & Derksen, 2010), es natural que sus tendencias presenten relación con las tendencias climáticas anteriormente descritas. Por tanto, es notable como la cantidad de SWE presenta unas tendencias relativamente

concordantes con las tendencias en la precipitación, sin perjuicio de contener diferencias de relativa importancia respecto a dichas dinámicas.

Así pues (Figura 4), es notable la significativa tendencia al descenso del SWE máximo en los macizos del Gállego (Pirienos) y Oisans (Alpes). En el primero, se materializa un descenso sostenido en todos los rangos altitudinales analizados, con valores de Tau superiores a -0,20 a excepción de la cota de 1500 metros. Siendo la tendencia a la baja relativamente más importante a partir de los 2400 metros de altitud, a partir de los cuales los valores se sitúan en torno a -0,25.

En el caso del macizo de Oisans, si bien también se produce una importante tendencia al descenso en el SWE máximo, el descenso del mismo presenta una distribución espacial inversa a la altitud, es decir, se aprecia como los mayores valores de descenso se producen en las cotas inferiores (-0,34 en la cota de los 1500 metros) y van debilitándose en altura, hasta dejar de ser significativos en los 2700 metros de altitud.

En relación a los dos macizos restantes, en el caso de Andorra, se presenta una marcada tendencia al descenso en altitud, siendo el valor máximo de tendencia -0,24 en la cota de 2700 metros.

El macizo del Mont-Blanc, presenta una ligera tendencia al descenso en el SWE máximo para todas sus cotas, siendo relativamente más importante en las cotas medias analizadas (entre 2100 y 2400 metros), en las cuales se obtienen valores de tendencia superiores a -0,15.

6.1.2. Día del SWE máximo

Finalizando el análisis de las tendencias, el último factor estudiado el día en el cual se recoge el valor de SWE máximo, entendiendo dicho día como el punto de máxima acumulación nival y, en cierto modo, el indicador del final en la temporada de acumulación e inicio de la temporada de fusión primaveral, que generalmente, se produce durante el mes de abril en las cotas altitudinales bajas, y a partir del mes de mayo en las cotas altas (Figura 3).

De este modo (Figura5), en los dos macizos pirenaicos analizados se observa una importante tendencia al adelanto en el día de SWE máximo, siendo notablemente superior en las cotas superiores a los 2100 metros de altitud. Destacando valores de adelanto de gran importancia en el macizo del Gállego, con valores de Tau de Kendall máximos en la cota de 2700 metros de altitud (-0,43).

Por otro lado, en los macizos de los Alpes Franceses, Oisans y Mont-Blanc, se observa una tendencia al adelanto más que significativa a todos los niveles altitudinales, aunque sí que se observa el máximo valor de tendencia en la cota altitudinal de los 3000 metros en ambos macizos con valores superiores a -0,40; lo que podría indicar que el proceso de adelanto se acentúa en cotas superiores ya fuera del rango analizado. Destacar también, en el caso del Mont-Blanc, una importante tendencia al adelanto en la cota de los 2100 metros, con un valor de tendencia de -0,41 según el Tau de Kendall (Figura 5).

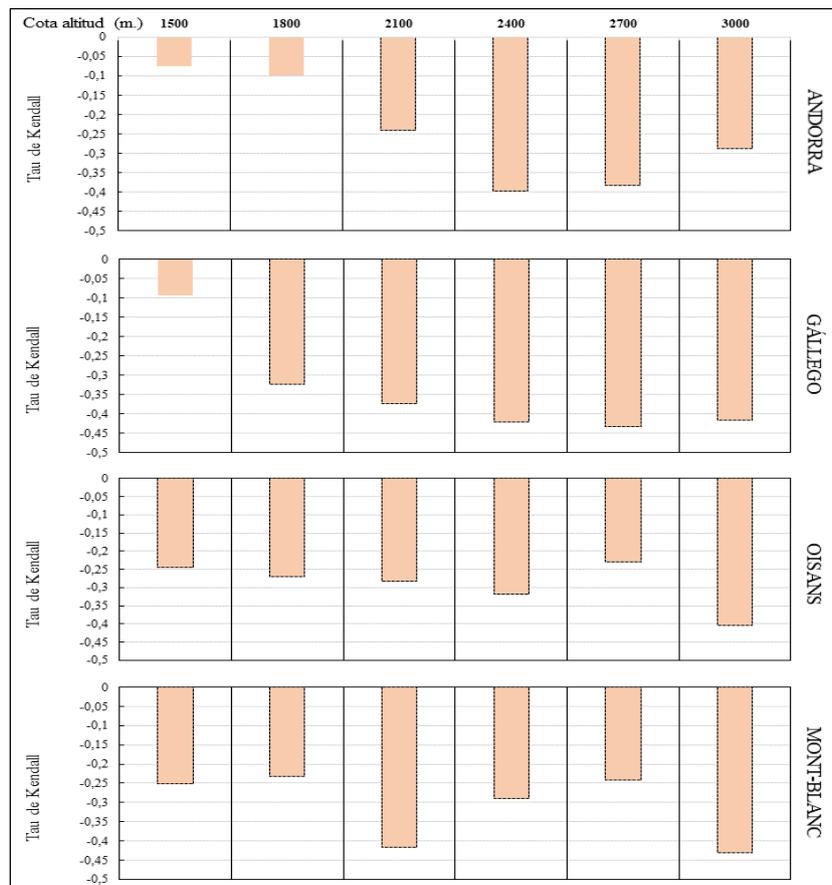


Figura 5: Tendencias en el día en el que se recoge el SWE máximo para el período 1970-2020 Para los macizos de Andorra, del Gállego, del Mont-Blanc y de Oisans. A altitudes de 1500m-1800m-2100m.-2700m.-3000m; destacando los valores estadísticamente significativos (punteado negro)

6.2. Análisis de Correlaciones

El análisis de correlaciones, permite aproximar el grado de influencia de las dos principales variables climáticas sobre la masa de nieve presente en los macizos montañosos estudiados. A grandes rasgos, se presupone pues que, a cotas bajas, dada la mayor variabilidad de las temperaturas, estas condicionarán que la precipitación sea en forma de lluvia o de nieve; así como en el segundo caso, la posibilidad de que dicha nieve se asiente y acumule sobre la superficie montañosa (Froidurot, Zin, Hingray, & Gautheron, 2014). Por el contrario, a mayores altitudes, presuponiendo que las temperaturas serán inferiores a 0°C durante buena parte del año, el principal condicionante se entiende será la cantidad de precipitación acumulada, dando por hecho que durante la estación fría esta será siempre en forma de nieve (Morán-Tejeda, López-Moreno, & Beniston, 2013; López-Moreno & Vicente-Serrano, 2007).

6.2.1. Correlaciones Noviembre-Enero

El análisis de correlaciones, entre el SWE acumulado a día 31 de enero, la temperatura media y la precipitación acumulada desde el primer día de noviembre, permite estimar el comportamiento de estas dinámicas de influencia durante el período invernal, así como la división de la serie temporal en tres subperíodos permite analizar las posibles variaciones en dichas dinámicas durante las últimas décadas.(Figura 6)

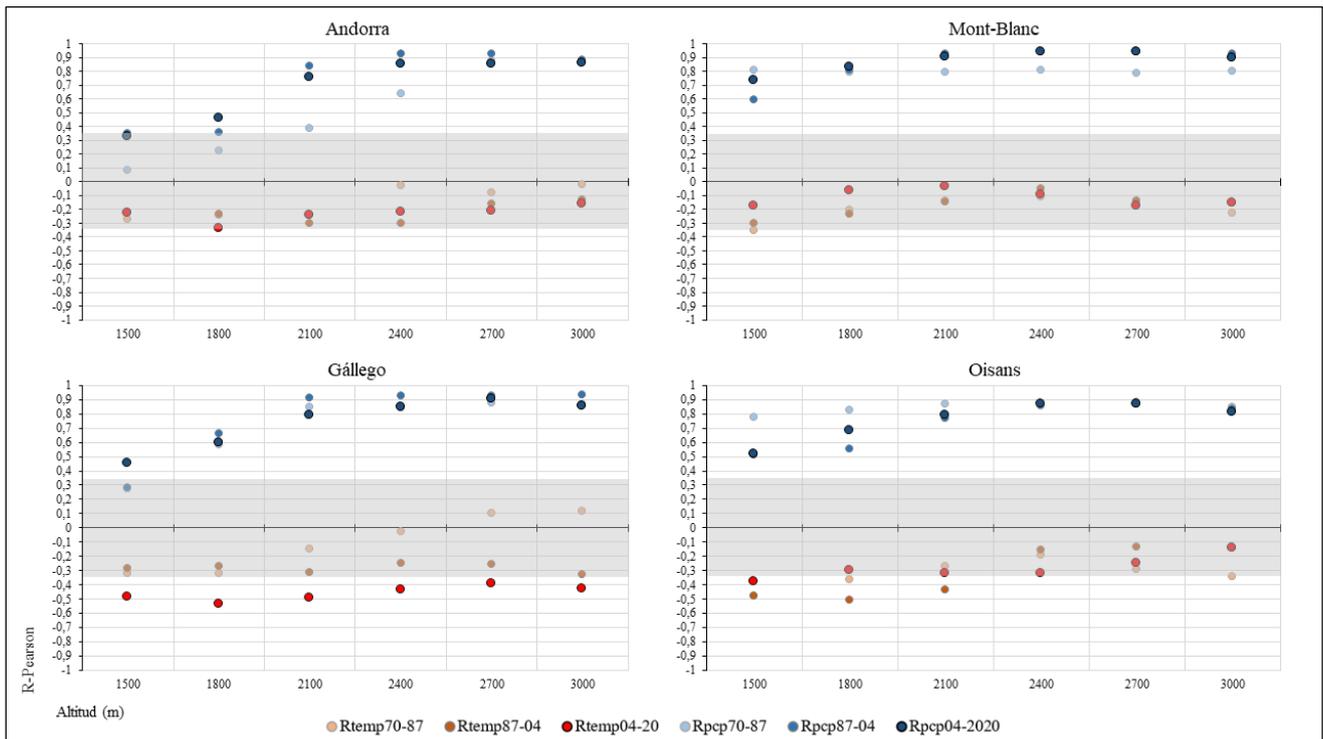


Figura 6: Valores de R de Pearson entre temperatura y SWE (rojo) y precipitación y SWE (azul), para los macizos de Andorra (izquierda superior), del Gállego (izquierda inferior), del Mont-Blanc (derecha superior) y de Oisans (derecha inferior). A altitudes de 1500m-1800m-2100m.-2700m-3000m; en la estación invernal (1 noviembre – 31 enero) para los periodos 1970-1987, 1987-2004 y 2004-2020 (gradiente de color). El sombreado gris indica la zona de no significación estadística (p -valor $> 0,05$)

En referencia a la influencia de las precipitaciones sobre el SWE, se observa el mismo patrón en todos los macizos, en los cuales en prácticamente todas las altitudes se mantiene como la variable con mayores valores de correlación positiva con el SWE. Del mismo modo, se aprecia como dicha influencia va en aumento a medida que se aumenta la altitud de referencia, hasta llegar a valores de correlación superiores a 0,8 en todos los casos, siendo destacable en el macizo del Mont-Blanc, donde los valores de correlación se mantienen por encima de 0,9 en todos los rangos altitudinales a partir de los 2100 metros.

Cabe destacar, que no se puede apreciar un patrón claro de variación en las dinámicas de influencia de la precipitación sobre la nieve en el período 2004-2020 respecto a los dos períodos anteriores.

La influencia de las temperaturas, en todos los macizos a excepción del macizo del Gállego, queda relegada a unos valores de correlación no significativos desde el punto de vista estadístico a prácticamente ningún rango altitudinal, es decir, inferiores todos los valores a 0,34 (según el límite de confianza utilizado del 95%). Siendo destacable

como incluso para los dos macizos alpinos, los valores de correlación temperatura/SWE del período 2004-2020 para cotas bajas (de 1500 a 2100 metros) son notablemente menores a los valores de correlación obtenidos para los dos períodos anteriores.

El macizo del Gállego, es el único de los analizados en el cual se observa una correlación significativa entre la temperatura y el SWE a día 31 de enero. Así pues, es destacable como se ha producido un aumento notable de dichos valores respecto a períodos anteriores, muy importante en las cotas altitudinales mayores, llegando a obtener en el período 2004-2020 valores de correlación superiores a 0,5 en cotas inferiores, y manteniendo en todas las cotas estudiadas valores de correlación significativos a pesar de la disminución en altura de dicha influencia.

6.2.2. Correlaciones Noviembre-Abril

El análisis de las correlaciones entre el SWE acumulado a día 30 de abril y las temperaturas medias y precipitación acumulada desde el primer día de noviembre permite poner en consideración las dinámicas de influencia de los factores climáticos sobre el manto nival en el inicio del proceso de fusión primaveral (Figura 7).

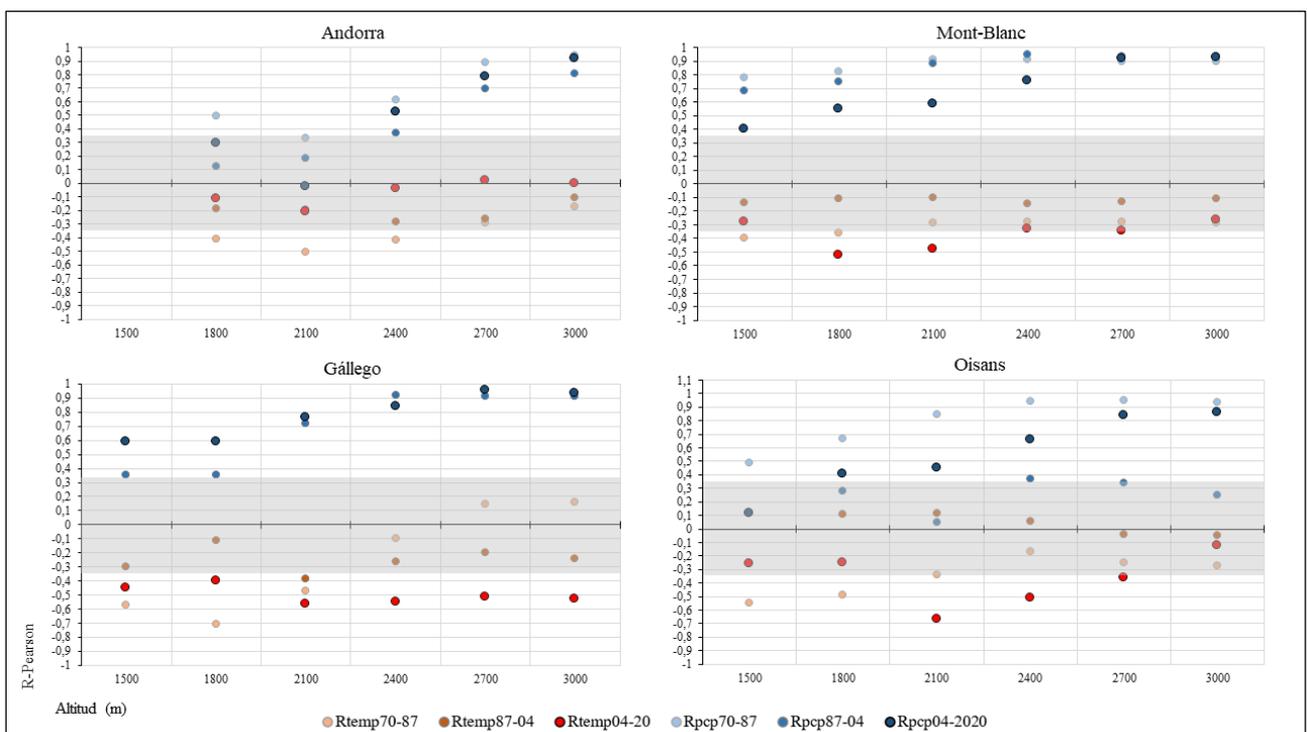


Figura 7: Valores de R de Pearson entre temperatura y SWE (rojo) y precipitación y SWE (azul), para los macizos de Andorra (izquierda superior), del Gállego (izquierda inferior), del Mont-Blanc (derecha superior) y de Oisans (izquierda inferior). A altitudes de 1500m-1800m-2100m-2700m-3000m; durante los meses de temporada nival e inicio de la primavera (1 noviembre – 30 abril) para los períodos 1970-1987, 1987-2004 y 2004-2020 (gradiente de color). El sombreado gris indica la zona de no significación estadística (p-valor > 0,05)

Cabe decir que, en el caso del macizo andorrano, la presencia nival en las cotas altitudinales inferiores a 2100 metros presenta una elevada irregularidad y variabilidad, lo que ha impedido la obtención de resultados estadísticamente significativos y, por tanto, dificulta el análisis de las dinámicas de interacción entre los factores climáticos y la masa nival. Por tanto, en la siguiente descripción de resultados, este macizo no se tendrá en consideración.

En relación a la influencia de las precipitaciones sobre la masa nival, se sigue observando el mismo patrón de aumento de los valores de correlación en altitud, no obstante, es destacable el caso de los dos macizos alpinos, en los cuales se aprecia un descenso significativo de dichos valores de correlación en el período 2004-2020, especialmente respecto al período 1970-1987, en especial en las cotas altitudinales iguales o inferiores a 2400 metros. Siendo los valores de correlación significativamente inferiores a los valores obtenidos en el análisis para día 31 de enero en las cotas altitudinales inferiores, especialmente.

Respecto a la influencia de la temperatura sobre las masas nivales (Figura 7), se observa como los valores de correlación negativa son significativamente más elevados que para la estación invernal, presentando casi todas las observaciones valores de correlación cercanos o superiores al valor de significación estadística de - 0,34. De la misma forma que en todos los macizos (exceptuando el de Andorra), es observable un notable crecimiento de la influencia de la temperatura sobre el SWE si se comparan los valores obtenidos para el período 2004-2020 y el período 1987-2004. Dicho crecimiento en influencia de las temperaturas, en el macizo del Gállego, se produce a lo largo de todo el rango altitudinal analizado, siendo más notable a partir de la cota de los 2100 metros, a continuación de la cual se establecen valores de correlación comprendidos entre el -0,5 y el -0,6. Por otro lado, para los dos macizos alpinos, el mencionado incremento de las correlaciones temperatura-SWE, a pesar de ser notable, queda comprendido en las elevaciones entre los 2100 metros y los 2700 metros, en el caso del macizo de Oisans (llegando a valores máximos de correlación de -0,67 a 2100

metros); y entre los 1800 y 2100 metros en el macizo del Mont-Blanc (con valores máximos de correlación de -0,51 a 1800 metros).

7. DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos permiten delimitar dos procesos diferenciados a lo largo de la temporada nival: un descenso en los procesos acumulativos invernales, así como un posible adelanto en los procesos de fusión primaveral. Dichos procesos, ampliamente descritos en numerosos estudios, resultarían en conjunto en un acortamiento de la temporada nival en las regiones montañosas analizadas (IPCC, 2014; Beniston, 2006; 2012; Ceballos-Barbancho, Llorente-Pinto, Alonso-González, & Ignacio López-Moreno, 2018).

Se espera que ambos procesos presenten una mayor velocidad e influencia en los entornos de media montaña (cotas entre 1500 y 2400 metros esencialmente), hecho del cual se estima derivará la pérdida de prácticamente la totalidad de cobertura nival durante la estación primaveral para el horizonte 2100, como recoge Beniston (2012).

No obstante, la magnitud, intensidad y velocidad de dichos procesos presenta una gran variabilidad, relacionada principalmente con el contexto geográfico concreto de cada uno de los cuatro espacios analizados. Relacionándose en los patrones nivales presentados en este estudio los procesos climáticos a gran escala (NAO, WeMoi...), con las dinámicas y realidades geográficas y altitudinales concretas de cada uno de los macizos analizados.

7.1. Procesos acumulativos

Los procesos acumulativos, responden a las dinámicas climatológicas de la estación invernal, en la cual no se observan patrones claros de influencia de las temperaturas. Por tanto, se puede aproximar que la disminución en la acumulación nival en los macizos montañosos analizados responde principalmente a un descenso en la precipitación.

Por tanto, en la búsqueda de causas para dicho descenso en los regímenes de precipitación, el primer factor que cabe analizar es la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), patrón de teleconexión de gran influencia respecto a las condiciones de temperatura y precipitación para Europa Occidental. Dicha oscilación, responde al gradiente de presión entre el centro anticiclónico de las Azores y el centro de bajas presiones de Islandia, determinando las intensidades y trayectorias de las trayectorias de las tormentas a través del Atlántico Norte. El modo positivo de la NAO está asociado en general con condiciones más secas y cálidas que el promedio en el sur de Europa y el Mediterráneo, y condiciones templadas, pero más húmedas en el norte de Europa. Por el contrario, la situación inversa o de modo negativo, se asocia con unas condiciones húmedas y relativamente más frías en sur de Europa y el Mediterráneo (Beniston, 2006).

Así pues, durante las últimas décadas se ha identificado una tendencia marcadamente positiva en el índice NAO (López-Moreno & Vicente-Serrano, 2007; Beniston, 2012; Scherrer & Appenzeller, 2006; Moreno, et al., 2021), lo que permite establecer una primera causa en relación al descenso en las precipitaciones, así como explicaciones para algunas de las desigualdades observadas en los diferentes macizos:

En el caso Pirenaico, la abundancia de nieve ha sido asociada con las precipitaciones derivadas de los flujos del oeste, suroeste y noroeste, producidos fundamentalmente durante la fase negativa del índice NAO (López-Moreno & Vicente-Serrano, 2007; López-Moreno, Pomeroy, Revuelto, & Vicente-Serrano, 2013). Por tanto, la mencionada tendencia positiva del índice NAO sería causante de la falta de gran parte de dichos aportes de precipitación y a su vez que establecería un régimen térmico relativamente más cálido, en concordancia con los resultados expuestos. Dicho proceso, ha sido asociado en mayor medida con las dinámicas acumulativas de la vertiente sur del sector central de los Pirineos, donde los flujos generados durante la NAO negativa componen el principal factor de aportación de precipitación y, por ende, de nieve (López-Moreno & Vicente-Serrano, 2007; Martín-Vide & López Bustins, 2006). Ello explicaría por qué los procesos acumulativos presentan una mayor tendencia al descenso en el macizo del Gállego en comparación con el macizo de Andorra.

En los Alpes, la fase positiva del índice NAO ha sido asociado con la generación de centros de altas presiones persistentes sobre la cordillera, lo que generaría la disminución en las precipitaciones y, por tanto, una disminución en la acumulación nival en los dos macizos alpinos analizados (Beniston, 2006; 2012). No obstante, el patrón de descenso es significativamente mayor en el macizo de Oisans, lo que podría relacionarse con otro patrón de teleconexión diferente al del Atlántico Norte.

Así pues, la proximidad respecto al Mediterráneo, y al norte de Italia del macizo de Oisans, introduce la posibilidad de que dicho macizo se vea afectado por los flujos generados por la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) en respuesta a la diferencia de presión generada entre el sur de la Península Ibérica y el norte de la Península Itálica (Martín-Vide & López Bustins, 2006). La fase positiva del WeMO corresponde al anticiclón sobre las Azores que encierra el cuadrante suroeste ibérico y bajas presiones en el golfo de Liguria; y su fase negativa coincide con el anticiclón centroeuropeo situado al norte de la península itálica y con un centro de bajas presiones, muchas veces aislado de las latitudes septentrionales, en el marco del suroeste ibérico.

Así pues, los análisis de tendencia para el índice WeMO durante las últimas décadas indican que la fase negativa ha sido predominante durante las últimas cinco décadas, en correspondencia con la tendencia positiva de la NAO. Por ende, se puede aproximar que las masas anticiclónicas situadas sobre el norte de Italia, han tenido cierto grado de afección sobre el macizo de Oisans, impidiendo que éste fuera afectado por vientos del sur o del suroeste de componente marítimo y, por tanto, acentuando los procesos de reducción de las precipitaciones y la acumulación nival, del mismo modo que la ausencia de la llegada de dicho aire cálido marítimo correspondería con la falta de tendencia al aumento de las temperaturas anteriormente observado (Labrousse & al., 2021; Martín-Vide & López Bustins, 2006; Mathbout, Bustins, Royé, & Martín-Vide, 2020).

Por el contrario, la falta de tendencias significativas en las dinámicas de acumulación para el macizo del Mont-Blanc se deducen de su localización a una mayor latitud, siendo el macizo susceptible respecto a diferentes patrones de teleconexión y fenómenos climáticos continentales a menor escala, de alta variabilidad, acentuados

por el condicionante orográfico en la región alpina como pueden ser los centros anticiclónicos o depresionarios generados en la parte central y/o oriental de Europa; atribuyéndole un menor grado de influencia (>50%) sobre el desarrollo de la cobertura nival a los procesos derivados de la NAO (Beniston, 2012; Scherrer & Appenzeller, 2006).

7.2. Adelanto de la fusión nival

Por otro lado, las tendencias al adelanto del día del año nivológico en el que se recoge el máximo SWE, junto al aumento en influencia sobre la masa nival de las temperaturas en el período primaveral, indican que se puede estar produciendo un adelanto en los procesos de fusión de la cobertura de nieve en las regiones montañosas sur-europeas.

Este proceso, aunque el adelanto más significativo se produzca en las cotas altas (ya que en cotas inferiores el SWE máximo ya se recoge de forma relativamente temprana), se entiende sostenido principalmente por el aumento generalizado de las temperaturas, las cuales tendrán una mayor capacidad de influencia en las altitudes medias (entre los 1500 y los 2500 metros), dado que será el rango espacial de ascendencia de la isoterma de los 0°C, donde, por tanto, mayor correlación positiva sobre la fusión nival tendrá el aumento de las temperaturas (López-Moreno & Vicente-Serrano, 2007; Morán-Tejeda, López-Moreno, & Beniston, 2013). También cabe remarcar que, si bien no se han detectado tendencias significativas para la estación invernal, diversos estudios ratifican el tanto un importante incremento de las mismas en la época primaveral, como una mayor frecuencia de anomalías cálidas durante los meses de invierno. (Durand, et al., 2009; IPCC, 2014; Esteban, Prohom, Cunillera, & Trapero, 2014; Beniston, 2012; Moreno, et al., 2021)

No obstante, respecto a los macizos analizados, a excepción de Andorra por falta de datos estadísticamente significativos, es observable como la influencia en diferentes altitudes de las temperaturas sobre la masa nival en la estación primaveral presenta un elevado componente latitudinal. Así pues, en el macizo situado más al sur (macizo del Gállego) el crecimiento de los valores de correlación de la temperatura respecto al SWE se sostiene a lo largo de las cotas de elevación más altas (2100 m.-2400 m. -2700 m.

-3000 m.); mientras que a medida que los macizos aumentan en latitud, el crecimiento en la influencia de las temperaturas se presenta a menores cotas, siendo el caso del Mont-Blanc el otro extremo, donde el aumento de la correlación de las temperaturas respecto al SWE se produce en las dos cotas altitudinales comprendidas entre los 1800 y los 2100 metros.

La diferencia altitudinal en el aumento en importancia de las temperaturas, puede ser relacionado con patrones latitudinales descritos para el aumento de las temperaturas. De este modo, diversos análisis de tendencias respecto al incremento de las temperaturas determinan que la tasa de aumento de las mismas es inversamente proporcional al gradiente latitudinal, observándose un aumento de las temperaturas mayor en las regiones de menor latitud (IPCC, 2014).

Por otro lado, otros estudios establecen como eje central el Mediterráneo en las dinámicas de aumento de las temperaturas. Entendiéndose este como gran reservorio de calor, posteriormente distribuido en el territorio sur-europeo y del norte de África de forma concéntrica a la cuenca mediterránea (Giorgi & Lionello, 2008).

Por tanto, el aumento en influencia de las temperaturas a lo largo del rango latitudinal corresponde al factor latitudinal, siendo mayor el aumento a menores latitudes, lo que propiciaría la mayor capacidad de afección de dicha variable climática en altitudes mayores. Añadiendo también la influencia de la proximidad respecto al Mediterráneo, no obstante, el análisis realizado permite entender que la afección del calor mediterráneo sobre el macizo de Oisans, a pesar de ser más cercano a la costa que el macizo del Gállego, será reducido debido al bloqueo que suponen las altas presiones del Norte de Italia anteriormente descritas, siendo así menor la afección térmica sobre este macizo, en comparación con el macizo pirenaico.

8. CONCLUSIONES

En el presente estudio, se han presentado los procesos de variabilidad climática en relación a las temperaturas y las precipitaciones; y su especial afección en los entornos de montaña del sur de Europa y la cobertura nival de las mismas.

De este modo, en el proceso de disminución en los procesos de acumulación nival, el principal condicionante es la disminución o aumento en la irregularidad en el régimen de precipitaciones de cada espacio analizado. Derivado principalmente de la variabilidad y evolución de los principales patrones de teleconexión europeos (NAO, WeMO...) y del factor continental, siendo este notable para el caso del Mont-Blanc.

Por otro lado, el aumento de la influencia de las temperaturas durante la época primaveral, es la base del proceso de adelanto en los procesos de fusión de la cobertura nival de las regiones montañosas analizadas. No obstante, este proceso es observable en mayor intensidad en las cotas medias del rango montañoso, siendo susceptible esta afectación en altitud del condicionante latitudinal.

Por tanto, y a modo de conclusión del estudio, se establece que, si bien la nieve en las regiones montañosas tiene una tendencia a desaparecer, este hecho no puede ser generalizado por el momento para todas las unidades montañosas de las regiones templadas, o al menos, no sin tener en cuenta que los posibles procesos se darán de forma desigual en cualquiera de las dimensiones espaciotemporales que se pretenda analizar.

9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AERIS. (2021). *Aeris Data: The S2M meteorological and snow cover reanalysis in the French mountainous areas (1958 - present)*. Consultat el 12 / 02 / 2022, a <https://en.aeris-data.fr/catalogue-en/#aeris-metadata-publications>
- Alonso-González, E., López-Moreno, J., Navarro-Serrano, F., Sanmiguel-Valladolid, A., Revuelto, J., Domínguez-Castro, F., & Ceballos, A. (1 / 2020). Snow climatology for the mountains in the Iberian Peninsula using satellite imagery and simulations with dynamically downscaled reanalysis data. *International Journal of Climatology*, 40(1), 477-491.
- Benesty, J., Chen, J., Huang, Y., & Cohen, I. (2009). Pearson correlation coefficient. *Noise reduction in speech processing*, 1-4.
- Beniston, M. (6 / 2006). Mountain weather and climate: A general overview and a focus on climatic change in the Alps. *Hydrobiologia*, 562(1), 3-16.
- Beniston, M. (7 / 2012). Is snow in the Alps receding or disappearing? *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 3(4), 349-358.

- Beniston, M., & al., e. (2018). The European mountain cryosphere: a review of its current state. *The Cryosphere*(12), 759-794.
- Bronaugh, D., & Werner, A. (2018). *Zhang+Yue-Pilon Trends Package*. Recollit de <https://www.r-project.org>
- Buisan, S., Saz, M., & López-Moreno, J. (2 / 2015). Spatial and temporal variability of winter snow and precipitation days in the western and central Spanish Pyrenees. *International Journal of Climatology*, 35(2), 259-274.
- Ceballos-Barbancho, A., Llorente-Pinto, J., Alonso-González, E., & Ignacio López-Moreno, J. (2018). Dinámica del manto de nieve en una pequeña cuenca de montaña mediterránea: el caso del río Tormes (Cuenca del Duero, España) 1. *Revista de Geografía Norte Grande*, 71, 9-34.
- Climate-Data Organization. (2022). *Climate Data.org*. Consultat el 21 / 03 / 2022, a <https://en.climate-data.org/europe/>
- Durand, Y., Giraud, G., Laternser, M., Etchevers, P., Mérindol, L., & Lesaffre, B. (12 / 2009). Reanalysis of 47 years of climate in the French Alps (1958-2005): Climatology and trends for snow cover. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(12), 2487-2512.
- Esteban, P., Prohom, M., Cunillera, J., & Trapero, L. (2014). *Tendències recents del clima a Andorra (1950-2010): resultats de l'Acció Clima del projecte OPCC 68 la revista del cenma*. Recollit de www.acda.ad
- Froidurot, S., Zin, I., Hingray, B., & Gautheron, A. (2014). Sensitivity of precipitation phase over the swiss alps to different meteorological variables. *Journal of Hydrometeorology*, 15(2), 685-696.
- Giorgi, F., & Lionello, P. (2008). Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and planetary change*(63), 90-104.
- IPCC. (2014). *Climate change 2014 : synthesis report*. Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Jonas, T., Marty, C., & Magnusson, J. (2009). Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*, 378, 161-167.
- Kumar, M., Wang, R., & Link, T. (2012). Effects of more extreme precipitation regimes on maximum seasonal snow water equivalent. *Geophysical Research Letters*, 20(39).
- Labrousse, C., & al., e. (2021). Declining water resources in response to global warming and changes in atmospheric circulation patterns over southern Mediterranean France. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2-24.
- Le Roux, E. e. (9 / 2021). Elevation-dependent trends in extreme snowfall in the French Alps from 1959 to 2019. *Cryosphere*, 15(9), 4335-4356.

- López-Moreno, J., & Vicente-Serrano, S. (2007). Atmospheric circulation influence on the interannual variability of snow pack in the Spanish Pyrenees during the second half of the 20th century. *Nordic Hydrology*, 38(1), 33-44.
- López-Moreno, J., Pomeroy, J., Revuelto, J., & Vicente-Serrano, S. (8 / 2013). Response of snow processes to climate change: Spatial variability in a small basin in the Spanish Pyrenees. *Hydrological Processes*, 27(18), 2637-2650.
- Malan, N., Roughan, M., & Kerry, C. (2021). The rate of coastal temperature rise adjacent to a warming western boundary current is nonuniform with latitude. *Geophysical Research Letters*, 3(48).
- Martín-Vide, J., & López Bustins, J. (2006). The western Mediterranean oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 11(26), 1455-1475.
- Marty, C., Tilg, A., & Jonas, T. (2017). Recent Evidence of Large-Scale Receding Snow Water Equivalents in the European Alps. *Journal of Hydrometeorology*, 18(4), 1021-1031.
- Mathbout, S., Bustins, J. L., Royé, D., & Martín-Vide, J. (2020). Spatiotemporal variability of daily precipitation concentration and its relationship to teleconnection patterns over the Mediterranean during 1975–2015. *International Journal of Climatology*, 3(40), 1435-1455.
- McLeod, I. (2005). Kendall rank correlation and Mann-Kendall trend test. *R Package Kendall*.
- Morán-Tejeda, E., López-Moreno, J., & Beniston, M. (5 / 2013). The changing roles of temperature and precipitation on snowpack variability in Switzerland as a function of altitude. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2131-2136.
- Moreno, A., Garcés, V., Verfaillie, D., Galop, D., Rodriguez, E., Tejedó, E., . . . Cuadrat, J. (2021). *Clima y variabilidad climática en los Pirineos* (Vol. OPCCT-CTP 2018). Recollit de <https://opcc-ctp.org/>
- Nian Shong, & Chok. (2008). *Pearson's versus Spearman's and Kendalls's correlation coefficients for continuous data*.
- Peel, M., Finlayson, L., & McMahon, T. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and earth system sciences*, 5(11), 1633-1644.
- Scherrer, S., & Appenzeller, C. (2006). Swiss Alpine snow packvariability: major patterns and links to local climateand large-scale flow. *Climate Res*(32), 187-199.
- Spandre, P., François, H., Verfaillie, D., Lafaysse, M., Déqué, M., Eckert, N., . . . Morin, S. (12 / 2019). Climate controls on snow reliability in French Alps ski resorts. *Scientific Reports*, 9(1).

- Sturm, M., Taras, B., & Derksen, C. (2010). Estimating snow water equivalent using snow depth data and climate classes. *Journal of Hydrometeorology*, 6(11), 1389-1394.
- Terzago, S., Cassardo, C., Cremonini, R., & Fratianni, S. (12 / 2010). Snow precipitation and snow cover climatic variability for the period 1971-2009 in the Southwestern Italian Alps: The 2008-2009 Snow Season Case Study. *Water (Switzerland)*, 2(4), 773-787.
- Vernay, M., Lafaysse, M., Monteiro, D., Hagenmuller, P., Nheili, R., Samacoïts, R., . . . Morin, S. (4 / 2022). The S2M meteorological and snow cover reanalysis over the French mountainous areas: description and evaluation (1958–2021). *Earth System Science Data*, 14(4), 1707-1733. Recollit de <https://essd.copernicus.org/articles/14/1707/2022/>
- Vincent, C., Le Meur, E., Six, D., Funk, M., Hoelzle, M., & Preunkert, S. (5 / 2007). Very high-elevation Mont Blanc glaciated areas not affected by the 20th century climate change. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 112(9).
- Yue, S., Pilon, P., Phinney, B., & Cavadias, G. (6 / 2002). The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrological Processes*, 16(9), 1807-1829.