



**ÉVOLUTION OBSERVÉE DU MANTEAU NEIGEUX  
DES ALPES SUISSES DANS LE CONTEXTE DES  
CHANGEMENTS CLIMATIQUES ENTRE 1970 ET 2016**

**OBSERVED EVOLUTION OF THE SNOWPACK UNDER CLIMATE  
CHANGE FROM 1970 TO 2016 IN THE SWISS ALPS**

**Thèse présentée à la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de l'Université de  
Neuchâtel, Institut de Géographie**

**Par**

**GEOFFREY KLEIN**

**Pour l'obtention du grade de docteur en sciences humaines et sociales  
Spécialité : climatologie appliquée**

Soutenue le 07/10/2019

Devant la commission d'examen formée de :  
**Prof. Dr. Martine Rebetez, directrice de thèse**  
**Dr. Samuel Morin, rapporteur**  
**Dr. Christophe Randin, rapporteur**



**unine**

UNIVERSITÉ DE  
NEUCHÂTEL

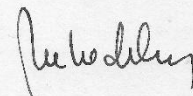
Faculté des Lettres et Sciences Humaines  
Espace Tilo-Frey 1  
CH - 2000 Neuchâtel  
Tél : +41 (0)32 718 17 00  
Fax : +41 (0)32 718 17 71  
secretariat.lettres@unine.ch

### IMPRIMATUR

La Faculté des lettres et sciences humaines de l'Université de Neuchâtel, sur les rapports de Mme Martine Rebetez, directrice de thèse, professeure, Université de Neuchâtel ; Dr Samuel Morin, chercheur, directeur du Centre d'Etudes de la Neige (CNRM/CEN) MétéoFrance et CNRS, CNRM UMR3589, St Martin d'Hères ; Dr Christophe Randin, biologiste, Université de Lausanne autorise l'impression de la thèse présentée par M. Geoffrey Klein en laissant à l'auteur la responsabilité des opinions énoncées.

Neuchâtel, le 7 octobre 2019

Le doyen  
Pierre Alain Mariaux

P.A. 



## RÉSUMÉ

Les régions de montagne sont des zones particulièrement exposées aux variations du climat. L'augmentation significative des températures de l'air observée au cours du XX<sup>e</sup> siècle dans les Alpes a eu des répercussions notables sur l'évolution spatiale et temporelle du manteau neigeux, engendrant d'importantes modifications au niveau des écosystèmes, des cycles hydrologiques ou encore des activités économiques humaines. Dans ce contexte de réchauffement de l'air, il est important de développer les connaissances actuelles sur la variabilité du manteau neigeux alpin, afin de mieux appréhender les conséquences de ces changements sur l'environnement direct. Cette thèse de doctorat a pour objectif d'étudier la relation entre le changement climatique de ces dernières décennies (1970-2016) et l'évolution temporelle du manteau neigeux continu dans les Alpes suisses au-delà de 1100 m d'altitude, ainsi que l'influence de cette couverture neigeuse sur le risque d'exposition au gel des plantes alpines au moment du démarrage de leur croissance après la fonte des neiges.

L'analyse portée sur l'évolution temporelle (1970-2015) des principales caractéristiques annuelles du manteau neigeux continu (épaisseur, durée, saisonnalité) entre 1100 et 2500 m d'altitude dans les Alpes suisses dévoile un recul généralisé de la couverture neigeuse au cours de cette période, que ce soit dans son épaisseur ou dans sa durée et quel que soit l'altitude, la zone géographique examinée ou les conditions climatiques locales. L'étude montre notamment que la durée du manteau neigeux continu s'est réduite en moyenne de 38 jours entre 1970 et 2015 et que cette réduction est plus particulièrement attribuable à une date de fonte des neiges de plus en plus précoce au printemps (-26 jours), plutôt qu'à un début d'enneigement continu plus tardif à l'automne (+12 jours).

La combinaison entre une date de fonte des neiges de plus en plus précoce avec une forte dépendance du démarrage de la croissance des plantes alpines à celle-ci, pose la question d'un éventuel risque accru d'exposition au gel de ces plantes, à une période où celles-ci y sont particulièrement vulnérables. L'analyse du risque d'exposition au gel de ces plantes lors de leur période de début de croissance illustre l'existence d'une solide relation entre la date de fonte des neiges et la fréquence ou l'intensité de gel lors des jours avoisinant cette période. En effet, il est observé en moyenne que plus la fonte des neiges est précoce, plus les fréquences et intensités de gel augmentent au cours de la période de démarrage de la croissance des plantes alpines et ce, quelle que soit l'altitude (1418-2950 m), la zone géographique ou encore la période temporelle analysée (1998-2016 ou 1970-2016) dans les Alpes suisses. Néanmoins,

avec une augmentation moyenne des températures de l'air printanières de 0,6°C par décennie entre 1970 et 2016 dans les zones alpines et subalpines, aucun changement significatif n'a été observé dans le même temps quant à la fréquence ou à l'intensité de gel pendant cette période de début de croissance. Ce réchauffement a permis de contrebalancer les effets d'un déneigement du sol plus précoce, en décalant au même rythme les dernières occurrences de gel et le démarrage de la croissance des plantes alpines, limitant ainsi leur risque d'exposition au gel au cours de leur période de début de croissance.

L'ensemble des analyses menées dans cette thèse démontrent l'importance de la saisonnalité du manteau neigeux sur le démarrage de la croissance des plantes alpines, ainsi qu'une grande homogénéité spatiale des résultats à travers les Alpes suisses. En effet, qu'il s'agisse de l'évolution du manteau neigeux ou du risque d'exposition au gel tardif pour les plantes alpines, les résultats de ce travail se retrouvent sans distinction significative à travers l'ensemble du gradient d'altitude représentant les étages alpins et subalpins, au sein de zones géographiques diverses et éloignées ainsi que dans des conditions climatiques locales variées, indiquant qu'il s'agit de phénomènes d'ampleur supérieure à celle des Alpes suisses.

**Mots-clés :** Alpes suisses, Fonte des neiges, Gel tardif, Manteau neigeux, Plantes alpines, Réchauffement climatique

## ABSTRACT

Mountain regions are particularly exposed to climate change. The significant increase of air temperatures observed during the XX<sup>th</sup> century in the Alps had strong impacts on the spatial and temporal variability of snow cover, causing major changes on ecosystems, hydrological cycles or human economic activities. In this context of global warming, it is important to improve knowledge on snowpack variability in order to better understand the consequences of these changes on the surrounding environment. This PhD thesis aims to explore the relationship between recent climate change (1970-2016) and the temporal evolution of continuous snowpack in the Swiss Alps over 1100 m asl, as well as the influence of this snowpack on the risk of frost exposure for alpine plants during their most vulnerable period to frost, i.e. at the beginning of their growth period shortly after the time of snowmelt.

The analysis of the main annual characteristics of the continuous snow cover (thickness, duration, seasonality) from 1100 to 2500 m asl in the Swiss Alps over the 1970-2015 period reveal a general decline of the snowpack, whether for its depth or its duration and irrespective of elevation, geographical location or local climatic conditions. This study also demonstrate that the snow cover duration has been shortened at all sites on average by 38 days between 1970 and 2015 and that this shortening is mainly driven by an earlier time of snowmelt (-26 days) rather than a later time of snow onset (+12 days).

The combination between an earlier time of snowmelt and a strong dependence of the beginning of growth of alpine plants to this snowmelt raises the question of a potential higher risk of frost exposure for these plants, during a period when they are particularly vulnerable to freezing events. The analysis of the risk of frost exposure for alpine plants during the beginning of their growth period illustrate the existence of a strong relationship between the time of snowmelt and the frequency or intensity of freezing events during the days surrounding this vulnerability period for plants. On average, an early time of snowmelt generally leads to an increasing frequency and intensity of frost during the vulnerable period for alpine plants, irrespective of elevation (1418-2950 m), geographical location or the temporal period analyzed (1998-2016 or 1970-2016) in the Swiss Alps. However, with an average spring air temperature increase of  $0,6^{\circ}\text{C decade}^{-1}$  between 1970 and 2016 in alpine and subalpine regions, the frequency and intensity of frost during the vulnerable period for alpine plants remained unchanged. This warming allowed a compensatory effect of an earlier time of snowmelt by shifting the last occurrence of frost and the beginning of alpine plants growth period to a same extent, thus

limiting their exposure to late frost events during the beginning of their growth period.

All analyses conducted in this PhD thesis demonstrate the importance of snowpack seasonality on alpine plants growth period, as well as a strong spatial homogeneity of the results over the Swiss Alps. Whether for the snowpack evolution or the risk of exposure to late frost events for alpine plants, results may indeed be found without any significant distinction across all elevations, various geographical locations and a large panel of local climatic conditions, indicating that they could be extended beyond the Swiss Alps.

**Keywords:** Swiss Alps, Time of snowmelt, Late frost, Snow cover, Alpine plants, Global warming

## REMERCIEMENTS

Mes premiers remerciements vont tout d'abord à Martine Rebetez, ma directrice de thèse. Cette thèse de doctorat n'aurait en effet jamais vu le jour sans sa confiance ni son soutien. Je la remercie pour son aide apportée tout au long de ce travail, ainsi que pour la grande autonomie et flexibilité aussi bien professionnelle que personnelle qu'elle m'a accordée et qui m'ont été d'une grande aide.

Je souhaite ensuite remercier Yann Vitasse, mon compère de travail à Neuchâtel entre 2015 et 2017. Il a su m'aiguiller et me conseiller de manière très réactive et dans les moindres détails pour tout ce qui a touché de près ou de loin cette thèse, sans jamais faire défaut. Tout comme Martine, il fut tout simplement indispensable à la réalisation et la réussite de ce doctorat. Merci beaucoup à lui également pour son aide précieuse sur le terrain à La Brévine dans le cadre de mon assistantat et pour tous les bons moments passés ensemble (à suivre la température de l'air en direct à la Brévine les soirs d'hiver où une inversion thermique se mettait en place, à faire des bièrestormings au bord du lac, et j'en passe encore beaucoup d'autres !).

Un grand merci également à Christophe Randin et à Samuel Morin pour avoir accepté le rôle de rapporteur pour cette thèse.

Toute ma gratitude s'adresse aussi à mes collègues de l'Université de Neuchâtel, et en particulier ceux de l'Institut de Géographie: Valentin Comte, Luc Tripet, Raoul Kaenzig, Jérémie Guélat, Léonard Schneider, Jennifer Barella, François-Florimond Fluck (dit Flo), Francisco Klauser, François Spangenberg, Noémie Béguelin, Floriane Desales, Ola Söderström, Étienne Piguët, Loïc Bruening, Marc Winz, Silvana Pedrozo, Suzy Blondin, Dennis Pauschinger, Adrian Saez, Annique Lombard, Morgane Bruni, Zoé Codeluppi, Clémence Merçay, Maureen Gurtner, Jean Ruegg, Julie De Dardel, Laurent Matthey, Patrick Rérat, Rosalie Muriset, Pierre-Alain Rumley, Yvonne Riaño, Romaric Thievent, Valérie Sauter, Sarah Widmer, Isabelle Schoepfer ainsi qu'à tous les autres que j'oublie peut-être. Merci à eux pour la superbe ambiance de travail et l'atmosphère positive auxquels ils ont contribué dans cet institut, ainsi que pour les nombreuses soirées festives dont certaines resteront dans les mémoires !

Un merci particulier à Zoé et Maureen pour leur aide sur le terrain à La Brévine dans le cadre de mon assistanat, à Flo, Jérémie et Raoul pour avoir bien voulu m'héberger lorsque le contexte l'imposait et enfin à Valentin pour les bons moments passés sur le terrain et ailleurs.

Je tiens également à remercier chaleureusement mes colocataires de Neuchâtel : Maiann Suhner, Simea Bachmann, Nils Favre et Maud Fazzari pour avoir bien voulu m'accueillir dans leur humble demeure entre une et trois nuits par semaine !

Ma reconnaissance va aussi au Centre de Recherches sur les Écosystèmes d'Altitude de Chamonix, qui a accepté de m'accueillir pour y travailler ma thèse lorsque je n'étais pas à Neuchâtel, et pour m'avoir également soutenu et fait confiance en m'intégrant à leur équipe en tant que collaborateur scientifique. Je remercie tous mes collègues : Charlotte Mader, Daphné Asse, Anne Delestrade, Irène Alvarez, Brad Carlson, Marjorie Bison, Manon Thévenot, Colin Van Reeth, Hillary Gerardi, Simon Gerard, Bruno Cubizolle, Marie Pachoud, François Martin, Anne Brasselet, Laurence Michou, Richard Raquillet, Gilles Yoccoz et Yves-Marie Maquet pour leurs conseils, leur bonne humeur et pour tous les bons moments passés ensemble.

Mes remerciements vont également à mes autres collègues plus éloignés, mais qui ont aussi contribué de près ou de loin à la réussite de cette thèse. Je pense notamment à Christian Rixen, qui m'a beaucoup conseillé tout au long de ce travail et qui a contribué à plusieurs articles de recherche. Mais aussi à Christophe Randin, toujours de très bons conseils et d'une sympathie à toute épreuve, Christoph Marty avec qui j'ai beaucoup échangé sur le traitement des données IMIS et qui m'a transmis ces données chaque année, et enfin Edoardo Cremonese et Gianluca Filippa qui m'ont aidé à construire mon projet de thèse et qui ont également participé à l'article présent en Annexe 6.

Je remercie bien évidemment toute ma famille, celle de ma compagne ainsi que tous mes amis pour le soutien sans faille qu'ils m'ont apporté de diverses manières tout au long de mon doctorat. Il serait bien trop long de les citer tous, mais un grand merci à eux !

Je tenais à garder le meilleur pour la fin et lui consacrer ce dernier paragraphe : merci à toi Blandine d'être à mes côtés depuis plus de 2 ans et de subir toutes les péripéties et mes sauts d'humeur inopinés liés à cette thèse. Merci d'avoir cru en moi jusqu'au bout. Dans les moments de doutes tout comme dans les moments de joies, tu as toujours été là pour me soutenir.

# SOMMAIRE

PUBLICATIONS .....	13
1. INTRODUCTION : ÉTAT DE L'ART .....	17
1.1 Introduction du chapitre.....	19
1.2 Article 1 : variabilité du manteau neigeux des Alpes européennes entre 1950 et 2016 dans un contexte de changement climatique : revue bibliographique .....	20
1.3 Conclusions du chapitre.....	41
2. PROBLÉMATIQUE .....	43
2.1 La saisonnalité du manteau neigeux comme objet d'étude principal .....	45
2.2 Objectifs et structure de la thèse .....	47
3. CADRE D'ÉTUDE : LES ALPES SUISSES .....	51
3.1 Géographie et climat de la Suisse.....	53
3.2 Le changement climatique en Suisse depuis la fin du XIX <sup>e</sup> siècle.....	56
4. MÉTHODOLOGIE .....	59
4.1 Réseaux de stations météorologiques .....	61
4.2 Données utilisées .....	63
4.3 Choix des sites d'étude .....	66
4.4 Principales erreurs de mesure rencontrées.....	68
4.5 Traitement des données IMIS .....	71
5. ÉVOLUTION DU MANTEAU NEIGEUX ENTRE 1970 et 2015 .....	77
5.1 Introduction du chapitre.....	79
5.2 Article 2 : Shorter snow cover duration since 1970 in the Swiss Alps due to earlier snowmelt more than to later snow onset .....	80
5.3 Conclusions du chapitre.....	93
6. FONTE DES NEIGES ET EXPOSITION AU GEL DES PLANTES ALPINES.....	95
6.1 Introduction du chapitre.....	97
6.2 Article 3 : Unchanged risk of frost exposure for subalpine and alpine plants after snowmelt in Switzerland despite climate warming .....	98
6.3 Conclusions du chapitre.....	112
7. CONCLUSIONS GÉNÉRALES & PERSPECTIVES .....	113
7.1 Résumé des principaux résultats et apports au domaine de recherche .....	115
7.2 Discussion générale autour des résultats .....	117

7.3 Perspectives de recherche .....	121
BIBLIOGRAPHIE .....	125
ANNEXES .....	149
Annexe 1 : algorithme détaillant le traitement des données des stations IMIS (Chapitre 4.5) .....	151
Annexe 2 : statistiques des différents modèles à effets mixtes (Article 3, Chapitre 6.2) ...	165
Annexe 3 : évolution des températures minimales et maximales mensuelles de l'air sur la période 1970-2016 (Article 3, Chapitre 6.2) .....	167
Annexe 4 : évolution du GDD 100 et de la date de dernière occurrence de gel de la saison sur la période 1970-2016 (Article 3, Chapitre 6.2) .....	169
Annexe 5 : errata des articles (Chapitres 1.2, 5.2 et 6.2).....	171
Annexe 6 : résumé de l'article "'Hearing' alpine plants growing after snowmelt: ultrasonic snow sensors provide long-term series of alpine plant phenology" .....	173
Annexe 7 : résumé de l'article "Intensity, frequency and spatial configuration of winter temperature inversions in the closed La Brevine valley, Switzerland" .....	175
Annexe 8 : résumé de l'article "Snow seasonality and summer temperature have an additive effect in shaping alpine plant communities" .....	177
Annexe 9 : résumé de l'article "Increasing the realism of process-based phenology models" .....	179

## **PUBLICATIONS**

La liste suivante présente tous les articles publiés (ou soumis) dans des journaux scientifiques à comité de lecture au cours de cette thèse de doctorat (11.2013-10.2019). La contribution des auteurs pour chaque article est également présentée.

### **Articles constituant les principaux chapitres de cette thèse :**

**2019 : Klein, G. *Variabilité du manteau neigeux des Alpes européennes entre 1950 et 2016 dans un contexte de changement climatique : revue bibliographique. Climatologie. DOI : 10.4267/climatologie.1325 (Chapitre 1).***

Contribution des auteurs :

G. Klein : entière réalisation de cet article (analyse, figures, écriture, révision).

**2016 : Klein, G., Vitasse, Y., Rixen, C., Marty, C., Rebetez, M. *Shorter snow cover duration since 1970 in the Swiss Alps due to earlier snowmelt more than to later snow onset. Climatic Change. DOI:10.1007/s10584-016-1806-y (Chapitre 5).***

Contribution des auteurs :

G. Klein : majorité de l'écriture, discussions et réflexions autour de l'analyse, analyse des données, réalisation des figures et révision de l'article.

Y. Vitasse : encadrement de la réalisation de cet article, discussions et réflexions autour de l'analyse, écriture et révision de l'article.

C. Rixen : discussions et réflexions autour de l'analyse, écriture et révision de l'article.

C. Marty : analyse des données, écriture et révision de l'article.

M. Rebetez : encadrement de la réalisation de cet article, discussions et réflexions autour de l'analyse, écriture et révision de l'article.

**2018 : Klein, G., Rebetez, M., Rixen, C., Vitasse, Y. *Unchanged risk of frost exposure for subalpine and alpine plants after snowmelt in Switzerland despite climate warming. International Journal of Biometeorology. DOI: 10.1007/s00484-018-1578-3 (Chapitre 6).***

Contribution des auteurs :

G. Klein : majorité de l'écriture, discussions et réflexions autour de l'analyse, analyse et traitement des données, réalisation des figures et révision de l'article.

M. Rebetez : encadrement de la réalisation de cet article, discussions et réflexions autour de l'analyse, écriture et révision de l'article.

C. Rixen : discussions et réflexions autour de l'analyse, écriture et révision de l'article.

Y. Vitasse : encadrement de la réalisation de cet article, discussions et réflexions autour de l'analyse, écriture et révision de l'article.

### **Articles annexes:**

**2017 : Vitasse, Y., Rebetez, M., Filippa, G., Cremonese, E., Klein, G., Rixen, C. *'Hearing' alpine plants growing after snowmelt: ultrasonic snow sensors provide long-term series of alpine plant phenology. International Journal of Biometeorology. DOI:10.1007/s00484-016-1216-x (Abstract en Annexe 6).***

Contribution des auteurs :

Y. Vitasse : majorité de l'écriture, discussions et réflexions autour de l'analyse, analyse des données, réalisation des figures et révision de l'article.

M. Rebetez : discussions et réflexions autour de l'analyse, écriture et révision de l'article.

G. Filippa : analyse des données, écriture et révision de l'article.

E. Cremonese : écriture et révision de l'article.

G. Klein : discussions et réflexions autour de l'analyse, analyse des données, écriture et révision de l'article.

C. Rixen : encadrement de la réalisation de cet article, discussions et réflexions autour de l'analyse, écriture et révision de l'article.

**2017 : Vitasse, Y., Klein, G., Kirchner, J. W., Rebetez, M. *Intensity, frequency and spatial configuration of winter temperature inversions in the closed La Brevine valley, Switzerland. Theoretical and Applied Climatology. DOI: 10.1007/s00704-016-1944-1* (Abstract en Annexe 7).**

Contribution des auteurs :

Y. Vitasse : majorité de l'écriture, discussions et réflexions autour de l'analyse, réalisation des figures, récolte des données sur le terrain et révision de l'article.

G. Klein (co-premier auteur, cf. manuscrit) : essentiel du travail de terrain (installation et récolte des données), discussions et réflexions autour de l'analyse, analyse des données, réalisation des figures, écriture et révision de l'article.

J. W. Kirchner : écriture et révision de l'article.

M. Rebetez : encadrement de la réalisation de cet article, discussions réflexions autour de l'analyse, écriture et révision de l'article.

**2018 : Vitasse, Y., Rebetez, M., Klein, G., Fichtner, A., Scharl, A., Rixen, C. *Snow seasonality and summer temperature have an additive effect in shaping alpine plant communities. (Soumis à la revue « Journal of Vegetation Science ») (Abstract en Annexe 8).***

Contribution des auteurs :

Y. Vitasse : majorité de l'écriture, analyse des données, réalisation des figures et récolte des données sur le terrain.

M. Rebetez : écriture de l'article.

G. Klein : récolte des données sur le terrain, analyse des données et écriture de l'article.

A. Fichtner : essentiel de la récolte des données sur le terrain et écriture de l'article.

A. Scharl : essentiel de la récolte des données sur le terrain et écriture de l'article.

C. Rixen : encadrement de la réalisation de cet article, récolte des données sur le terrain et écriture de l'article.

**2018 : Asse, D., Randin, C., Klein, G., Delestrade, A., Chuine, I. *Increasing the realism of process-based phenology models.* (Soumis à la revue « International Journal of Biometeorology ») (Abstract en Annexe 9).**

Contribution des auteurs :

D. Asse : majorité de l'écriture, analyse des données et réalisation des figures.

C. Randin : analyse des données et écriture de l'article.

G. Klein : analyse des données et écriture de l'article.

A. Delestrade : production des données et écriture de l'article.

I. Chuine : encadrement de la réalisation de cet article et écriture de l'article.

# **1. INTRODUCTION : ÉTAT DE L'ART**



## 1.1 Introduction du chapitre

Le changement climatique tient une place toujours plus importante dans de nombreux questionnements de société à l'échelle du globe. Celui-ci pose également problème en milieu de montagne, puisqu'il menace à la fois l'environnement tout comme les activités anthropiques. Le manteau neigeux, dont dépendent tout aussi bien la société humaine pour son approvisionnement en eau, son économie et ses loisirs hivernaux, que les écosystèmes pour leur habitat et leur survie, est menacé par l'évolution rapide du climat de ces dernières décennies, notamment par le réchauffement progressif des températures de l'air.

Avant de définir la problématique traitée dans cette thèse de doctorat, un état des lieux des recherches précédemment menées sur le changement climatique et le manteau neigeux dans les Alpes européennes depuis le XX<sup>e</sup> siècle a été établi. La synthèse bibliographique présentée dans ce chapitre a pour objectif de résumer les connaissances actuelles, mais aussi de mettre en évidence les thématiques où l'apport de nouvelles études serait bénéfique à la communauté scientifique et à l'amélioration significative de la compréhension de l'évolution du manteau neigeux et de ses influences en milieu de montagne.

Cet état des lieux constitue le premier chapitre de cette thèse. Il est composé d'un article de recherche original, qui a été publié dans la revue scientifique *Climatologie* fin septembre 2019. Dans une première partie, cet article se focalise sur l'évolution depuis le XX<sup>e</sup> siècle des principaux paramètres climatiques ayant une influence importante sur la variabilité spatiotemporelle du manteau neigeux en altitude (plus spécifiquement la température de l'air et les précipitations). Dans un second temps, cette synthèse s'intéresse à l'évolution temporelle des principales caractéristiques du manteau neigeux (épaisseur, durée, saisonnalité), notamment depuis la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle, et détaille également les perspectives d'évolution future de ces caractéristiques d'ici 2100. En outre, une description de la sensibilité de cette couverture neigeuse par rapport à la température de l'air et aux précipitations est présentée. Enfin, dans une troisième et dernière partie, l'article fait un point sur les conséquences déjà observées par le passé des variations du manteau neigeux sur les écosystèmes (faune et flore alpine), les cycles hydrologiques et le tourisme alpestre, en lien avec le changement climatique observé au cours de ces dernières décennies.

## **1.2 Article 1 : variabilité du manteau neigeux des Alpes européennes entre 1950 et 2016 dans un contexte de changement climatique : revue bibliographique**

Geoffrey Klein<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Université de Neuchâtel, Institut de Géographie, Espace Louis Agassiz 1, Neuchâtel, Suisse

<sup>2</sup> Institut Fédéral de Recherches sur la Forêt, la Neige et le Paysage WSL, Neuchâtel, Suisse

### **Résumé**

Les régions de montagne, particulièrement vulnérables aux fluctuations du climat, ont subi d'importantes modifications environnementales au cours du XX<sup>e</sup> siècle. L'augmentation observée des températures de l'air depuis les années 1950 a notamment engendré un net recul des glaciers, mais aussi du manteau neigeux à toutes les altitudes. Cette réduction de l'enneigement en montagne est un facteur préoccupant dans de multiples domaines, qu'il s'agisse des écosystèmes, des cycles hydrologiques, ou encore du tourisme alpestre. De nombreux travaux de recherche à travers le monde témoignent du réchauffement de l'air et de la réduction observée du manteau neigeux dans les massifs montagneux depuis les années 1950, essentiellement à basse et moyenne altitude, mais peu de synthèses de ces différents changements ont été faites jusque-là. Cette revue bibliographique a pour but de faire l'état des lieux des principaux changements observés du manteau neigeux depuis le XX<sup>e</sup> siècle dans les Alpes européennes et leur mise en relation avec les changements climatiques relevés sur la même période. Un aperçu des différentes conséquences déjà observées sur les cycles hydrologiques, le tourisme hivernal et les écosystèmes est également présenté, ainsi que les projections futures d'évolution des paramètres du manteau neigeux d'ici la fin du XXI<sup>e</sup> siècle. Cette revue bibliographique fournit une source d'information utile pour les futures recherches se focalisant sur l'étude de la saisonnalité du manteau neigeux en région de montagne et ses implications directes, en particulier dans les zones alpines et subalpines.

**Mots-clés :** Alpes européennes, Écosystèmes, Manteau neigeux, Changement climatique, Réchauffement de l'air

## Introduction

Le réchauffement progressif des températures de l'air observé à l'échelle mondiale depuis le début du XX<sup>e</sup> siècle est probablement l'un des plus importants défis auquel la société humaine devra faire face au cours des prochaines décennies. Avant la révolution industrielle du XIX<sup>e</sup> siècle, les variations de la température de l'air s'expliquaient essentiellement par les fluctuations de l'activité volcanique et du rayonnement solaire (Crowley 2000). Depuis, ces variations sont en revanche majoritairement dues au forçage lié aux émissions de gaz à effet de serre anthropiques, prenant progressivement le dessus sur la variabilité naturelle (Allen et al. 2019; Crowley 2000).

Depuis le début des années 1980, ce réchauffement s'est accéléré à l'échelle mondiale, avec une augmentation de la température moyenne du globe d'environ 0,5°C entre 1979 et 2010 (Foster & Rahmstorf 2011), contre 0,4°C sur la période 1900-1980 (Jones et al. 2012). Cette décennie a ainsi été le théâtre d'importantes modifications de tous les systèmes biophysiques à l'échelle mondiale, engendrant en cascade d'abrupts changements environnementaux à travers la planète, en lien avec cette accélération de l'augmentation des températures de l'air (Reid et al. 2016). Cependant, bon nombre d'espèces animales et végétales ne pourraient être capables d'adapter leur mode de vie au même rythme que le réchauffement climatique, ceci pouvant aller jusqu'à leur extinction d'ici la fin du XXI<sup>e</sup> siècle (Corlett & Westcott 2013; Jump & Penuelas 2005).

De fortes disparités géographiques existent néanmoins quant à l'intensité de ce réchauffement à l'échelle globale, notamment entre les régions de plaine et de montagne. Dans la plupart des massifs montagneux de l'hémisphère Nord, il a été observé que l'augmentation des températures de l'air est plus importante que dans les plaines environnantes (Mountain Research Initiative 2015; Rangwala & Miller 2012). Cela a également pu être observé dans les Alpes européennes comme par exemple en Suisse, où l'augmentation des températures de l'air a été deux fois plus rapide que dans l'hémisphère Nord au cours du XX<sup>e</sup> siècle (Rebetez & Reinhard 2008) (Figure 1). Il reste cependant encore de nombreuses incertitudes à l'échelle mondiale à propos de la généralisation de ce phénomène d'intensification du réchauffement climatique avec l'altitude (Pepin et al. 2015; Tudoroiu et al. 2016).

Les Alpes européennes (abrégé Alpes par la suite) sont une chaîne de montagnes située en Europe centrale, formant un arc d'environ 800 km d'est en ouest et de 200 km de large et

possédant plus de 1500 sommets dépassant 2000 m d'altitude, dont 82 au-delà des 4000 m. Avec cette situation géographique, elles se positionnent à un véritable carrefour climatique, combinant à la fois des influences océaniques venues de l'ouest, méditerranéennes venues du sud et enfin continentales venues du nord et de l'est. Cette combinaison entre une grande diversité climatique et une importante variabilité altitudinale fait des Alpes un lieu privilégié pour l'étude des conséquences du changement climatique sur l'environnement à toutes les altitudes. Le massif est d'ailleurs considéré comme un véritable berceau pour la biodiversité, en raison de la grande variété de climats et d'habitats disponibles sur de petites distances (Körner 2003).

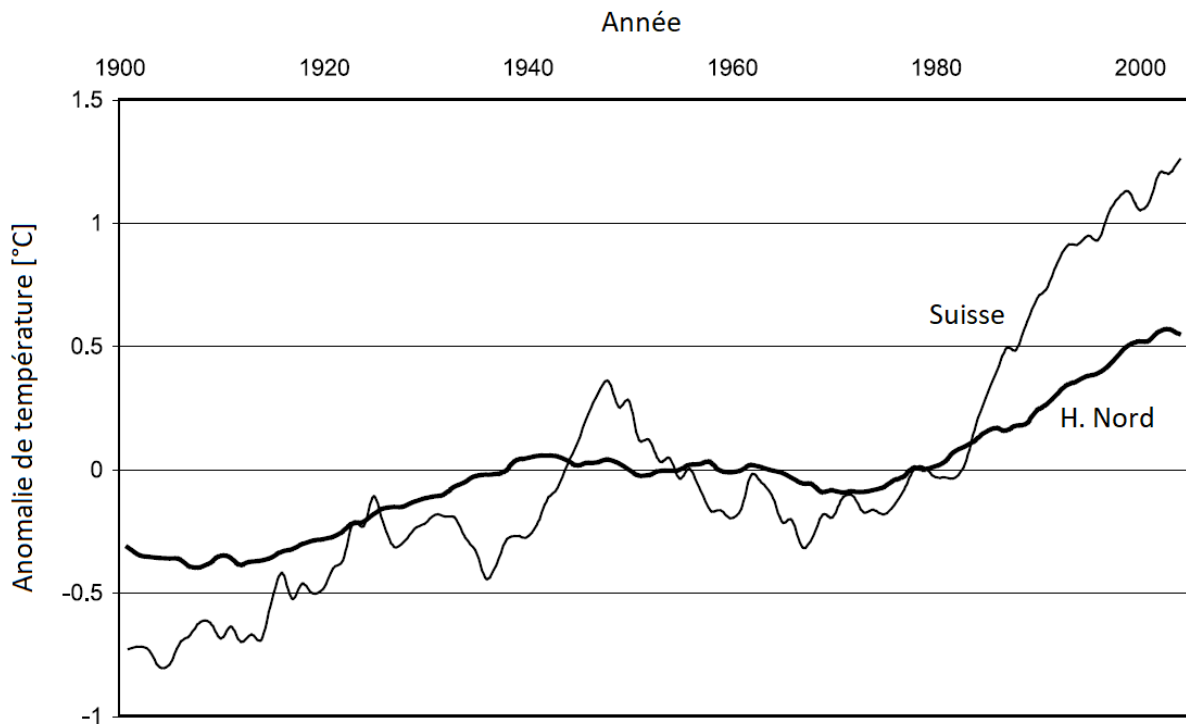
Le climat des Alpes est principalement contrôlé par certains régimes météorologiques bien définis et majoritairement influencés par la circulation atmosphérique sur le proche atlantique (Plaut & Simonnet 2001), dont les récentes et rapides fluctuations ont d'ailleurs entraîné une augmentation plus importante de la température de l'air en Europe de l'Est qu'initialement annoncée par les modèles climatiques (Van Oldenborgh et al. 2009). La variabilité de la couverture neigeuse dans les Alpes dépend ainsi beaucoup des conditions climatiques de large échelle (Scherrer & Appenzeller 2006), incluant notamment l'oscillation Nord-Atlantique (Seager et al. 2010). Les fluctuations de ce phénomène océanique et atmosphérique jouent un rôle prépondérant sur le climat alpin, puisqu'elles peuvent directement influencer sur la température de l'air en Europe et donc sur la couverture neigeuse au sol (Bednorz 2004; Scherrer et al. 2004; Seager et al. 2010), contribuant à la réduction de son extension au début du printemps dans l'hémisphère Nord depuis les années 1970 (Brown & Robinson 2011). Contrairement aux régions avoisinantes, la variabilité spatiotemporelle des précipitations hivernales dans les Alpes est moins sensible aux régimes de temps de large échelle comme l'oscillation Nord-Atlantique (Bartolini et al. 2009). Le régime des chutes de neiges printanières est toutefois influencé par l'Oscillation Atlantique Multidécennale (fluctuation naturelle périodique de la température de surface de l'océan Atlantique Nord), qui a particulièrement contribué à la réduction de ces précipitations neigeuses et à celle du manteau neigeux depuis les années 1990 (Zampieri et al. 2013).

En milieu de montagne, la topographie possède une influence importante sur les conditions climatiques locales. L'altitude est le facteur majeur expliquant la variation naturelle de la température de l'air, essentiellement au printemps et en été (Joly et al. 2012), avec une diminution moyenne d'environ 0,6°C par tranche de 100 m d'altitude, pouvant varier selon les

saisons et les contextes topoclimatiques (Dumas 2013; Rolland 2003). Les précipitations, qu'elles soient sous forme de pluie ou de neige, sont également dépendantes de l'altitude, bien que la relation soit moins évidente et universelle, avec une augmentation progressive de leur fréquence et intensité généralement jusqu'à des altitudes oscillant entre 2000 et 2500 m d'altitude (Blanchet et al. 2009; Frei & Schär 1998; Sevruk 1997). Les principaux paramètres du manteau neigeux (épaisseur, durée, etc.) sont quant à eux fortement corrélés avec la température de l'air et les précipitations, et donc avec l'altitude (Gajić-Čapka 2011; Hantel & Hirtl-Wielke 2007; Serquet et al. 2011). L'orientation et l'inclinaison des versants des massifs montagneux, en particulier pour ceux davantage exposés au soleil, sont aussi responsables d'une partie de la variabilité de l'épaisseur et de la durée du manteau neigeux (López-Moreno et al. 2014).

A moyenne et haute-altitude à travers le monde, l'augmentation des températures de l'air au cours du XX<sup>e</sup> siècle a été la plus importante autour de l'altitude de l'isotherme 0°C, en lien notamment avec le phénomène de rétroaction de l'albédo des surfaces enneigées et des glaciers (Pepin & Lundquist 2008; Scherrer et al. 2012). A l'inverse, le réchauffement de l'air est plus modéré lorsque de la neige est présente au sol (Pepin et al. 2011), ce qui explique en partie les tendances plus faibles à l'augmentation des températures de l'air observées en hiver dans les zones de montagne telles que les Alpes (Rebetez & Reinhard 2008).

Cette revue bibliographique a pour but de faire l'état des lieux des principaux changements du manteau neigeux observés entre 1950 et 2016 dans les Alpes européennes, essentiellement dans la partie occidentale et centrale du massif (France, Suisse, Italie), ainsi qu'un aperçu des conséquences socio-économiques et environnementales associées à ces changements. Dans le détail, cette revue permet de résumer (i) l'évolution de la température de l'air et des précipitations au cours de cette période, deux facteurs climatiques prépondérants sur la présence de neige au sol, (ii) les principaux changements résultants constatés sur le manteau neigeux, et enfin (iii) les différentes conséquences déjà observées de ces changements sur les cycles hydrologiques, le tourisme hivernal et les écosystèmes (faune et flore alpine). Les projections futures d'évolution du manteau neigeux d'ici la fin du XXI<sup>e</sup> siècle sont également évoquées.



**Figure 1** Anomalies annuelles de température de l'air (en °C) en Suisse comparé à l'hémisphère Nord sur la période 1901-2004 (adapté de Rebetez & Reinhard (2008)).

## Évolution du climat alpin

### *La température de l'air*

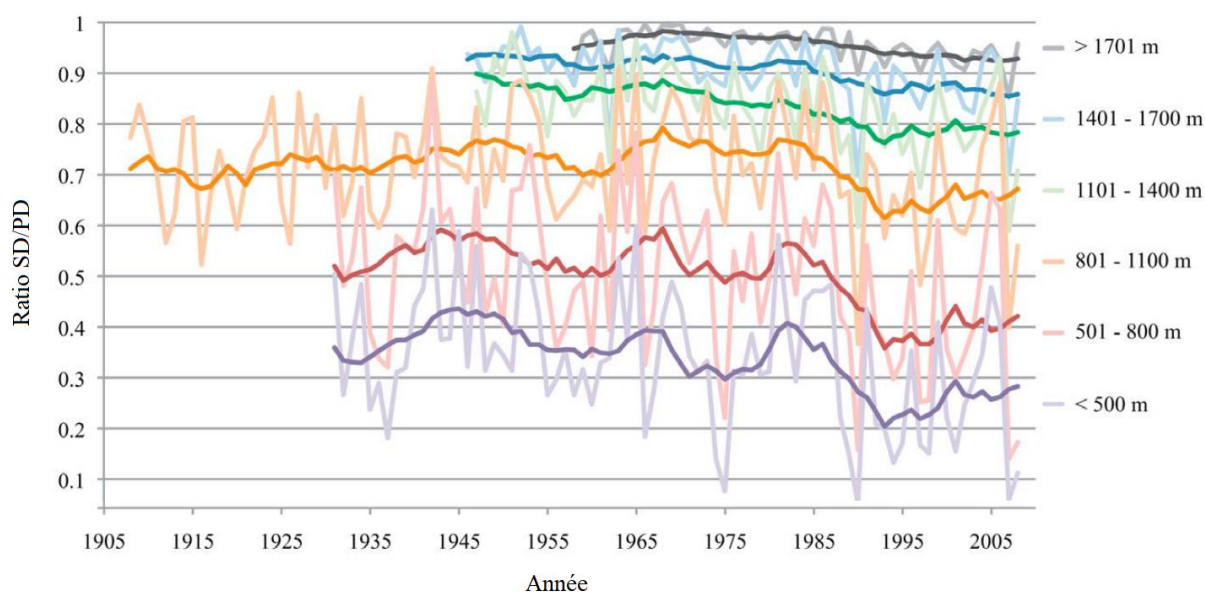
Entre la fin du XIX<sup>e</sup> siècle et le début des années 2000, la température de l'air dans les Alpes s'est élevée en moyenne d'un peu plus de 1°C (Begert et al. 2005; Böhm et al. 2001; Rebetez & Reinhard 2008). Cette tendance s'est ensuite progressivement affirmée depuis la deuxième moitié du XX<sup>e</sup> siècle à toutes les altitudes (Acquaotta et al. 2015; Auer et al. 2007), puisqu'une augmentation moyenne de 0,35°C par décennie entre 1959 et 2008 (Ceppi et al. 2012), puis de 0,57°C par décennie entre 1975 et 2004 ont été observées (Rebetez & Reinhard 2008). Ce réchauffement représente de 1,6 à plus de 2,5 fois la tendance moyenne observée dans l'hémisphère Nord (Foster & Rahmstorf 2011), bien que d'importantes augmentations de la température de l'air soient également visibles sur la même période dans d'autres massifs tels que l'Himalaya et ce, même à très haute altitude (Xu et al. 2016). Ces tendances cachent cependant de fortes disparités entre les saisons. En effet, à moyenne et haute altitude dans les Alpes, l'augmentation des températures de l'air est nettement plus marquée au printemps et en été depuis 1970 (Diolaiuti et al. 2012), avec un réchauffement moyen de 0,85°C par décennie

(Rebetez & Reinhard 2008), le tout de manière uniforme sur le massif indiquant qu'il s'agit d'un phénomène climatique de grande ampleur (Marty & Meister 2012). L'augmentation significative de la durée d'ensoleillement dans les Alpes (en fond de vallée tout comme proche des sommets) depuis les années 1970 (Sanchez-Lorenzo & Wild 2012) et particulièrement au printemps (Auer et al. 2007) est en partie responsable de ce réchauffement, puisqu'elle est fortement corrélée aux variations de la température de l'air (Bristow & Campbell 1984).

### *Les précipitations*

De manière générale, le cumul annuel moyen des précipitations au cours du XX<sup>e</sup> siècle ne montre pas de changement significatif dans les Alpes, quelle que soit l'altitude (Bartolini et al. 2009; Brugnara et al. 2012; Diolaiuti et al. 2012). Certaines tendances significatives sont toutefois observées pour les précipitations hivernales malgré une forte variabilité interannuelle (Bartolini et al. 2009), mais ces tendances sont assez contrastées selon les régions des Alpes. En effet, plusieurs études soulignent une augmentation des précipitations totales hivernales dans les Alpes suisses (Scherrer et al. 2016; Schmidli & Frei 2005), tandis que des tendances à la baisse sont plutôt observées du côté italien du massif (Brunetti et al. 2009; Terzago et al. 2013). Les événements de chutes de neige extrêmes sont cependant en diminution significative en-dessous de 800 m d'altitude, sous l'influence majeure de l'augmentation des températures de l'air (Marty & Blanchet 2012).

Une réduction marquée du nombre de jours et de la quantité de précipitations tombant sous forme de neige au lieu de pluie a en revanche été observée à toutes les altitudes au cours du XX<sup>e</sup> siècle dans de nombreuses régions des Alpes, notamment depuis les années 1970 (Diolaiuti et al. 2012; Laternser & Schneebeli 2003; Marty & Blanchet 2012; Nicolet et al. 2018; Pellicciotti et al. 2010; Serquet et al. 2011; Valt & Cianfarra 2010) (Figure 2). Avec l'absence d'un signal clair et uniforme au niveau des précipitations totales, ces mêmes études démontrent que cette réduction des précipitations neigeuses est en grande partie liée à l'augmentation des températures de l'air observée au cours de la même période. En 2008, la fréquence des précipitations neigeuses en hiver dans les Alpes est ainsi progressivement devenue équivalente à celle observée au mois de novembre ou mars dans les années 1960 (Serquet et al. 2013).



**Figure 2** Ratio moyen entre le nombre de jours avec des chutes de neige et ceux avec de la pluie (SD/PD) sur la saison d'hiver (Décembre-Janvier-Février) et par catégories altitudinales entre 1908 et 2008. Les lignes en gras représentent les moyennes mobiles simples calculées sur des fenêtres de 11 ans (adapté de (Serquet et al. 2011)).

## Évolution des paramètres du manteau neigeux

### Observations passées

La combinaison entre l'augmentation des températures de l'air et la stabilité de la quantité de précipitations, avec cependant une proportion toujours plus grande tombant sous forme de pluie, a engendré au cours du XX<sup>e</sup> siècle une baisse générale de l'équivalent en eau du manteau neigeux dans les Alpes, surtout au printemps (Bocchiola & Diolaiuti 2010; Marty & Meister 2012; Marty et al. 2017b). Depuis les années 1950, la durée du manteau neigeux continu et celle du nombre de jours avec de la neige au sol sont également en diminution dans les Alpes à toutes les altitudes (Diolaiuti et al. 2012; Durand et al. 2009; Hüsler et al. 2014; Klein et al. 2016; Marty 2008; Pellicciotti et al. 2010; Scherrer et al. 2004; Scherrer et al. 2013; Valt & Cianfarra 2010) (Tableau 1). Cette réduction est en outre bien visible à l'échelle de l'hémisphère Nord depuis les années 1970 (Hernández-Henríquez et al. 2015) et notamment au printemps (Brown & Mote 2009; Brown & Robinson 2011), incluant les principaux massifs montagneux comme le Kilimandjaro en Afrique (Park et al. 2012), les montagnes rocheuses en Amérique du Nord (Pederson et al. 2013), ou encore l'Himalaya en Asie (Xu et al. 2016). L'épaisseur moyenne du

manteau neigeux s'est aussi significativement réduite au cours de la même période dans les Alpes à toutes les altitudes et pour toutes les saisons (Durand et al. 2009; Klein et al. 2016; Marty & Blanchet 2012; Marty & Meister 2012; Pellicciotti et al. 2010; Schöner et al. 2009; Schöner et al. 2019; Terzago et al. 2013) (Tableau 1). L'intensité des tendances observées de la diminution de la durée tout comme de l'épaisseur du manteau neigeux dans les Alpes en fonction de l'altitude semble en revanche plus contrastée. Certaines études soulignent que ces tendances sont globalement plus faibles en montant en altitude, en particulier au-dessus de 2000 m (Latnser & Schneebeli 2003; Scherrer et al. 2004; Valt & Cianfarra 2010), tandis que d'autres illustrent une certaine homogénéité entre 1000 et 2700 m (Durand et al. 2009; Klein et al. 2016).

Le recul de la durée du manteau neigeux continu est essentiellement dû à une fonte des neiges plus précoce au printemps, plutôt qu'à des premières chutes de neige plus tardives à l'automne (Klein et al. 2016; Latnser & Schneebeli 2003). Ce constat a également pu être établi aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord (Chen et al. 2015; Choi et al. 2010). Par exemple, entre 1970 et 2015, la date de fonte des neiges a en moyenne avancé de près de 4 semaines dans les Alpes suisses à toutes les altitudes, contre un retard d'environ 2 semaines pour la mise en place du manteau neigeux à l'automne (Klein et al. 2016) (Tableau 1 et Figure 3). Cette diminution de près de 40 jours en 45 ans de la durée du manteau neigeux continu est particulièrement liée à un réchauffement important des températures de l'air au printemps et en été au cours de la même période, avec une augmentation de 0,4 à 0,6°C par décennie (Klein et al. 2018; Rixen et al. 2012) (Figure 3).

La durée du manteau neigeux est ainsi très sensible à l'évolution de la température de l'air (Hantel & Hirtl-Wielke 2007), notamment au printemps (Hantel et al. 2000; Wielke et al. 2004), ce qui est donc aussi le cas pour sa date de démarrage à l'automne, sa date de fonte au printemps, ou encore à l'inverse, la durée sans présence de neige au sol en été (Figure 3). À moyenne altitude, les études de Rebetez (1996), Bednorz (2004) et Schöner et al. (2019) indiquent que cette sensibilité du manteau neigeux existe également en hiver, puisque des températures de l'air plus élevées pendant cette saison ont pu être mises en relation avec un manteau neigeux moins épais. La sensibilité du manteau neigeux à la température de l'air a pareillement pu être constatée à l'échelle de l'Hémisphère Nord, particulièrement pendant la période de fonte printanière, avec une réduction de l'extension du manteau neigeux et une avancée de la date de

fonte des neiges principalement engendrées par une augmentation des températures de l'air au cours du XX<sup>e</sup> siècle (Brown & Robinson 2011; Peng et al. 2013). À haute altitude dans les Alpes, l'épaisseur de la couverture neigeuse semble en revanche davantage sensible aux variations du cumul des précipitations plutôt qu'aux températures de l'air (Schöner et al. 2019). De manière générale, les changements dans la quantité des précipitations ne semblent avoir qu'une petite influence sur l'évolution du manteau neigeux alpin (Scherrer et al. 2004). Toutefois, la diminution observée de l'apport en précipitations solides, contrôlé majoritairement par l'augmentation des températures de l'air, joue un rôle notable sur la réduction observée de la durée du manteau neigeux (Pellicciotti et al. 2010).

Cette forte sensibilité du manteau neigeux à la température de l'air a entraîné une importante variabilité interannuelle de la limite altitudinale moyenne de l'enneigement continu dans les Alpes, mais aussi sa remontée progressive en altitude d'environ 120 à 170 m par degré de réchauffement des températures de l'air selon les saisons (Hantel & Maurer 2011; Hantel et al. 2012). Les mêmes auteurs soulignent également que cette limite altitudinale moyenne d'enneigement en hiver correspond à la zone où la durée du manteau neigeux est la plus sensible aux variations de la température de l'air. Le phénomène de rétroaction de l'albédo des surfaces enneigées et des glaciers joue par ailleurs un rôle important dans cette zone altitudinale. En effet, plus il y a de neige avec un sol ainsi recouvert par une surface très claire, plus les jours avec une température minimale inférieure à 0°C sont fréquents (Bednorz 2004).

Paramètre du manteau neigeux (période)	Variation moyenne (par décennie)	Altitude (m)	Année	Pays	Auteurs
Durée (année)	-10.5 jours	1500-2500	1974-2004	Suisse	Pellicciotti et al. 2010
Durée (décembre-avril)	-3.3 jours	800-2100	1950-2009	Italie	Valt & Cianfarra, 2010
Durée (année)	-8.9 jours	1140-2540	1970-2015	Suisse	Klein et al. 2016
Durée (année)	-4.8 jours	1500-2700	1958-2005	France	Durand et al. 2009
Nb de jours avec $\geq 10$ cm de neige au sol (juin-septembre)	-10.0 jours	2230-2540	1980-2011	Suisse	Marty & Meister, 2012
Nb de jours avec $\geq 1$ cm de neige au sol (novembre-avril)	-6.0 jours	1000-2000	1961-2012	Autriche, Suisse	Schöner et al. 2019
Épaisseur moyenne (novembre-mars)	-5.3 cm	960-2180	1951-2010	Italie	Terzago et al. 2013
Épaisseur moyenne (novembre-avril)	-5.0 cm	1000-2000	1961-2012	Autriche, Suisse	Schöner et al. 2019
Épaisseur maximale (année)	-12.1 cm	1140-2540	1970-2015	Suisse	Klein et al. 2016
Date de fonte des neiges (année)	-5.8 jours	1140-2540	1970-2015	Suisse	Klein et al. 2016
Date de fonte des neiges (année)	-3.5 jours	2090	1975-2010	Suisse	Rixen et al. 2012
Date de fonte des neiges (année)	-12.0 jours	2230-2540	1980-2011	Suisse	Marty & Meister, 2012
Date de début du manteau neigeux (année)	+2.8 jours	1140-2540	1970-2015	Suisse	Klein et al. 2016
Date de début du manteau neigeux (année)	+2.7 jours	2230-2540	1980-2011	Suisse	Marty & Meister, 2012
Chutes de neige cumulées (décembre-avril)	-18.7 cm	800-2530	1960-2009	Italie	Valt & Cianfarra, 2010

**Tableau 1** *Résumé des principales évolutions du manteau neigeux des Alpes observées entre 800 et 2700 m d'altitude de 1950 à 2015.*

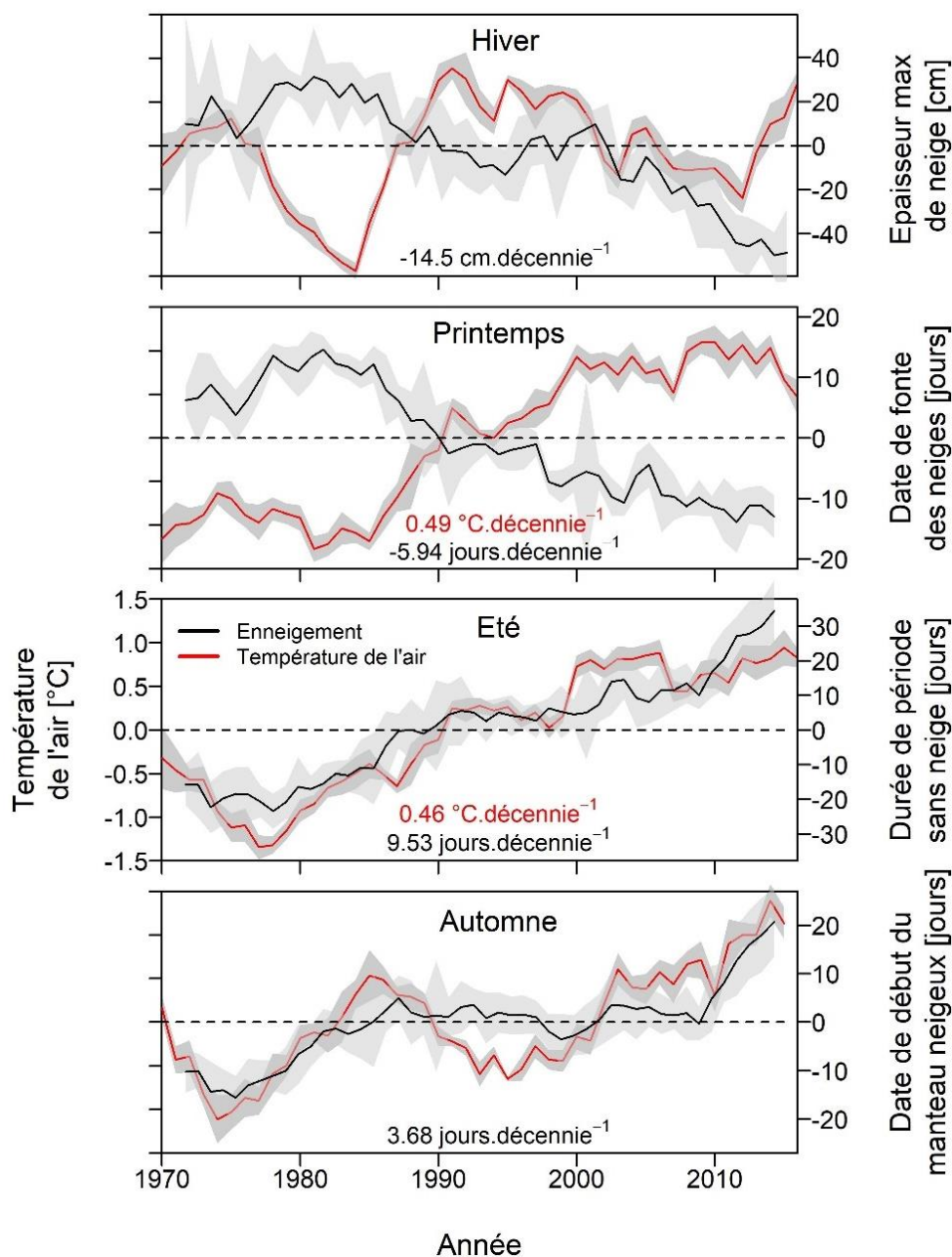
### *Projections futures d'ici 2100*

Alors que le cumul moyen annuel des précipitations ne devrait pas beaucoup évoluer au cours du XXI<sup>e</sup> siècle, notamment en hiver (CH2011 2011; Jasper et al. 2004; Zimmermann et al. 2013), la plupart des modèles numériques et scénarios d'émissions de gaz à effet de serre envisagent une augmentation significative des températures de l'air de 2 à 5°C en moyenne à l'échelle du globe d'ici 2100 (IPCC 2013), incluant les Alpes (CH2011 2011; Jasper et al. 2004;

Zimmermann et al. 2013). Ce réchauffement devrait engendrer une réduction des précipitations neigeuses sur l'ensemble des Alpes, plus limitée à haute altitude mais pouvant atteindre plus de 80 % dans certaines zones de basse altitude (Frei et al. 2018), ainsi qu'une augmentation de la quantité de neige humide par rapport à la neige sèche, surtout au printemps (Castebrunet et al. 2014).

Avec une réduction annoncée des précipitations neigeuses, combinée à une poursuite de l'augmentation des températures de l'air, les différents scénarios climatiques prévoient une forte réduction de l'épaisseur moyenne de la couverture neigeuse des Alpes d'ici la fin du XXI<sup>e</sup> siècle (Jasper et al. 2004; Rousselot et al. 2012). Celle-ci pourrait être visible à toutes les altitudes, avec une diminution envisagée de l'ordre de 35 à 50% à haute altitude et jusqu'à plus de 90% à basse et moyenne altitude selon l'intensité du réchauffement à venir (Hanzer et al. 2018; Marty et al. 2017a; Schmucki et al. 2015; Verfaillie et al. 2018). Une réduction significative de la durée du manteau neigeux continu est également prévue (Marke et al. 2015), pouvant entraîner un retard de un mois dans sa mise en place à l'automne et une fonte des neiges jusqu'à trois mois plus précoce par rapport au début des années 2000 selon les scénarios (Bavay et al. 2013; Marty et al. 2017a). Cette réduction de la couverture neigeuse, tant sur sa durée que sur son épaisseur, est donc particulièrement présagée au printemps, principale période de fonte des neiges (Magnusson et al. 2010; Steger et al. 2013). En été aux plus hautes altitudes, une fonte totale du manteau neigeux permanent pourrait aussi se produire d'ici 2100 (Bavay et al. 2009; Magnusson et al. 2010). À l'échelle de l'Europe, une forte diminution de la durée du manteau neigeux est également attendue au cours du XXI<sup>e</sup> siècle (Jylhä et al. 2008), tout comme une réduction de l'extension de la couverture neigeuse dans l'hémisphère Nord, pouvant aller de 7 à 25 % entre le scénario de réchauffement climatique le plus optimiste et le plus pessimiste (IPCC 2013).

Ainsi, d'ici la fin du XXI<sup>e</sup> siècle, un manteau neigeux continu en hiver ne pourrait vraisemblablement être garanti dans les Alpes qu'au-delà de 2000 m d'altitude, tandis que les altitudes moyennes (1000-1700 m) seraient concernées par des manteaux neigeux continus aléatoires, environ un hiver sur deux (Schmucki et al. 2017). Ces futurs changements attendus dans l'épaisseur et la durée de la couverture neigeuse correspondraient approximativement à une remontée moyenne de l'enneigement continu en altitude équivalente à 800 m d'ici la fin du siècle (Bavay et al. 2013; Marty et al. 2017a).



**Figure 3** Température de l'air et principaux paramètres du manteau neigeux, agrégés par saison dans les Alpes suisses sur la période 1970-2016 (anomalies moyennes de 6 stations MétéoSuisse situées entre 1298 et 2540 m d'altitude). Les tendances correspondantes sont reportées sur les graphes lorsqu'elles sont significatives ( $P < 0.05$ ).

## Conséquences des variations du manteau neigeux

### *Sur les écosystèmes*

Des changements dans les conditions d'enneigement peuvent avoir de multiples effets bioclimatiques sur la dynamique des communautés de plantes dans les Alpes, pouvant significativement varier d'une espèce à l'autre (Wipf et al. 2009). Parmi ces changements, l'occurrence de la fonte des neiges au printemps joue un rôle important sur le contrôle de la date de démarrage de la croissance des plantes. En effet, après la disparition du manteau neigeux continu, la plupart des espèces démarrent leur croissance au bout d'un certain délai (Jonas et al. 2008b) (Figure 4), dont la durée est très dépendante des conditions de température de l'air. Le cumul de ces températures après la fonte des neiges est un élément majeur déterminant le temps moyen nécessaire au déclenchement de la croissance des plantes (Huelber et al. 2006). Il faut compter en moyenne entre deux et trois semaines après la date de déneigement (correspondant approximativement à un cumul de 100 degrés-jours) pour que la plupart des communautés de plantes démarrent leur croissance (Vitasse et al. 2017b).

Une date de fonte des neiges plus avancée dans la saison a pu être ainsi mise en relation avec un démarrage plus précoce de la croissance de la plupart des espèces, que ce soit dans les Alpes (Vitasse et al. 2017b; Wipf et al. 2009), ou encore dans d'autres zones montagneuses du globe telles que l'Alaska (Livensperger et al. 2016) ou les Montagnes Rocheuses (Inouye 2008; Sherwood et al. 2017). Ce déneigement plus avancé dans la saison permet aux plantes de disposer d'une plus longue période végétative (Wheeler et al. 2016), engendrant notamment une augmentation de leur taille moyenne (Jonas et al. 2008b; Sherwood et al. 2017), avec toutefois une vitesse de croissance ralentie pour les espèces adaptées à la présence d'un manteau neigeux en raison d'une plus grande fréquence d'événements de gel (Wipf et al. 2009). Des études réalisées dans les Alpes et à travers le monde suggèrent que la date de fonte des neiges est le principal facteur contrôlant la vitesse, la floraison et la capacité de croissance de la plupart des communautés de plantes alpines (Livensperger et al. 2016; Sherwood et al. 2017; Vitasse et al. 2017b), avec de surcroît une importance des conditions de température de l'air juste après le déneigement (Hülber et al. 2010; Jonas et al. 2008b; Petraglia et al. 2014). Dans les Montagnes Rocheuses, il a par exemple été démontré qu'un déneigement avancé engendre une floraison plus abondante et précoce de certaines communautés (Inouye 2008; Inouye et al. 2002), mais aussi une richesse en espèces accrue (Winkler et al. 2018), ce qui est également visible dans les Alpes (Wipf & Rixen 2010).

La date de la fonte des neiges influence aussi significativement la phénologie et les dommages sur certaines communautés de plantes, liés à différentes espèces d'insectes herbivores. En raison d'une fonte de plus en plus précoce, le saule herbacé a par exemple vu une baisse dans son aptitude à se reproduire (Wheeler et al. 2016).

Malgré les effets positifs d'un allongement de la période végétative des communautés de plantes alpines, permis par une fonte des neiges progressivement plus précoce, les événements de gel ayant lieu en fin d'hiver et en début de printemps risquent de mettre en péril la croissance de ces plantes adaptées à la neige, voire de leur causer des dégâts irréversibles (Inouye et al. 2002). Il a par exemple été observé dans les Alpes que des événements de gel ayant eu lieu après la fonte des neiges étaient responsables d'une diminution de la croissance et de la floraison de la myrtille (Gerdol et al. 2013; Rixen et al. 2010). La plupart des dommages liés au gel et observés sur les communautés de plantes alpines surviennent dans les deux à trois semaines suivant la date de fonte des neiges, constituant alors une période de grande vulnérabilité face à ce risque de gel tardif (Rixen et al. 2012). La date de fonte des neiges constitue ainsi une période clé pour ces plantes, puisque dans le cas d'une occurrence plus précoce, elle peut significativement augmenter leur risque d'exposition au gel tardif pendant cette période de vulnérabilité (Choler 2015; Klein et al. 2018) ainsi que les dommages liés à ces événements (Inouye 2008; Sherwood et al. 2017), ou encore diminuer leur résistance face aux températures de l'air négatives (Wheeler et al. 2014; Wipf et al. 2009). Des variations d'épaisseur et de durée de la couverture neigeuse peuvent aussi affecter sensiblement la résistance au gel d'un certain nombre de communautés de plantes alpines au moment de la fonte des neiges, qui est par conséquent un moteur essentiel à la réponse de ces plantes face au changement climatique (Palacio et al. 2015).

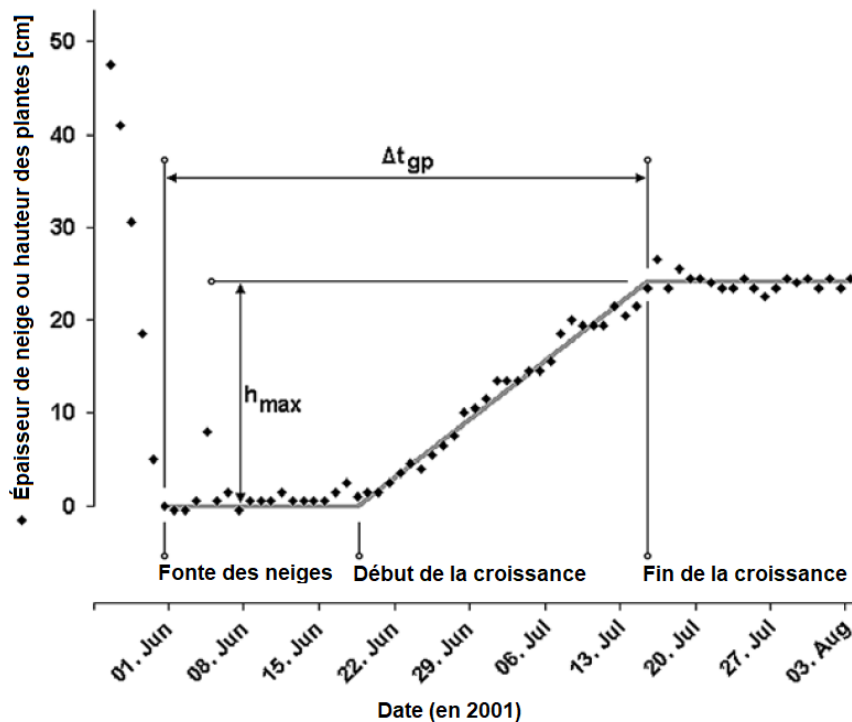
Avec un climat futur plus chaud et un avancement progressif de la date de déneigement, ces communautés risquent de se retrouver de plus en plus face à des événements de gel tardif, ce qui pourrait contrebalancer le bénéfice d'une période de croissance plus longue grâce à une fonte des neiges plus précoce (Rixen et al. 2012). Comme de fortes corrélations existent entre la température de l'air au printemps, la date de fonte des neiges, le début de croissance et la taille maximale des communautés de plantes alpines, il est envisagé d'ici la fin du XXI<sup>e</sup> siècle une augmentation de la taille des plantes et de la production de biomasse, mais sans néanmoins tenir compte de ce risque d'exposition au gel (Carlson et al. 2017; Rammig et al. 2010). L'augmentation envisagée des températures de l'air devrait toutefois permettre de

contrebalancer les effets néfastes d'une fonte des neiges plus précoce, en limitant les événements de gel tardif après la fonte des neiges et donc en freinant le risque d'exposition et de dommages liés à ce gel pour les communautés de plantes alpines (Sherwood et al. 2017). Cette compensation a d'ailleurs déjà pu être observée dans les Alpes suisses, où le risque d'exposition au gel de ces plantes est resté inchangé depuis 1970 malgré une fonte des neiges progressivement plus précoce à toutes les altitudes, notamment grâce à une augmentation des températures minimales et maximales de l'air au cours de la même période (Klein et al. 2018).

Le réchauffement de l'air engendre également une déstabilisation des habitats des communautés de plantes alpines dans les Alpes, surtout pour celles qui se sont adaptées à une couverture neigeuse régulière (Carbognani et al. 2014). Ces espèces souffrent particulièrement du recul observé du manteau neigeux en se faisant progressivement coloniser par des espèces végétales venues d'étages altitudinaux inférieurs, et sont donc les plus menacées à terme (Matteodo et al. 2016). Dans les Alpes, ce sont donc surtout les communautés de plantes alpines de moyenne et haute altitude plutôt que les prairies qui sont en déclin à cause du réchauffement des températures de l'air, colonisées petit à petit par d'autres espèces provenant de l'étage subalpin et donc mieux adaptées aux températures de l'air plus douces (processus de thermophilisation) (Cannone et al. 2008; Gottfried et al. 2012; Vittoz et al. 2009). Ce mécanisme est un bon indicateur du réchauffement climatique, car il a été plus important dans les régions de montagne où la température de l'air a davantage augmenté lors de ces dernières décennies (Gottfried et al. 2012). Au cours du XX<sup>e</sup> siècle dans les Alpes, une remontée progressive en altitude de l'habitat de certaines communautés de plantes alpines a déjà pu être observée, entraînant une augmentation de la richesse en espèces à haute altitude aux abords des sommets (Erschbamer et al. 2011; Grytnes et al. 2014; Steinbauer et al. 2018; Walther et al. 2005), en lien avec l'augmentation des températures de l'air (Frei et al. 2010; Lamprecht et al. 2018; Lenoir et al. 2008; Matteodo et al. 2013; Pauli et al. 2007; Wipf et al. 2013). En outre, le même phénomène se reproduit pour les arbres à travers le monde, où une remontée progressive en altitude de la plupart des espèces est observée afin de retrouver des conditions climatiques plus favorables à leur survie (Gehrig-Fasel et al. 2007; Harsch et al. 2009).

Le manteau neigeux hivernal affecte aussi la faune de montagne, même si toutefois les effets de sa variation avec le changement climatique sont moins bien connus et plus contrastés selon les espèces que pour les communautés de plantes alpines. Tout d'abord, le déclin de la

couverture neigeuse tout comme la précocité de la fonte des neiges peuvent être bénéfiques pour certaines espèces. Les rongeurs ou les ongulés voient ainsi par exemple leur accessibilité à la nourriture facilitée avec la réduction de l'épaisseur et de la durée du manteau neigeux (Korslund & Steen 2006; Robinson & Merrill 2012). Une couverture neigeuse moins épaisse en hiver et un déneigement plus précoce permettent également un meilleur succès reproductif pour le renne (Helle & Kojola 2008) ou le lagopède alpin (Imperio et al. 2013; Novoa et al. 2016; Novoa et al. 2008), mais aussi un taux de survie plus élevé pour le chamois (Jonas et al. 2008a), ou encore une mobilité et une zone d'habitat plus étendues pour le bouquetin (Grignolio et al. 2004; Mignatti et al. 2012). En revanche, la diminution observée de la couverture neigeuse au cours de ces dernières décennies a entraîné une réduction de la taille des portées des marmottes dans les zones alpines (Tafari et al. 2013).



**Figure 4** Données issues d'un capteur ultrasonique (SR50), illustrant la fonte des neiges puis le démarrage de la croissance de la végétation alpine à la fin du printemps sur le site de Tujetsch en Suisse (2270 m d'altitude). La ligne grise représente l'ajustement linéaire effectué sur ces données, afin de déterminer un indice de croissance pour les plantes.  $\Delta t_{gp}$  matérialise la période de croissance et  $h_{max}$  la hauteur maximale de la végétation (adapté de Jonas et al. (2008b)).

### *Sur les cycles hydrologiques*

L'accumulation de neige et notamment sa fonte au printemps ont un rôle prépondérant sur l'importance des débits des rivières en montagne selon les saisons : en hiver, ces débits sont faibles et continus, tandis qu'ils sont beaucoup plus importants au printemps, essentiellement en raison de l'apport lié à la neige fondue (López-Moreno & García-Ruiz 2004). Avec une fonte des neiges prévue pour être de plus en plus précoce en moyenne au cours du XXI<sup>e</sup> siècle, le ruissellement maximal des cours d'eau devrait progressivement s'avancer dans la saison, à savoir en hiver et au printemps, alors que les besoins en eau sont moins importants qu'en été (Barnett et al. 2005). Cette augmentation du ruissellement en hiver et au printemps a déjà pu être observée dans les Alpes lors des dernières décennies et n'a pas pu être expliquée par un unique changement des quantités des précipitations totales. La raison viendrait plutôt d'une transformation progressive des précipitations neigeuses sous forme de pluie, en lien avec une réduction significative du nombre de jours avec des températures de l'air négatives (Birsan et al. 2005). Dans les Alpes, la contribution de la fonte des neiges à l'approvisionnement en eau reste actuellement significative jusqu'en milieu d'été (Bavay et al. 2009). Néanmoins, d'ici 2100 et quel que soit le scénario de réchauffement climatique envisagé, l'augmentation progressive des températures de l'air risque d'affecter notablement les régimes d'écoulement des eaux via l'impact de la fonte du manteau neigeux. Ce décalage du ruissellement des eaux de fonte, progressivement plus important en hiver et au printemps et plus faible en été, devrait se poursuivre dans les Alpes au cours du XXI<sup>e</sup> siècle, avec un pic maximal lié à la fonte des neiges décalé au printemps (Bavay et al. 2013; Hanzer et al. 2018; Zierl & Bugmann 2005), pouvant entraîner des sécheresses plus importantes en été (Confortola et al. 2013) et poser des problèmes d'approvisionnement en eau. D'ici la fin du siècle, la contribution de la fonte des glaces et du manteau neigeux à la décharge hydrologique devrait en outre nettement diminuer, tout comme les flux hydriques et la disponibilité en eau dans les Alpes, en particulier dans les zones de basse et moyenne altitude (Farinotti et al. 2012; Jasper et al. 2004).

Les glaciers alpins souffrent également du changement climatique. En effet, leur bilan de masse dépend des conditions climatiques extérieures, dont la température de l'air et les précipitations. L'évolution annuelle de ce bilan de masse est donc particulièrement sensible aux variations annuelles de ces deux paramètres climatiques (Rabatel et al. 2013; Reveillet et al. 2017). Des précipitations totales relativement inchangées avec toutefois une part plus faible tombant sous forme de neige, combinées à une augmentation significative des températures de l'air au cours

de ces dernières décennies ont engendré un déséquilibre du bilan de masse des glaciers. Une remontée progressive de 170 m en altitude de la limite séparant leurs zones de bilan de masse excédentaires et déficitaires (ligne d'équilibre) a ainsi déjà pu être observée dans les Alpes occidentales depuis les années 1980, en lien essentiellement avec l'augmentation des températures de l'air (Rabatel et al. 2013). Ce déséquilibre, majoritairement commandé par une fusion liée à l'augmentation des températures de l'air, plutôt que par une diminution des apports en précipitations neigeuses (Rabatel et al. 2013; Thibert et al. 2013; Vincent 2002), tend à réduire progressivement la surface des glaciers. Une perte de 45% de leur surface a été constatée en moyenne dans les Alpes entre 1900 et 2011 (Huss 2012), dont près de 30 % a été perdue depuis les années 1970 (Diolaiuti et al. 2012; Fischer et al. 2014; Gardent et al. 2014; Haeberli et al. 2007). Cette réduction de surface s'accélère surtout depuis le début des années 1990, que ce soit à l'échelle du globe (Zemp et al. 2015) ou de l'ensemble des Alpes (Abermann et al. 2009; Cannone et al. 2008; Huss 2012) et devrait vraisemblablement se poursuivre jusqu'à la fin du XXI<sup>e</sup> siècle (Huss 2012). Un potentiel réchauffement d'environ 3 à 4°C d'ici 2100 pourrait entraîner une réduction d'environ 80 à 90 % du volume tout comme de la surface des glaciers alpins actuels (Hanzer et al. 2018; Linsbauer et al. 2013; Radić et al. 2014; Zemp et al. 2006).

Depuis les années 1970, la fonte accélérée du manteau neigeux et le recul des glaciers alpins engendrent aussi une augmentation des débits des cours d'eau au printemps et en été. Cette augmentation est à mettre principalement en lien avec le ratio pluie/neige plus faible et donc, avec une accumulation plus faible de neige et un réchauffement de l'air (Pellicciotti et al. 2010), ce qui est également envisagé à terme dans les futurs scénarios climatiques, comme par exemple en Himalaya (Sharma et al. 2013). À l'automne, l'évolution progressive des chutes de neige en précipitations liquides au cours des prochaines décennies risque par ailleurs d'engendrer une plus grande probabilité de crues (Bavay et al. 2009).

### *Sur le tourisme hivernal*

L'influence du changement climatique et notamment de la fonte rapide du manteau neigeux sur les activités économiques humaines telles que le tourisme hivernal est un phénomène complexe et encore assez mal connu de nos jours. Selon une étude réalisée dans les Alpes autrichiennes, une relation significative existe entre la variation de l'épaisseur du manteau neigeux et celle de la durée des séjours des touristes pour les stations de basse et moyenne altitude : plus l'enneigement naturel moyen est faible et plus la durée des séjours est courte (Falk 2010). L'étude de Pütz et al. (2011) confirme que les touristes perçoivent comme très important la fiabilité de l'enneigement hivernal de leurs potentielles futures destinations à la montagne. Les conditions météorologiques possèdent également une incidence sur la fréquentation touristique des stations de ski. En effet, un temps ensoleillé semble être un atout suffisant pour maintenir la fréquentation dans les stations en cas de mauvaises conditions d'enneigement (Gonseth 2013), comme cela a par exemple pu être le cas lors de l'hiver 2010-2011 dans les Alpes françaises (François et al. 2014). L'étude de Falk (2013) soutient en revanche que les conditions météorologiques et d'enneigement ont un faible impact sur la demande touristique. Il a été calculé qu'une diminution de 10% de l'épaisseur de la couverture neigeuse ne réduit que d'environ 1% le nombre de nuitées, essentiellement grâce à la compensation permise par l'enneigement artificiel.

Afin d'établir la viabilité actuelle et future d'une station de ski par rapport à son enneigement, un principe appelé « règle des 100 jours » a été internationalement admis et stipule qu'une station est viable si au cours d'un hiver, un enneigement minimal de 30 cm est observé pendant au moins 100 jours aux altitudes intermédiaires de la station, et si cela se retrouve au minimum 7 hivers sur 10 (Abegg et al. 2007). L'altitude moyenne de cette ligne de viabilité est variable selon les régions, s'étendant de 1050 m dans la partie Nord des Alpes (Allemagne, Autriche) à 1500 m dans sa partie Sud (Alpes françaises du Sud, Italie). Cette viabilité risque d'être mise à rude épreuve avec le réchauffement climatique annoncé et la réduction progressive de l'épaisseur tout comme de la durée moyenne du manteau neigeux lors des prochaines décennies. Une augmentation de la température de l'air de 2°C pourrait ainsi diminuer d'environ 25 % le nombre de stations de ski possédant un enneigement naturel moyen satisfaisant en hiver afin d'assurer l'ouverture de leur domaine (Elsasser & Messerli 2001; Koenig & Abegg 1997; Steiger & Abegg 2018), voire près de 50 % des stations en cas d'augmentation de 4°C de la température de l'air (Elsasser & Messerli 2001).

La fabrication de neige artificielle serait alors de plus en plus privilégiée, tout comme les stations de ski se situant à des altitudes plus élevées, au détriment de celles de basse et moyenne altitude, engendrant un grand nombre de nouveaux problèmes, notamment économiques et environnementaux (Elsasser & Messerli 2001). L'enneigement naturel hivernal est d'ores et déjà partiellement critique dans les Alpes autour de 1200 m d'altitude, tandis qu'il est encore significatif à partir de 2000 m et devrait à priori le rester jusqu'en 2050 environ (Rixen et al. 2011). Afin de maintenir leur viabilité et une offre de ski d'ici la fin du XXI<sup>e</sup> siècle, la plupart des stations pourraient devoir multiplier leur fabrication de neige artificielle par deux en cas d'augmentation de 2°C des températures de l'air (Steiger & Abegg 2018), voire par quatre si celle-ci dépasse les 3°C (Steiger 2010; Steiger & Stötter 2013).

Avec ce réchauffement de l'air envisagé, l'enneigement artificiel deviendra rapidement critique à son tour à basse et moyenne altitude dans les décennies à venir (Rixen et al. 2011). Cette neige artificielle supplémentaire ne pourra pas totalement compenser les effets du réchauffement climatique, dans le sens où l'augmentation des températures de l'air au-delà de 2°C ne permettra probablement plus de fabriquer cette neige en quantité suffisante (Pons et al. 2015) et donc assurer une durée d'enneigement satisfaisante pour l'activité des stations de sports d'hiver de basse et moyenne altitude, surtout pour celles se situant en-dessous de 1600 m (Steiger & Mayer 2008). Dans les Alpes, la viabilité du tourisme hivernal se limitera progressivement aux altitudes supérieures à 1800 m à l'horizon 2050 (Elsasser & Bürki 2002; Steger et al. 2013), puis au-delà de 2000 m vers 2100 (Steger et al. 2013). La fabrication de neige artificielle pourrait permettre aux stations de retarder les effets du réchauffement climatique sur le manteau neigeux et de maintenir une certaine offre de skiabilité jusqu'au milieu du XXI<sup>e</sup> siècle (Steiger 2010). Toutefois, en raison de la limitation technique de ce procédé et des besoins toujours plus grands par rapport aux potentiels de production, l'enneigement artificiel risque de ne pas être une solution durable à terme (Spandre et al. 2015). L'étude de Wolfsegger et al. (2008) montre pourtant que le changement climatique n'est pas forcément perçu comme une menace sérieuse par certains dirigeants de stations de ski de basse altitude, qui estiment qu'avec l'adaptation technologique, la société devrait trouver des solutions efficaces au cours du XXI<sup>e</sup> siècle afin de compenser la diminution progressive envisagée de l'enneigement naturel, essentiellement grâce à la fabrication de neige artificielle.

## **Conclusion**

Cet état des lieux bibliographique a permis de mettre en évidence la dimension du récent changement climatique observé depuis le XX<sup>e</sup> siècle à travers les Alpes européennes (notamment occidentales et centrales), avec de fortes disparités selon l'altitude ou les saisons. L'augmentation de près de 2°C des températures de l'air observée au cours de ces dernières décennies et une diminution de la part des précipitations tombant sous forme de neige ont entraîné une importante réduction du manteau neigeux alpin, que ce soit dans sa durée ou son épaisseur. Cette réduction devrait vraisemblablement se poursuivre au cours du XXI<sup>e</sup> siècle, pouvant aller certains hivers jusqu'à priver de couverture neigeuse les zones se situant sous 2000 m d'altitude. La disparition progressive observée et envisagée de la couverture neigeuse en hiver et au printemps ne porte pas atteinte qu'au tourisme hivernal dans les stations de sports d'hiver, mais aussi à l'approvisionnement général et la distribution des ressources en eau, ou encore à l'ensemble des écosystèmes d'altitude adaptés à cette présence de neige régulière. Ces derniers voient en effet leur habitat naturel lentement se modifier ou disparaître, en les contraignant à migrer en altitude, tant que cela reste possible. Migrer vers les sommets pour ces écosystèmes ou pour les stations de sports d'hiver ne semble pas être une solution durable, car les zones de haute altitude n'apparaissent pas forcément beaucoup plus épargnées à terme que celles de basse ou moyenne altitude par ce réchauffement planétaire des températures de l'air, qui tend à s'accélérer de plus en plus depuis les années 1980. De nouvelles études plus approfondies sur les variations et la saisonnalité du manteau neigeux dans les Alpes devraient permettre d'améliorer les connaissances sur les conséquences socio-économiques et environnementales de ces fluctuations, particulièrement à moyenne et haute altitude où les effets du changement climatique se font également ressentir.

## **Remerciements**

Je remercie Yann Vitasse et Martine Rebetez pour leur aide et leurs précieux conseils dans la réalisation de cette revue bibliographique. Je remercie également MétéoSuisse pour avoir gracieusement fourni les données climatiques qui ont permis l'élaboration de la Figure 3, ainsi que Blandine Rimaud, Christophe Randin et Samuel Morin pour leurs améliorations éditoriales.

### 1.3 Conclusions du chapitre

Cette revue bibliographique a permis de faire un état des lieux sur les connaissances scientifiques actuelles du changement climatique dans les Alpes et de ses interconnexions avec l'évolution du manteau neigeux depuis le XX<sup>e</sup> siècle. Elle a notamment montré que l'augmentation des températures de l'air et la réduction d'apport en précipitations solides depuis les années 1950 ont entraîné un recul de la couverture neigeuse, que ce soit dans son extension spatiale ou son épaisseur, surtout à basse et moyenne altitude. Ce déclin s'est observé dans de multiples zones du massif (Suisse, Italie, France, Autriche), indiquant qu'il s'agit d'un phénomène de grande ampleur, et devrait se poursuivre au cours du XXI<sup>e</sup> siècle.

Cette synthèse a également souligné que des modifications apportées sur la saisonnalité du manteau neigeux, et plus particulièrement sur la date de fonte des neiges au printemps, peuvent entraîner des conséquences notables sur la répartition des ressources en eau, la viabilité de certaines stations de ski de basse et moyenne altitude, mais aussi sur la phénologie de nombreuses communautés de plantes alpines. Malgré l'importance de cette saisonnalité, les connaissances existantes sur sa variabilité face au récent réchauffement climatique sont encore assez limitées dans le massif alpin, tout comme ses implications sur l'environnement et les activités humaines.

Ce chapitre, à travers une description et une compréhension de l'influence du changement climatique sur le manteau neigeux alpin, permet donc de constituer une base de connaissances essentielle pour la définition de la problématique de cette thèse. La synthèse bibliographique effectuée dans cet article donne la possibilité de venir affiner les objectifs de ce travail en fonction des questionnements demeurants dans la littérature, afin de pouvoir inscrire cette thèse dans le panorama des recherches effectuées sur le manteau neigeux à travers le massif.



## **2. PROBLÉMATIQUE**



## **2.1 La saisonnalité du manteau neigeux comme objet d'étude principal**

La synthèse bibliographique effectuée dans le premier chapitre a permis dans un premier temps de faire l'état des lieux des connaissances actuelles sur le changement climatique dans les Alpes, notamment en ce qui concerne l'évolution des précipitations et des températures de l'air. Un net réchauffement a pu être constaté à toutes les altitudes depuis la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle (Acquaotta et al. 2015; Rebetez & Reinhard 2008), mais également un cumul annuel moyen des précipitations resté relativement inchangé au cours de la même période (Bartolini et al. 2009; Diolaiuti et al. 2012), avec toutefois une forte réduction de la quantité de précipitations tombant sous forme de neige à toutes les altitudes au cours de la même période (Pellicciotti et al. 2010; Serquet et al. 2011).

La combinaison entre l'augmentation des températures de l'air et des précipitations solides moins fréquentes a entraîné depuis les années 1950 une diminution de l'épaisseur tout comme de la durée du manteau neigeux alpin (Durand et al. 2009; Pellicciotti et al. 2010), qui devrait se poursuivre au cours du XXI<sup>e</sup> siècle (Marty et al. 2017a). Cette durée du manteau neigeux annuelle était majoritairement définie par les précédentes études comme étant la somme du nombre de jours avec la présence d'une certaine épaisseur de neige au sol (généralement au moins 1 cm) (Diolaiuti et al. 2012; Durand et al. 2009; Pellicciotti et al. 2010; Scherrer et al. 2013; Valt & Cianfarra 2010). Seules de rares études dans les Alpes se sont intéressées jusque-là à l'enneigement continu, considérant un manteau neigeux se mettant généralement en place à l'automne et se maintenant jusqu'au printemps sans discontinuer (Laternser & Schneebeli 2003). De plus, de nombreux travaux s'intéressant à l'évolution du manteau neigeux alpin se sont focalisés sur la période hivernale (entre novembre et avril le plus souvent), en excluant donc de leurs analyses le début d'automne et la fin de printemps (Durand et al. 2009; Marty 2008; Marty & Meister 2012; Schöner et al. 2009; Schöner et al. 2019; Terzago et al. 2013; Valt & Cianfarra 2010). Des connaissances approfondies sur l'évolution de la saisonnalité du manteau neigeux continu sur l'ensemble de l'année seraient pourtant d'une grande utilité, puisqu'elle détermine la viabilité d'une station de ski pour ses activités de sports d'hiver (Abegg et al. 2007), mais contrôle également la croissance, la floraison et la richesse des communautés de plantes alpines après la fonte des neiges au printemps (Livensperger et al. 2016; Sherwood et al. 2017; Wipf & Rixen 2010).

La date de fonte du manteau neigeux continu représente ainsi un moment clé pour la phénologie de la plupart de ces communautés. En effet, elle a entre autres une grande influence sur le démarrage de la croissance des plantes (Jonas et al. 2008b; Wipf et al. 2009), qui demeure bloquée tant que le manteau neigeux reste présent et continu au sol. Avec le changement climatique observé, un recul de la couverture neigeuse et sa disparition plus précoce expose toutefois davantage ces plantes aux températures négatives (Choler 2015), plus fréquentes en moyenne en début qu'en fin de printemps. Ce gel est susceptible d'entraîner des dommages potentiellement irréversibles aux plantes, particulièrement dans les deux à trois semaines suivant la date de fonte du manteau neigeux continu, constituant ainsi une période de vulnérabilité pour les communautés de plantes alpines face à ce risque d'exposition au gel (Rixen et al. 2012). Une étude menée dans les Montagnes Rocheuses laisse entrevoir qu'un climat futur avec des températures de l'air minimales plus élevées pourrait potentiellement compenser le risque accru d'exposition au gel pour ces plantes ainsi que les dommages associés, liés à une fonte des neiges plus précoce (Sherwood et al. 2017). Toutefois, aucune étude n'a expliqué jusque-là si dans les Alpes le réchauffement de l'air de ces dernières décennies a déjà engendré un tel effet de compensation sur ce risque d'exposition au gel des communautés de plantes alpines au moment de leur début de croissance, dans un contexte de déclin généralisé du manteau neigeux. Un potentiel risque accru d'exposition au gel pour ces plantes au moment de leur début de croissance pourrait en effet entraîner une disparition importante des espèces les plus spécialisées et donc les plus dépendantes des conditions climatiques actuelles, engendrant une perte de biodiversité. Par exemple, les espèces alpines habituées à vivre dans des régions avec la présence d'un manteau neigeux régulier et conséquent, leur offrant une bonne protection contre le gel, sont généralement moins résistantes aux températures de l'air négatives que les espèces se développant dans des zones peu enneigées (Nagy & Grabherr 2009).

## 2.2 Objectifs et structure de la thèse

Cette thèse de doctorat en climatologie appliquée a pour objectif d'apporter de nouvelles connaissances concernant l'évolution de la saisonnalité du manteau neigeux dans un contexte de changement climatique à moyenne et haute altitude dans les Alpes suisses depuis les années 1970, ainsi que sur l'influence des changements observés sur l'exposition au gel des communautés de plantes alpines au moment du démarrage de leur croissance. Afin de proposer un projet scientifique cohérent, ce travail est essentiellement articulé autour de l'étude de la saisonnalité du manteau neigeux continu, et plus particulièrement de sa date de fonte au printemps. Comme évoqué dans le sous-chapitre précédent, cette saisonnalité est encore assez peu documentée jusqu'ici dans les Alpes (Laternser & Schneebeli 2003) et joue pourtant un rôle important, notamment sur la date de démarrage de la croissance des communautés de plantes (Jonas et al. 2008b; Wipf et al. 2009) et sur leur vulnérabilité face à l'exposition au gel dans les jours suivant le déneigement (Rixen et al. 2012).

### *Objectifs de la thèse*

La problématique de ce travail a pour principaux objectifs :

- D'apporter de nouvelles connaissances sur l'évolution temporelle des principales caractéristiques du manteau neigeux continu (épaisseur maximale, nombre de jours avec une certaine épaisseur de neige au sol, occurrence du maximum d'enneigement) et de sa saisonnalité (durée, date de mise en place et de disparition) entre 1970 et 2015 à moyenne et haute altitude dans les Alpes suisses, en lien avec l'augmentation des températures de l'air observée depuis la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle.
- De déterminer si les changements observés sont uniformes ou non sur le massif en fonction de l'altitude, de la zone géographique et des conditions climatiques locales.
- De quantifier la fréquence et l'intensité des événements de gel se produisant autour de la date moyenne de démarrage de la croissance des communautés de plantes, dans un contexte d'avancement de la date de fonte des neiges.
- De mieux percevoir les effets du réchauffement de l'air sur cette fréquence et intensité de gel, afin de pouvoir constater si dans une situation de déneigement plus précoce et d'augmentation de la température de l'air, les communautés de plantes au moment du démarrage de leur croissance subissent un plus grand risque d'exposition au gel de nos jours (2016) par rapport aux décennies précédentes (1970-2016).

Dès lors, la question générale de départ de cette recherche est la suivante :

**Comment le manteau neigeux continu a-t-il évolué dans les Alpes suisses depuis 1970 et quelles sont les conséquences des changements observés sur le risque d'exposition au gel des communautés de plantes au moment du début de leur croissance, le tout dans un contexte d'augmentation des températures de l'air ?**

Afin de répondre à cette question, cette thèse prend la forme d'un dossier composé de trois articles, ainsi que d'un texte décrivant le cadre d'étude, les dispositifs de recherche et méthodes d'analyse utilisés.

### *Structure de la thèse*

La synthèse bibliographique présentée dans le chapitre 1 a permis d'établir un état des lieux des connaissances scientifiques sur les évolutions passées et futures du climat ainsi que du manteau neigeux dans les Alpes, mais aussi de préciser l'influence que portent les températures de l'air et les précipitations sur la variabilité de la couverture neigeuse. Cette synthèse a également donné un aperçu des conséquences des récents changements observés du manteau neigeux sur différents domaines d'importance en milieu de montagne, à savoir le tourisme alpestre, l'hydrologie et les écosystèmes. Ce chapitre est composé d'un article de recherche original, qui a fait l'objet d'une publication dans la revue *Climatologie* en septembre 2019 (Klein 2019, Chapitre 1.2).

A partir de cet état des lieux, cette thèse fait le choix de se focaliser sur les régions de moyenne et haute altitude des Alpes suisses, en y étudiant de plus près l'évolution de la saisonnalité du manteau neigeux continu entre 1970 et 2015, mais aussi son impact sur le risque d'exposition au gel printanier des communautés de plantes alpines au moment de leur début de croissance. Ce deuxième chapitre a ainsi présenté les objectifs et questions de recherche de cette thèse, découlant de l'état des lieux des connaissances du chapitre 1.

Le chapitre 3 présente le cadre d'étude de ce travail, à savoir les Alpes suisses. Une description géographique du massif est effectuée, ainsi que de son climat actuel et passé.

La méthodologie appliquée dans cette thèse est décrite dans le chapitre 4. Cette partie détaille l'ensemble des données utilisées ainsi que les réseaux de stations météorologiques dont elles sont issues. Un focus particulier est fait sur la méthodologie du traitement des données provenant du réseau de stations IMIS (Système Intercantonal de Mesure et d'Information). Les données brutes issues de ces stations présentent en effet une quantité non-négligeable de valeurs manquantes et aberrantes. Un soin particulier a été donné durant plusieurs mois de cette thèse

afin de nettoyer puis reconstruire ces données dans la mesure du possible, ceci afin de les rendre scientifiquement exploitables dans les futures analyses menées.

Le cinquième chapitre s'intéresse à l'étude de l'évolution temporelle des principales caractéristiques du manteau neigeux continu, présent en moyenne entre l'automne et le printemps dans les Alpes suisses à partir de 1100 m d'altitude. Le premier axe de cette thèse apporte de nouvelles connaissances quant à l'évolution de ces caractéristiques entre 1100 et 2500 m d'altitude sur la période 1970-2015, intervalle de temps où le réchauffement de l'air s'est accéléré dans les Alpes par rapport aux décennies précédentes. Un décryptage plus approfondi de ces tendances est également effectué, afin d'examiner leur cohérence spatiale (en fonction de l'altitude et des zones géographiques du massif) et climatique (selon les conditions locales de température de l'air et de précipitations). Ce chapitre est composé d'un article de recherche original qui a fait l'objet d'une publication dans la revue *Climatic Change* en septembre 2016 (Klein et al. 2016, Chapitre 5.2).

Partant des changements observés concernant la date de fonte des neiges (Chapitre 5.2) ainsi que de son influence sur le démarrage de la croissance des communautés de plantes alpines au printemps (Vitasse et al. 2017b) (voir Annexe 6), le deuxième axe de cette thèse s'attache à étudier la relation entre cette date de fonte des neiges et le risque d'exposition au gel (fréquence et intensité) des communautés de plantes alpines au moment du démarrage de leur croissance. Il s'agit en effet d'une période où ces plantes sont très vulnérables au gel, celui-ci pouvant leur causer des dégâts irréversibles. L'évolution de ce risque d'exposition au gel entre 1970 et 2016 dans une situation de réchauffement progressif de l'air est également évoquée. Ce sixième chapitre est composé d'un article de recherche original qui a fait l'objet d'une publication dans la revue *International Journal of Biometeorology* en juillet 2018 (Klein et al. 2018, Chapitre 6.2).

Enfin, dans un septième et dernier chapitre, des conclusions générales synthétisent l'ensemble des recherches menées et des résultats obtenus dans ce travail, puis permettent de discuter de leurs principales implications. Les différentes perspectives pour de futures recherches dans ce domaine scientifique sont également présentées.



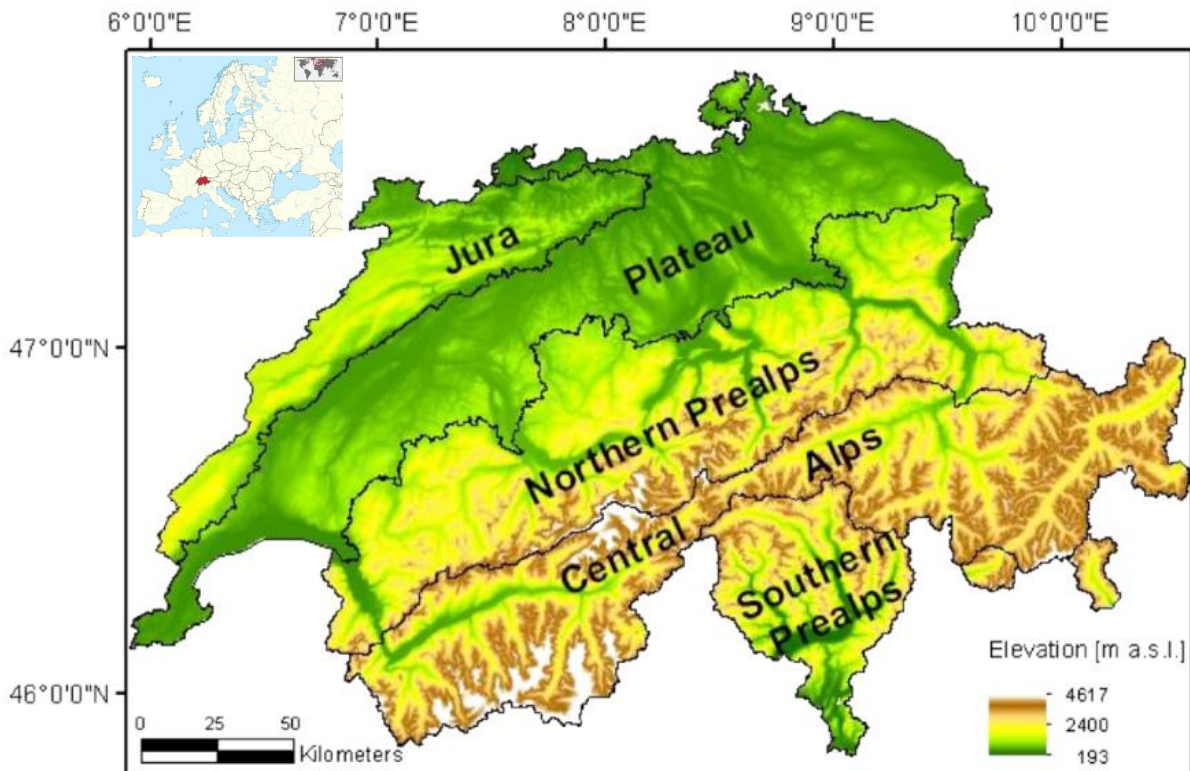
### **3. CADRE D'ÉTUDE : LES ALPES SUISSES**



### 3.1 Géographie et climat de la Suisse

La Suisse est un pays situé au cœur de l'Europe occidentale, qui s'étend sur une surface totale de 41285 km<sup>2</sup> et partage ses frontières avec la France, l'Italie, l'Allemagne, l'Autriche et le Liechtenstein (DFAE 2018). Le territoire est essentiellement divisé en trois principales zones : les Alpes représentant 60% du territoire, le Plateau 30% et enfin le Jura 10% (Figure 5).

La Suisse, traversée d'est en ouest par les Alpes, est un pays très montagneux puisqu'environ 23% de sa surface totale se situe à plus de 2000 m d'altitude, avec comme point culminant la pointe Dufour à 4634 m. Environ 1/5 de la surface totale de l'arc alpin se situe en Suisse, qui concentre une bonne partie des sommets de l'ensemble du massif dépassant les 4000 m.



**Figure 5** Localisation de la Suisse et description de sa topographie et de ses principales régions biogéographiques (adapté de (Schwaab et al. 2015)).

### *Influences climatiques*

Du fait de sa situation géographique et topographique particulière, la Suisse possède un climat très contrasté selon les régions. Une grande majorité du climat du pays est influencé par le courant océanique d'ouest et de nord-ouest venu de l'Atlantique, apportant de l'air généralement doux et humide (MétéoSuisse 2018e; Plaut & Simonnet 2001).

Les Alpes suisses agissent comme une barrière naturelle contre ce courant océanique, et rendent ainsi le climat du sud du pays très différent, avec une influence plutôt méditerranéenne et donc un climat plus chaud en moyenne. En plus de cette barrière naturelle, la topographie des Alpes crée toute une diversité de microclimats dans les vallées situées au cœur du massif alpin suisse, qui se retrouvent partiellement protégées de l'humidité provenant à la fois de l'Atlantique et de la Méditerranéenne, rendant leur climat plutôt sec tout au long de l'année (Figure 6).

### *Températures de l'air*

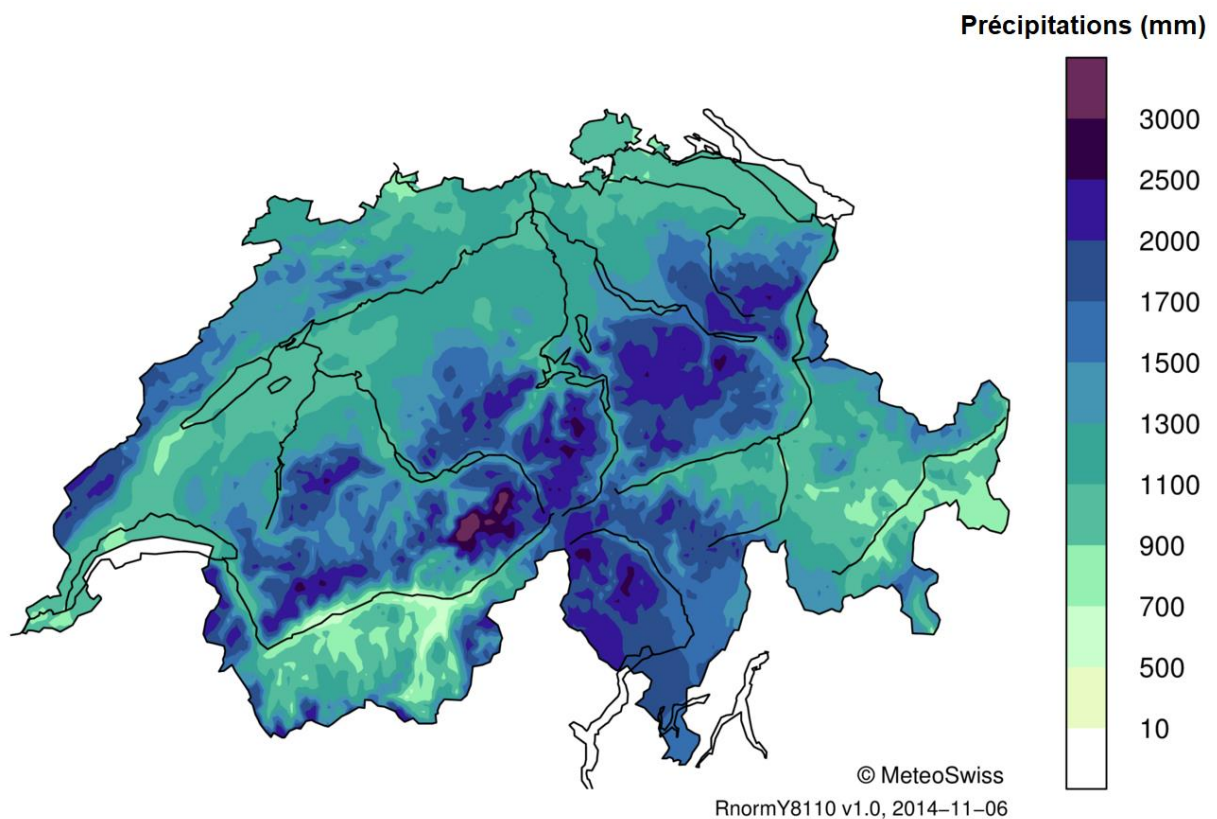
La température de l'air en Suisse dépend beaucoup de la zone géographique et de son altitude. Par exemple, pour des altitudes similaires, il est possible de noter des écarts moyens supérieurs de 2 à 3°C entre les vallées du sud du pays et la région du Plateau au nord-ouest (MétéoSuisse 2018a). De manière générale, les températures moyennes annuelles en Suisse, calculées sur la période 1981-2010 et représentant ainsi le climat actuel, oscillent le plus souvent de -9/-8°C depuis les plus hauts sommets (Valais) jusqu'à +13/+14°C dans les vallées méridionales du Tessin (MétéoSuisse 2018a).

Le record absolu de la température de l'air la plus élevée en Suisse a été de +41,5°C, mesuré en 2003 à Grono (Tessin), tandis que le record de la température la plus basse est détenu par La Brévine en 1987, avec une mesure de -41,8°C (MétéoSuisse 2018a). Paradoxalement pour cette dernière, il ne s'agit pas d'un des sites les plus élevés du pays comme il serait possible de croire, mais d'une vallée topographiquement fermée située dans le Jura suisse autour de 1000 m d'altitude, avec un microclimat particulier permettant la formation de lacs d'air froid (Vitasse et al. 2017a) (Annexe 7).

### *Précipitations*

Les Alpes jouent un rôle prépondérant sur la répartition des précipitations en Suisse, puisqu'elles agissent comme une barrière naturelle entre les régimes venus du nord et ceux provenant du sud du pays. Les vallées alpines intérieures héritent ainsi de conditions relativement sèches toute l'année. C'est le cas notamment en Valais et Engadine, avec des

précipitations annuelles de l'ordre de 600 mm en moyenne sur la période 1981-2010 (Figure 6), ce qui peut être comparable à une ville comme Ajaccio dans le sud de la Corse (Météo-France 2018a). A l'inverse, entre les Préalpes du Nord, les Alpes centrales et le Tessin, il est observé en moyenne 2000 mm de précipitations par an, de par les influences climatiques venues de l'océan au nord et de la méditerranée au sud (Figure 6). L'effet de blocage topographique alpin joue ainsi très bien son rôle, puisque ces 2000 mm représentent près du double des précipitations moyennes annuelles d'une ville comme Brest en France, pourtant très exposée au flux océanique venu de l'Atlantique (Météo-France 2018b).



**Figure 6** *Cumul annuel moyen des précipitations (en mm) sur l'ensemble du territoire suisse, calculé sur la période 1981-2010 (MétéoSuisse 2018b).*

## 3.2 Le changement climatique en Suisse depuis la fin du XIX<sup>e</sup> siècle

Grâce au réseau d'observations de MétéoSuisse, il est possible de surveiller l'évolution du climat en Suisse depuis 1864, notamment des températures de l'air et des précipitations pour lesquelles de longues séries de mesures sont disponibles. Ces données, provenant d'une vingtaine de stations météorologiques réparties sur l'ensemble du pays à des altitudes variant de 200 à plus de 2500 m d'altitude, ont été homogénéisées, c'est-à-dire que des corrections ont été effectuées de la part de MétéoSuisse afin de supprimer d'éventuels effets liés au déplacement des stations ou au remplacement des appareils de mesure. Ces stations font ainsi office de référence robuste en termes d'observation de l'évolution du climat en Suisse depuis la fin du XIX<sup>e</sup> siècle.

### *Évolution des températures de l'air et des précipitations*

Depuis 1864, il a ainsi pu être observé une augmentation moyenne de près de 2°C des températures de l'air en Suisse, qui se révèle être relativement homogène sur l'ensemble du territoire, avec toutefois une augmentation un peu plus faible dans le Tessin (MétéoSuisse 2018c). La relative homogénéité spatiale de ce réchauffement cache cependant de fortes disparités saisonnières. En hiver, les régions du Plateau et plus généralement de basse-altitude se sont davantage réchauffées depuis 1864 que les zones de montagne. Au printemps et à l'automne, l'augmentation de la température de l'air est plus homogène à travers le pays, bien que plus importante pour l'automne. En été, ce sont plutôt les régions de montagne centrales et du Valais qui ont montré les augmentations les plus importantes, tandis que ce réchauffement est moins marqué sur le Plateau (MétéoSuisse 2018c). Depuis la fin des années 1980, ce sont surtout les saisons du printemps et de l'été qui montrent la plus forte augmentation des températures de l'air, alors que celle-ci est plus limitée en hiver et en automne (MétéoSuisse 2018c).

En revanche, concernant l'évolution du cumul annuel des précipitations en Suisse depuis la fin du XIX<sup>e</sup> siècle, aucun changement significatif n'a été observé au cours des 150 dernières années, à l'exception d'une augmentation dans certaines régions du Plateau et des environs du lac de Constance (MétéoSuisse 2018c).

### *Évolution du nombre de jours tropicaux et de jours de gel*

Au-delà des températures moyennes de l'air, le changement climatique en Suisse est également visible à travers d'autres indicateurs climatiques. C'est le cas par exemple du nombre de jours tropicaux annuels, c'est-à-dire du nombre de jours où la température de l'air maximale dépasse les 30°C, qui sont en nette progression en Suisse, notamment depuis les années 1980 (MétéoSuisse 2018d). A l'inverse, les jours de gel, à savoir ceux où la température de l'air minimale est inférieure à 0°C, se sont significativement réduits à toutes les altitudes, comme par exemple à Davos où une baisse de 20% de leur fréquence annuelle a été observée entre le milieu des années 1970 et 2018 (MétéoSuisse 2018d).



## **4. MÉTHODOLOGIE**



Ce chapitre présente un résumé de l'ensemble des méthodes et des données utilisées dans les deux articles de recherche constituant le cœur de ce travail de thèse (Chapitres 5 et 6). Des informations complémentaires et plus spécifiques à chaque étude menée, notamment concernant les analyses statistiques, sont présentées en détail dans la section « Data and Methods » ou « Materials and Methods » en début de chaque article.

## **4.1 Réseaux de stations météorologiques**

Afin de pouvoir récolter les données climatiques nécessaires aux analyses présentées dans cette thèse, aucun travail de terrain préalable n'a été nécessaire. En effet, les données utilisées proviennent toutes de réseaux de stations météorologiques (mesurées manuellement ou automatiquement selon le réseau et le paramètre climatique), puis archivées sur des bases de données accessibles en ligne. Les deux réseaux de stations météorologiques utilisés dans cette thèse, « MétéoSuisse » et « IMIS », sont présentés ci-dessous.

### *MétéoSuisse*

L'Office fédéral de météorologie et climatologie « MétéoSuisse » est l'organisme responsable de la météorologie à l'échelle de la Suisse. Il dépend du Département fédéral de l'intérieur et fournit à la population et aux professionnels des prévisions météorologiques et des données climatiques. Ces données proviennent d'un réseau de stations météorologiques automatiques ainsi que d'observateurs, notamment pour la mesure manuelle de paramètres tels que l'épaisseur quotidienne du manteau neigeux. L'avantage d'un tel réseau est sa densité de stations, puisqu'il est composé de plus de 330 stations automatiques (réseau SwissMetNet et Swiss NBCN) fournissant de multiples données météorologiques, 240 sites de mesure manuelle de la pluviométrie incluant pour la plupart la mesure de l'épaisseur de neige, ainsi qu'une trentaine de sites d'observations visuelles (MétéoSuisse 2019). Ces données sont disponibles entre 198 et 3815 m d'altitude et peuvent remonter jusqu'en 1864 pour les toutes premières mesures.

## *IMIS*

Le Système Intercantonal de Mesure et d'Information (IMIS) est un réseau composé de 177 stations météorologiques (en 2017), géré par l'Institut pour l'étude de la neige et des avalanches WSL/SLF basé à Davos. Ces stations sont réparties à travers les Alpes suisses, à des altitudes variant entre 1500 et 3000 m. Elles mesurent en continu et de manière automatique depuis les années 1990 (pour les toutes premières d'entre elles) de nombreux paramètres météorologiques tels que la température de l'air, les précipitations, la hauteur de neige au sol, la vitesse du vent, etc. Chaque site est le plus souvent composé d'une station de mesure de la hauteur de neige au sol, située sur un terrain assez plat et protégé du vent (Figure 7), ainsi que d'une station de mesure de la vitesse du vent située sur un sommet ou une crête avoisinante (WSL/SLF 2019).



**Figure 7** Exemple de l'installation d'une station IMIS mesurant l'épaisseur de neige au sol. Cas de la station « MLB2 », située au Liechtenstein à 1976 m d'altitude, non loin du village de Malbun.

## 4.2 Données utilisées

Afin d'étudier l'évolution du manteau neigeux dans les Alpes suisses et son influence sur le risque d'exposition au gel des communautés de plantes alpines au moment du démarrage de leur croissance dans un contexte de réchauffement climatique, deux principales variables météorologiques ont été utilisées : l'épaisseur de neige au sol et la température de l'air. À cela s'ajoute la mesure de la hauteur de ces plantes, effectuée par le même capteur estimant l'épaisseur de neige. Toutes les données exploitées dans ce travail sont issues de stations météorologiques au sol. Aucune donnée de télédétection satellite n'a ainsi été utilisée, en raison de leurs limites au niveau du recul temporel (maximum jusqu'aux années 1980), de la résolution spatiale (précision de 500 m ou 1 km), de la fréquence de mesure (pas de temps journalier) et des caractéristiques disponibles du manteau neigeux (pas d'informations sur son épaisseur) (Dietz et al. 2012; Foppa & Seiz 2012; Hüsler et al. 2014; Hüsler et al. 2012). De nouveaux produits proposent toutefois depuis 2016 des informations sur l'extension et la durée de la couverture neigeuse à une résolution entre 10 et 30 m (Dedieu et al. 2016). Aucun modèle de simulation de la couverture neigeuse n'a également été utilisé, notamment en raison de leurs limites par rapport à la représentation incertaine de la couverture neigeuse pendant la période de fonte printanière (Brutel-Vuilmet et al. 2013), en lien avec la difficulté à quantifier le phénomène de rétroaction de l'albédo des surfaces enneigées (Fletcher et al. 2015).

### *Épaisseur de neige et hauteur de la végétation au sol*

Cette variable climatique permet d'informer de la présence de neige ou non au sol en un lieu donné, ainsi que de l'épaisseur du manteau neigeux en ce lieu le cas échéant. La manière de mesurer cette épaisseur peut différer selon le réseau de stations utilisé.

Pour les stations MétéoSuisse, la mesure de l'épaisseur de neige s'effectue de manière quotidienne autour de 6h00 du matin (UTC) par l'intermédiaire d'observateurs. Pour les stations IMIS, cette mesure est réalisée automatiquement à l'aide d'un capteur ultrasonique (SR50) de la marque Campbell. Ce capteur, placé à environ 6 m au-dessus du sol, estime l'épaisseur du manteau neigeux au sol toutes les demi-heures avec une précision de 2 cm, en calculant le temps nécessaire pour qu'un ultrason envoyé vers le sol revienne à nouveau jusqu'au capteur (Jonas et al. 2008b). Cette technique permet d'avoir une mesure précise de l'épaisseur de la couverture neigeuse toute l'année.

Lorsqu'il n'y a pas de neige mais de la végétation au sol, ces ultrasons ont la capacité de mesurer

approximativement la hauteur des communautés de plantes alpines se situant au pied de la station et ainsi de suivre leur croissance tout au long de la saison (Figure 4). Tout comme pour l'épaisseur du manteau neigeux, le capteur est sensible à la hauteur de ces plantes dans un rayon de 75 cm au sol autour du capteur, en ne retenant que la hauteur maximale détectée dans cette zone (Jonas et al. 2008b).

### *Plantes alpines*

Selon l'étude de Körner (2003), les espèces de plantes alpines peuvent être différenciées selon quatre catégories : (1) celles qui vivent à basse altitude mais pouvant s'étendre au-dessus de la limite forestière, (2) celles ayant la capacité de sortir de leur zone d'optimum vers des régions de plus basse ou plus haute altitude, (3) celles centrées dans la zone alpine mais pouvant s'étendre à plus basse altitude et enfin (4) celles qui se limitent à la zone alpine. Selon cette même étude, seules les plantes répondant aux deux dernières catégories devraient être considérées comme des « plantes alpines ».

Dans le cadre de cette thèse, aucune espèce végétale n'a été spécifiquement étudiée. Les résultats décrits dans les articles de recherche ci-après sont considérés pour l'ensemble des communautés de plantes alpines et subalpines (à l'exclusion des espèces d'arbres), voire ubiquistes, présentes aux mêmes altitudes que les stations IMIS et MétéoSuisse (de 1400 à 3000 m d'altitude, voir Chapitre 6.2). Ces communautés sont majoritairement représentées par ce qui pourrait être défini comme des plantes alpines selon la définition de Körner (2003) (catégories 3 et 4), mais englobent également des plantes de plus basses altitudes et/ou ubiquistes (catégories 1 et 2) situées sous la « treeline » (limite altitudinale des arbres).

Par mesure de simplification, le terme de « plantes alpines » sera ainsi adopté dans la suite de ce manuscrit afin de caractériser l'ensemble de cette végétation. En complément des mesures automatiques effectuées par les stations IMIS, des relevés de végétation ont été effectués au cours de l'été 2015 au niveau de chacune de ces stations, afin de se faire une idée plus précise sur les espèces végétales présentes, dont la hauteur est mesurée toutes les demi-heures par les capteurs ultrasoniques (cf. Annexe 6).

### *Température de l'air*

Tout comme pour l'épaisseur de neige, la manière de mesurer la température de l'air peut différer selon le réseau de stations utilisé. Pour les stations MétéoSuisse, cette température se mesure automatiquement toutes les dix minutes à 2 m au-dessus du sol dans des abris ventilés.

Pour les stations IMIS, elle se mesure automatiquement toutes les 30 minutes dans des abris ventilés situés à 7 m au-dessus du sol, notamment afin d'éviter que le capteur ne se retrouve isolé sous le manteau neigeux, qui peut régulièrement dépasser plusieurs mètres d'épaisseur en hiver à moyenne et haute altitude.

## 4.3 Choix des sites d'étude

### *Stations MétéoSuisse*

Le choix des stations MétéoSuisse utilisées dans le cadre de l'étude de l'évolution du manteau neigeux des Alpes suisses entre 1970 et 2015 (Chapitre 5.2) s'est effectué selon les critères listés ci-dessous :

- Posséder une mesure quotidienne de la hauteur de neige.
- Avoir un recul temporel de ces mesures d'enneigement d'au moins 30 ans, afin de pouvoir calculer des tendances climatiques suffisamment robustes.
- Bénéficier d'un manteau neigeux continu et régulier chaque année, c'est-à-dire avec au moins 40 jours consécutifs de neige au sol entre l'automne et la fin du printemps.
- Ne pas avoir trop de données manquantes (maximum 10% en règle générale).

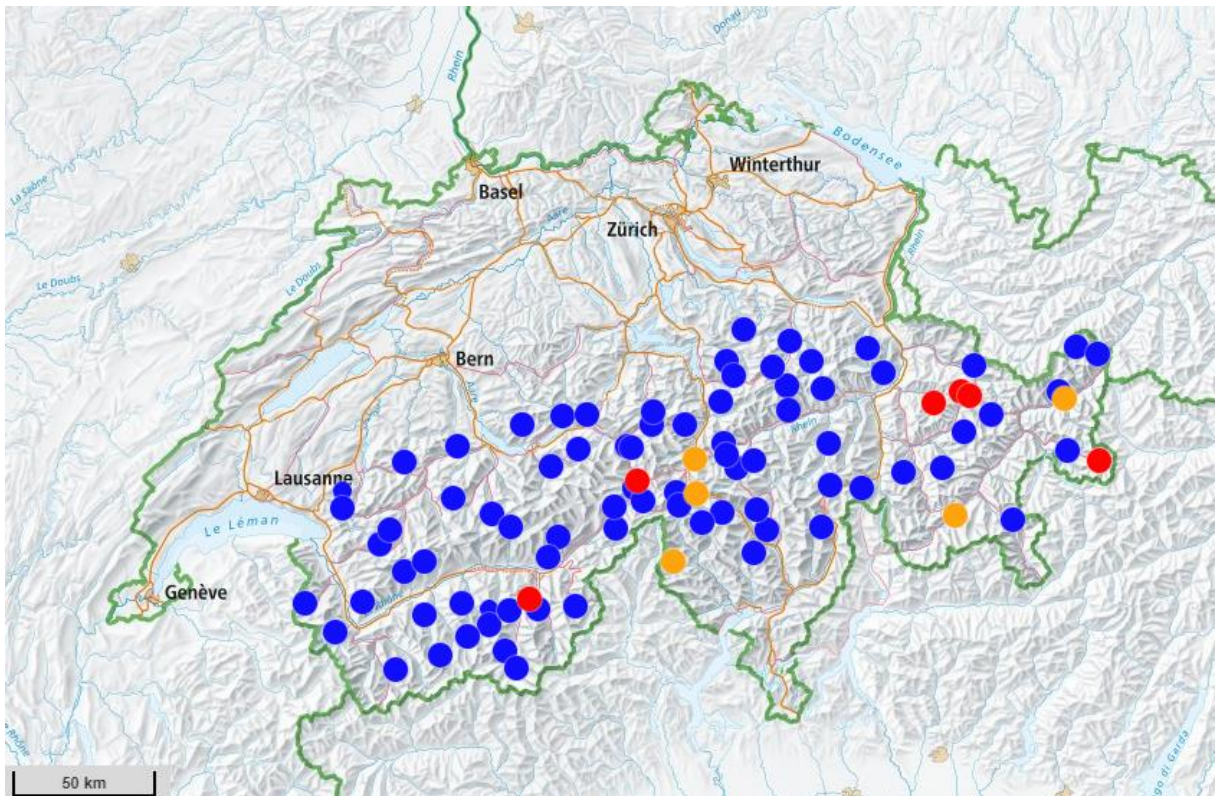
La base de données MétéoSuisse a ainsi été passée en revue via la plateforme Idaweb, qui permet aux chercheurs d'accéder en ligne à l'ensemble des données météorologiques des stations. Après cette phase de filtrage, 11 stations MétéoSuisse situées entre 1139 et 2540 m d'altitude ont répondu aux critères nécessaires (Figure 8). Celles-ci sont présentées en détail dans le chapitre 5.2 (Table 2). Pour plus d'informations sur la méthodologie du choix de ces stations, se référer à la partie « Data and Methods » du chapitre 5.2.

Certaines de ces stations sont réutilisées dans le troisième article de cette thèse (Chapitre 6.2), car possédant également une mesure de la température de l'air sur le long-terme. En effet, cette étude a pour but de décrire l'évolution sur plusieurs décennies du risque d'exposition au gel des plantes alpines en fonction du réchauffement observé de l'air. Ce risque étant dépendant de la date de fonte des neiges et donc des données d'épaisseur de neige (Rixen et al. 2012), seules 6 stations parmi les 11 initiales ont ainsi pu être conservées dans cette étude (situées entre 1418 et 2540 m d'altitude), car combinant à la fois des données d'enneigement au sol et de température de l'air sur du long-terme (Figure 8).

### *Stations IMIS*

Les stations IMIS ont été utilisées dans la deuxième principale étude de cette thèse (Chapitre 6.2), dans le but de mieux comprendre le lien entre la date de fonte des neiges et le risque d'exposition au gel des plantes alpines au moment de leur début de croissance, à savoir au cours

des quelques jours suivant cette fonte. Parmi les 123 stations installées à travers les Alpes suisses et mesurant l'enneigement au sol, seules 77 ont été conservées car disposant d'un recul temporel suffisant mais aussi d'une faible quantité de données manquantes, permettant ainsi d'effectuer une comparaison robuste des résultats entre ces stations (Figure 8). Ces sites de mesure sont situés entre 1630 et 2950 m d'altitude, correspondant approximativement à l'étage de végétation alpin et subalpin (cf. sous-partie « Materials and Methods » du Chapitre 6.2).



**Figure 8** Carte de Suisse montrant l'emplacement des 77 stations IMIS et des 11 stations MétéoSuisse utilisées dans ce travail. Les points bleus représentent les stations IMIS, les points rouges les stations MétéoSuisse uniquement utilisées dans le chapitre 6.2 et les points orange les stations MétéoSuisse uniquement utilisées dans le chapitre 5.2. L'ensemble des 11 stations MétéoSuisse ayant servi dans le chapitre 5.2 correspondent donc à la combinaison des points rouges et orange.

## 4.4 Principales erreurs de mesure rencontrées

Avant de pouvoir analyser l'ensemble des données d'enneigement au sol et de température de l'air récoltées, un traitement préalable de ces informations est nécessaire. En effet, des biais nombreux et variés peuvent exister lors de l'estimation des valeurs par les capteurs de mesure, quel que soit le réseau de stations utilisé ou le paramètre météorologique.

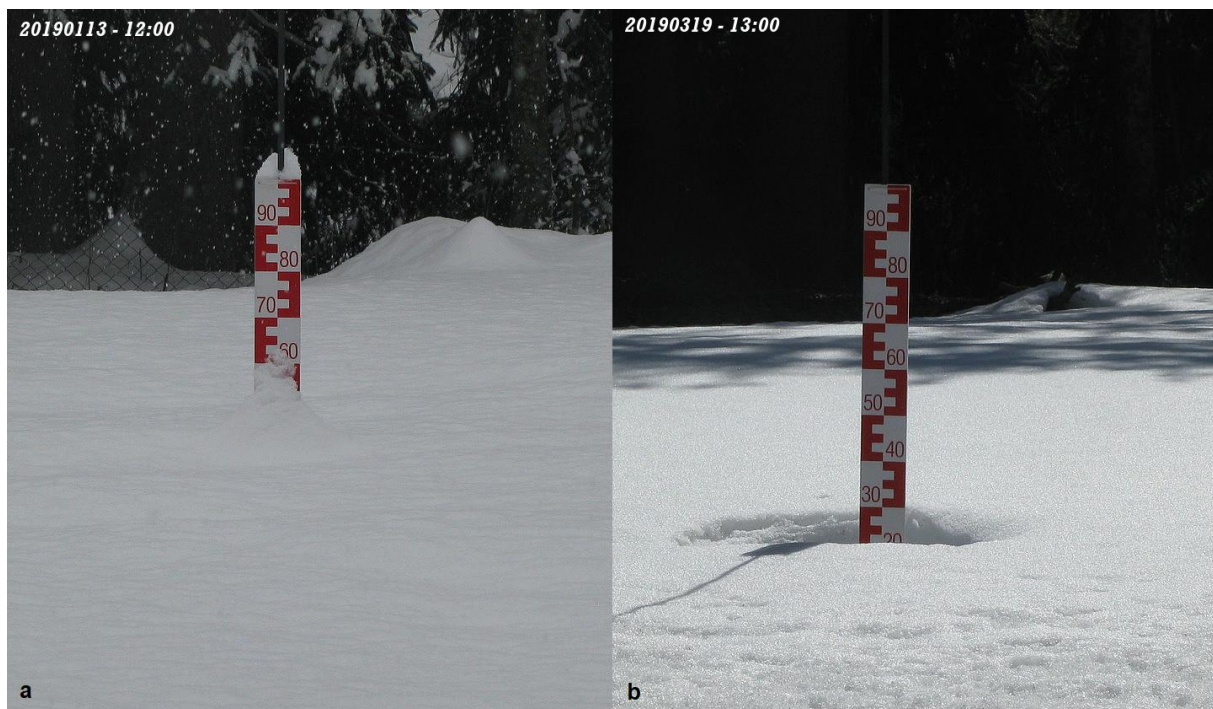
Parmi ces biais, il existe la possibilité que les sites de mesure aient été déplacés à une ou plusieurs reprises au cours de la période analysée. Ceci est notamment valable pour le réseau MétéoSuisse et la localisation des sites mesurant l'enneigement au sol. Ceux ayant subi des déplacements significatifs au cours de leur existence ont ainsi été écartés au moment de leur sélection dans la première étude de cette thèse (cf. Chapitre 5.2).

Pour l'estimation automatique de la température de l'air et de l'épaisseur de neige via des capteurs électroniques, des biais potentiellement importants peuvent se produire, en lien avec un dysfonctionnement du matériel. Ceux-ci peuvent être dus à un problème interne au capteur, ou bien aux conditions climatiques pouvant perturber la mesure.

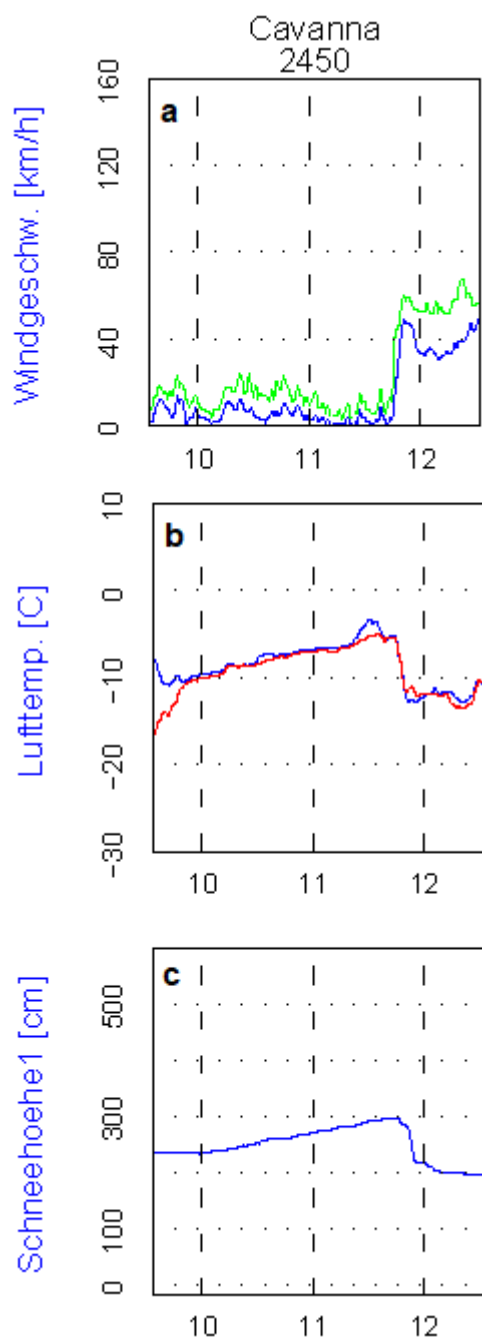
Concernant la mesure manuelle de l'épaisseur de neige pour le réseau MétéoSuisse, des erreurs de mesure peuvent être liées à l'observateur, comme par exemple l'heure exacte du relevé quotidien, qui forcément ne peut être scrupuleusement la même d'un jour à l'autre, contrairement à une station automatique. L'appréciation de la mesure peut également différer, car la surface du manteau neigeux n'est jamais parfaitement lisse (Meunier et al. 2004). En effet, au niveau de la perche à neige servant à la mesure, de petites congères liées au vent peuvent régulièrement se former, pouvant fausser la mesure de plusieurs centimètres (Figure 9a). Lors de la fonte des neiges, un déneigement plus important a généralement lieu au niveau de la perche à neige par effet d'albédo et d'inertie thermique de la perche (selon sa couleur et le matériau qui la compose), créant ainsi un « trou » dans le manteau neigeux au niveau de la zone de mesure (Figure 9b).

Enfin, des biais dans la mesure de l'épaisseur de neige peuvent être liés à certaines contraintes naturelles. Le vent figure notamment comme un important facteur à tenir en compte lors de la mesure de cette épaisseur de neige. Selon son intensité, une érosion éolienne du manteau neigeux peut se mettre en place, redistribuant et transportant la neige de surface au gré du vent pour l'accumuler dans des creux ou contre des parois, telles des perches à neige, créant ainsi des congères (Gascoin et al. 2013; Hiemstra et al. 2006; Lehning et al. 2008). Par exemple, pour la station « BED2 » du réseau IMIS située à 2450 m d'altitude, 75 cm de neige ont ainsi été

érodés en un peu moins de 4 heures, suite à une accélération brutale de la vitesse moyenne du vent (Figure 10). Certaines zones de mesure peuvent être également touchées par des avalanches déclenchées sur les hauteurs avoisinantes, provoquant ainsi une augmentation brutale de l'épaisseur du manteau neigeux. Ce sont notamment les stations du réseau IMIS qui sont touchées par ce phénomène, car la plupart se situent à moyenne et haute altitude dans des zones reculées potentiellement à risque et ont été initialement installées dans ces régions pour la surveillance des avalanches en Suisse (WSL/SLF 2019).



**Figure 9** Exemple de possibles erreurs de lecture de l'épaisseur de neige au niveau d'une perche à neige. La photo de gauche (a) illustre la formation d'une petite congère au pied de la perche (13.01.2019, Chamonix Mont-Blanc) et celle de droite (b) une fonte plus importante dans un rayon de quelques centimètres autour de la perche (19.03.2019, Chamonix Mont-Blanc) (Source : météorologie et climatologie alpines - chamonix-meteo.com).



**Figure 10** *Évolution de la vitesse du vent (a), de la température de l'air (b) et de l'épaisseur de neige (c) entre le 9 et le 12 décembre 2008 au niveau de la station IMIS « BED2 », située à 2450 m d'altitude dans la région du col du Saint-Gothard (Source : WSL/SLF).*

Dans le cas des données MétéoSuisse, un traitement et une vérification préalable ont été effectués par l'organisme, avant de rendre ces données accessibles aux chercheurs. En revanche, les informations provenant des stations IMIS sont brutes, ce qui a nécessité le développement d'un algorithme de traitement de ces données avant de pouvoir les exploiter scientifiquement.

## 4.5 Traitement des données IMIS

Dans ce sous-chapitre, les principales méthodes utilisées afin de traiter les données d'épaisseur de neige et de température de l'air provenant des stations IMIS sont décrites. Comme pour tout appareil électronique, aussi sophistiqué et technique soit-il, les mesures effectuées par les différents capteurs des stations ne se sont jamais exemptes de problèmes. De réguliers dysfonctionnements peuvent apparaître inopinément, liés à des paramètres internes aux capteurs et/ou aux conditions climatiques, pouvant entraîner la mesure de valeurs aberrantes ou encore l'absence de mesure.

L'algorithme créé au cours de ce travail a pour but d'améliorer la qualité et la disponibilité des données d'épaisseur de neige et de température de l'air fournies par les stations IMIS, afin de disposer d'un maximum d'informations et d'éviter autant que possible toute erreur d'interprétation dans les analyses, liée à des valeurs aberrantes (cf. algorithme en Annexe 1). Contrairement aux données IMIS utilisées dans l'étude de Jonas et al. (2008b), mélangeant mesure de l'épaisseur de neige et de la hauteur des plantes alpines, cette thèse ne s'intéresse qu'à l'enneigement au sol. Cela nécessite de reprendre les données brutes des stations IMIS plutôt que celles issues de cette étude, ainsi que d'effectuer un traitement spécifique des données, afin notamment de supprimer celles s'apparentant à une mesure de la hauteur des plantes alpines.

Pour ce faire, d'autres variables météorologiques enregistrées par les stations IMIS, telles que la température de surface de la neige ou du sol, permettent de valider ou non la présence d'une couverture neigeuse. Ces paramètres ont été eux-mêmes également contrôlés dans la mesure du possible, afin qu'ils puissent robustement servir d'appui au traitement des données d'épaisseur de neige, mais ne seront pas davantage détaillés ici par mesure de simplicité. Le traitement effectué pour les deux principales variables météorologiques utilisées dans ce travail (température de l'air et épaisseur de neige) est en revanche décrit ci-dessous étape par étape.

- **Épaisseur de neige**

La première partie du traitement des données d'épaisseur de neige consiste à détecter et supprimer les valeurs aberrantes ou suspectes. Pour ce faire, deux procédures ont été établies : un nettoyage de ces données uniquement selon les valeurs brutes et leur variation, puis un nettoyage en fonction d'autres paramètres météorologiques (température de surface de la neige et température de surface du sol). Dans une seconde partie, une reconstruction partielle des données d'épaisseur de neige est effectuée, en ne considérant que les données manquantes de courte durée.

*Nettoyage des données par l'analyse des valeurs brutes et de leur variation*

Le premier nettoyage réalisé consiste à supprimer les valeurs aberrantes d'épaisseur de neige, à savoir celles situées en-dessous de 0 cm et au-dessus de 600 cm. En effet, de telles valeurs figuraient ponctuellement dans les données brutes des stations. Il est évident qu'une valeur négative d'épaisseur de neige est utopique et qu'il est également impossible de mesurer une valeur au-dessus de la hauteur à laquelle le capteur ultrasonique est installé (6 m) (Figure 11b). L'étape suivante a pour but d'analyser les fluctuations d'épaisseur du manteau neigeux. Il est considéré que si la variance de l'épaisseur de neige est nulle pendant au moins 48h consécutives, c'est-à-dire que le manteau neigeux ne présente pas la moindre variation (ni accumulation, ni fonte, ni ablation), toutes les données présentes pendant ce laps de temps sont considérées comme suspectes et sont donc supprimées.

Cette variation est ensuite analysée sous un autre angle. Dans cette fonction de l'algorithme, ce sont les écarts d'épaisseur de neige entre chaque demi-heure qui sont calculés. Le but est ici de détecter une variation trop brutale de cette épaisseur, que ce soit une augmentation ou une diminution. Concernant l'augmentation, une valeur supérieure de plus de 20 cm à celle de la demi-heure précédente est considérée comme aberrante et donc supprimée. En effet, après des échanges avec Christoph Marty, chercheur spécialisé dans les données IMIS à l'Institut pour l'étude de la neige et des avalanches (WSL/SLF), l'intensité maximale de chute de neige observée par le passé était de 10-15 cm/heure. Toutefois, dans un cas extrême, cet événement peut être couplé avec un dépôt supplémentaire de neige ramené par le vent, faisant élever le taux à 30-45 cm/heure, d'où le seuil de 20 cm/demi-heure utilisé ici. Dans le cas d'une diminution rapide de l'épaisseur de neige, un seuil de 10 cm/demi-heure a été fixé et se base notamment sur le cas extrême de la figure précédente, où une ablation importante du manteau

neigeux par le vent a été observée, entraînant une baisse de 70 cm de l'épaisseur de neige en moins de 3h30 (Figure 10). Toutes les valeurs représentant donc une augmentation de l'épaisseur de neige de plus de 20 cm ou une diminution de plus de 10 cm en une demi-heure sont donc considérées ici comme aberrantes puis supprimées.

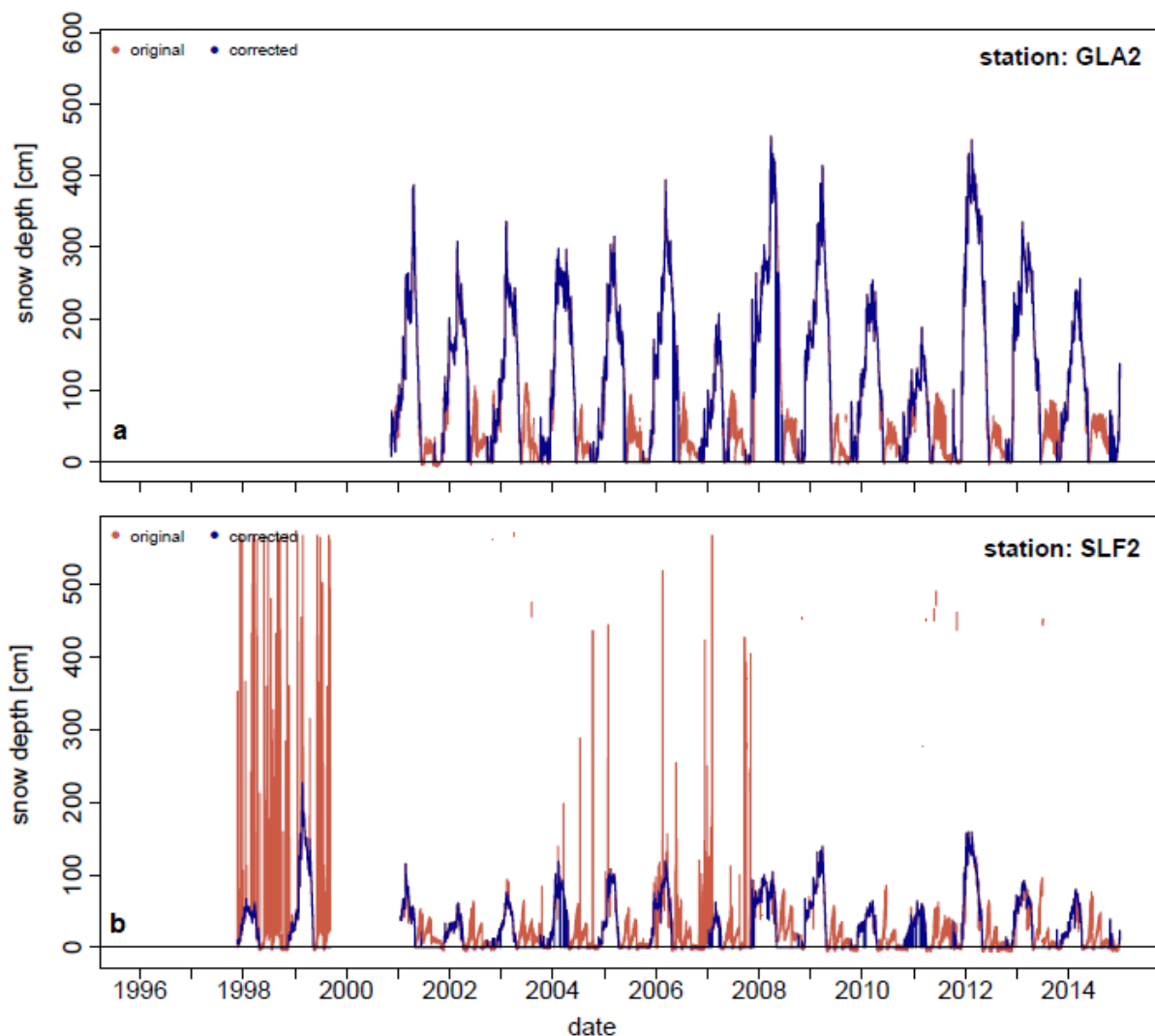
#### *Nettoyage des données par l'analyse de la température de surface de la neige et de surface du sol*

Cette deuxième étape du nettoyage des données d'épaisseur de neige s'effectue en fonction des valeurs de la température de surface du sol et de surface de la neige, afin de valider la présence ou non de neige au sol. La température de surface de la neige est également mesurée par le capteur ultrasonique SR50. La température de surface du sol est quant à elle mesurée à l'aide d'un capteur non ventilé. Cette dernière permet également de détecter la présence de neige au sol, puisque lorsqu'une couverture neigeuse est présente, la surface du sol est thermiquement isolée de l'air libre à partir d'une épaisseur de neige d'environ 50 cm, faisant apparaître une température de surface du sol stable autour de 0°C (Gądek & Leszkiewicz 2010).

Dans cette fonction, il est défini que si au cours d'une période de 24h, il est à la fois observé une température de surface du sol avec une variance non-négligeable ( $>0.2$ ) ainsi qu'une valeur maximale supérieure à +3°C, combinées à une valeur maximale de la température de surface de la neige supérieure à +8°C, alors il n'y a pas de neige au sol (mise à 0 cm de la valeur mesurée). Les seuils utilisés dans cette fonction sont arbitraires et uniquement basés sur l'observation manuelle de nombreux cas de données suspectes. Cette méthode a notamment permis de supprimer les données de croissance des plantes alpines entre le printemps et l'automne, que le capteur ultrasonique détecte également (Figure 11a).

#### *Reconstruction des données manquantes de courte durée*

Cette dernière étape consiste à combler les périodes de données manquantes de courte durée d'épaisseur de neige (maximum 24h) par interpolation linéaire, en fonction des deux mesures bornant chacune de ces périodes. Cette méthode, bien que plus généralement appliquée à des données de température de l'air dans la littérature, a notamment été choisie suite à des discussions avec Christoph Marty et a été limitée aux périodes de données manquantes de 24h au maximum, afin d'éviter l'insertion de biais pouvant être importants.



**Figure 11** Exemples de traitements de données d'épaisseur de neige pour deux stations IMIS. Le premier traitement (a) illustre plus particulièrement la suppression des données de hauteur des plantes alpines en été au niveau de la station GLA2, située à 1630 m d'altitude sur les hauteurs de Glaris. Le deuxième traitement (b) présente le cas d'une station possédant de nombreuses données problématiques (SLF2, située à 1560 m d'altitude à Davos), ainsi que le nettoyage et la reconstruction qui ont été effectués afin d'améliorer la qualité de ces données.

- **Température de l'air**

La procédure de traitement des données de la température de l'air est assez similaire à celle de l'épaisseur de neige, à savoir un nettoyage des données par l'analyse des valeurs brutes et de leur variation, puis une reconstruction des données manquantes de courte durée.

*Nettoyage des données par l'analyse des valeurs brutes et de leur variation*

Tout comme pour l'épaisseur de neige, le premier nettoyage a pour but de supprimer les valeurs aberrantes de température de l'air, à savoir celles situées en-dessous de  $-40^{\circ}\text{C}$  et celles situées au-dessus de  $+40^{\circ}\text{C}$ . Ces seuils ont été définis à partir des records de température de l'air observés en Suisse et décrits dans le chapitre 3.1. Pour rappel, la température de l'air la plus basse jamais enregistrée en Suisse est de  $-41,8^{\circ}\text{C}$ , dans des conditions climatiques et topographiques particulières (vallée fermée dans le Jura suisse, voir Vitasse et al. (2017a) en Annexe 7). Par ailleurs, aucune température de l'air inférieure à  $-40^{\circ}\text{C}$  n'a été observée par le passé dans les Alpes suisses selon la base de données Idaweb de MétéoSuisse. Le record de la température de l'air la plus élevée est quant à lui de  $+41,5^{\circ}\text{C}$ , atteint à Grono dans le Tessin (330 m d'altitude). Il est donc improbable que dans la tranche altitudinale des stations IMIS (1500-3000 m), de telles températures puissent être également enregistrées par des capteurs ventilés et abrités du rayonnement solaire.

La deuxième partie du traitement vise à analyser les variations de la température de l'air entre chaque demi-heure, tout comme cela a été précédemment fait pour l'épaisseur de neige. Il est considéré qu'une valeur mesurée est aberrante si celle-ci est différente de plus ou moins  $8^{\circ}\text{C}$  par rapport à la précédente. Ce seuil a été défini arbitrairement, en essayant de tenir en compte les phénomènes météorologiques pouvant entraîner une chute (orage, changement de temps, inversion de température, bise, etc.) ou une augmentation (passage de l'ombre au soleil, dissipation du brouillard, foehn, etc.) brutale des températures de l'air en peu de temps.

La variation de la température de l'air sur plusieurs heures est également analysée. Si une variance nulle est présente pendant au moins cinq heures consécutives, c'est-à-dire que la température reste parfaitement constante sans même varier d'un dixième de degré Celsius, ces quelques données sont considérées comme suspectes et donc supprimées.

### *Reconstruction des données manquantes de courte durée*

Tout comme pour l'épaisseur de neige, la dernière étape du traitement des données de température de l'air vise à reboucher les périodes de données manquantes de quelques heures (maximum 6h) par interpolation linéaire, en fonction des deux mesures bornant ces données manquantes. Cette méthode est le plus souvent privilégiée dans la littérature, afin de reconstruire des périodes de données manquantes de très courte durée pour la température de l'air (Henn et al. 2013; Hu et al. 2014).

- **Méthodologie générale**

Globalement, cette méthode de nettoyage et de reconstruction des données des stations IMIS, bien qu'imparfaite, est nécessaire et très utile puisqu'elle permet d'améliorer significativement la qualité des données brutes initiales, mais aussi de supprimer les données de hauteur des plantes alpines également mesurées par le capteur ultrasonique en été (Figure 11). Ce traitement rend ainsi possible l'extraction puis l'analyse des données d'épaisseur de neige et de température de l'air, indispensables à la deuxième étude de ce travail (cf. Chapitre 6.2). Certains biais ont plausiblement pu être ajoutés lors des phases de reconstruction (non vérifié), mais ces phases ont volontairement été restreintes en termes de procédure et de période temporelle, afin de limiter l'insertion de ces biais et de plutôt profiter au maximum d'un jeu de données le plus continu possible. Certains principes utilisés dans cette méthodologie peuvent d'ailleurs se retrouver dans d'autres traitements de données figurant dans la littérature. C'est le cas par exemple du seuil à +40°C délimitant les températures de l'air maximales probables, de la suppression des valeurs d'épaisseur de neige négatives ou supérieures à une certaine limite, ou encore de l'analyse des fluctuations horaires de l'épaisseur de neige, avec sa suppression en cas de variation trop importante (Avanzi et al. 2014).

## **5. ÉVOLUTION DU MANTEAU NEIGEUX ENTRE 1970 et 2015**



## 5.1 Introduction du chapitre

La première étude de cette thèse s'intéresse à la variabilité temporelle au cours des dernières décennies des différents paramètres caractérisant le manteau neigeux dans les Alpes suisses. Comme illustré dans la revue bibliographique du chapitre 1, des connaissances manquent encore actuellement concernant les paramètres décrivant la saisonnalité du manteau neigeux continu (durée, date de mise en place et de disparition), particulièrement à moyenne et haute altitude. Le chapitre présenté ici est composé d'un article de recherche original qui a été publié dans la revue scientifique *Climatic Change* en septembre 2016.

Cet article a pour objectif de rendre compte de l'évolution temporelle entre 1970 et 2015 des principales caractéristiques du manteau neigeux (saisonnalité, épaisseur maximale, nombre de jours avec une certaine épaisseur de neige au sol) dans les Alpes suisses dans un contexte d'augmentation des températures de l'air, qui tend à s'accélérer depuis les années 1980. L'étude se focalise sur les altitudes où se trouve jusqu'à présent un manteau neigeux continu au sol lors de chaque saison d'hiver (au moins 40 jours consécutifs), à savoir au-delà de 1100 m d'altitude environ. Les résultats de cette analyse présentent les tendances d'évolution de ces différentes caractéristiques de la couverture neigeuse sur la période 1970-2015 pour 11 stations MétéoSuisse possédant des données d'enneigement et un recul temporel suffisant, afin de pouvoir estimer ces tendances de manière robuste au sens climatique. Ces tendances sont également décryptées, afin d'examiner si celles-ci sont homogènes ou non en fonction de l'altitude, de la zone géographique, ou encore des conditions climatiques locales.

## 5.2 Article 2 : Shorter snow cover duration since 1970 in the Swiss Alps due to earlier snowmelt more than to later snow onset

Geoffrey Klein<sup>1,2</sup>, Yann Vitasse<sup>1,2,3</sup>, Christian Rixen<sup>3</sup>, Christoph Marty<sup>3</sup> & Martine Rebetez<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> University of Neuchatel, Institute of Geography, Neuchatel, Switzerland

<sup>2</sup> WSL Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Neuchatel, Switzerland

<sup>3</sup> WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, Davos, Switzerland

### Abstract

Global warming has strong impacts on snow cover, which in turn affects ecosystems, hydrological regimes and winter tourism. Only few long-term snow series are available worldwide, especially at high elevation. Here, we analyzed several snowpack characteristics over the period 1970-2015 at eleven meteorological stations, spanning elevations from 1139 to 2540 m asl in the Swiss Alps. Snow cover duration has significantly shortened at all sites, on average by  $-8.9$  days decade<sup>-1</sup>. This shortening was largely driven by earlier snowmelt (on average  $-5.8$  days decade<sup>-1</sup>) and partly by later snow onset but the latter was significant in only ~30% of the stations. On average, the snow season now starts 12 days later and ends 26 days earlier than in 1970. Overall, the annual maximum snow depth has declined from 3.9 to 10.6% decade<sup>-1</sup> and was reached  $7.8 \pm 0.4$  to  $12.0 \pm 0.4$  days decade<sup>-1</sup> earlier, though these trends hide a high inter-annual and decadal variability. The number of days with snow on the ground has also significantly decreased at all elevations, in all regions and for all thresholds from 1 to 100 cm. Overall, our results demonstrate a significant decline in all snowpack parameters, irrespective of elevation and region, and whether for drier or wetter locations, with a pronounced shift of the snowmelt in spring, in connection with reinforced warming during this season.

**Keywords:** Climate warming, Cryosphere, Mountains, Snow cover, Snow depth, Snowpack

## Introduction

Increasing temperatures during the 20<sup>th</sup> and early 21<sup>st</sup> centuries have caused a global reduction of the cryosphere (IPCC 2013). The snow cover has declined worldwide both in lowland areas (IPCC 2013) and in mountainous regions (Park et al. 2012; Pederson et al. 2013; Xu et al. 2016), including the European Alps (Durand et al. 2009; Marty 2008; Valt & Cianfarra 2010). The snow cover is projected to further decrease in the Northern Hemisphere from -7 to -25% by the end of the century, depending on climate scenarios (IPCC 2013), and similar changes are also expected in the European Alps (Schmucki et al. 2017).

The seasonal year-to-year variability of the snow cover is mainly driven by large-scale weather pattern anomalies (Scherrer & Appenzeller 2006; Seager et al. 2010), but also by regional and altitudinal patterns (Laternser & Schneebeli 2003). Long-term measurement series of snow cover in the Swiss Alps were shown to follow the same significant decreasing trend, both in the mean snow depth (or height of snowpack, HS, according to (Fierz et al. 2009)) and in the duration of the snow season at elevations below 1600 m asl, with only a slight decrease documented above this elevation (Laternser & Schneebeli 2003).

Since the 1980s, a rapid temperature increase has caused numerous abrupt environmental changes worldwide (Reid et al. 2016). This rapid warming was also observed in the European Alps (Marty 2008) and has been particularly pronounced in spring (Acquaotta et al. 2015; Rebetez & Reinhard 2008). Warmer temperatures were shown to be the major cause of the shorter snow cover duration in the European Alps (Hantel & Hirtl-Wielke 2007; Scherrer et al. 2004; Serquet et al. 2011). In fact, the reduction of the snow cover duration can be caused either by accelerated snowmelt due to warmer temperatures in spring (Rixen et al. 2012; Wielke et al. 2004) and/or reduced snowfalls during the winter season (Marty & Blanchet 2012; Scherrer et al. 2013). The latter could be the consequence of a decrease in the snow/rain ratio, as observed in the Swiss Alps in winter (Serquet et al. 2011), late autumn (Serquet et al. 2013) and spring (Marty & Meister 2012; Serquet et al. 2013).

In snow-dominated regions, the snow cover has serious implications for hydrological regimes and ecosystems (Callaghan et al. 2011), as well as for winter tourism (Damm et al. 2017). An upward shift of the snow line was already observed over the last decades in different mountain regions, as for instance in Tanzania at Mt. Kilimanjaro (Park et al. 2012) or in central Chile (Casassa et al. 2003). Similarly, the upper limit of the treeline, mainly driven by warmer temperatures during the growing season (Körner 2012), has increased at half of the 166 study

sites worldwide (Harsch et al. 2009), and a significant upward shift of the vegetation was observed in mountainous areas in Europe (Lenoir et al. 2008). As vegetation and snow are tightly linked in cold biomes, especially the beginning of growth and snowmelt (Vitasse et al. 2017b), it is crucial to assess to what extent the duration and amount of snow cover is currently affected by ongoing climate change at higher elevations to better anticipate future consequences for mountain ecosystems.

The majority of the studies that examine changes in snow conditions in relation to global warming focus on the period of the meteorological winter (DJF) and often ignore changes occurring in autumn and spring. In this study, we examine long-term series of HS measurements in the Swiss Alps over the whole year, using data from weather stations with manual snow observations at elevations ranging between 1139 and 2540 m asl. We studied how the snowpack has changed in the Swiss Alps over the period 1970-2015, with the aims (i) to test whether changes could be detected in different snow parameters related to HS and to snow cover duration and if snow cover duration has declined, (ii) to determine whether this reduction is mainly the cause of earlier snowmelt or later snow onset or both.

## **Data and Methods**

### *Selection of the study sites*

We used daily manual HS data provided by the Swiss Federal Office of Meteorology and Climatology (MeteoSwiss). We selected stations from the Swiss Alps with a continuous snow cover for at least 90% of the years during the longest available common period, being 1970-2015. All data series were manually controlled and tested for outliers and missing data. Metadata stored by MeteoSwiss were checked for all events reported which might have impacted the data quality. The measurement method remained unchanged during the period taken into account. A continuous snow cover was defined as at least 40 consecutive days (~ 6 weeks) with a minimum of 1 cm of HS on the ground. Defining the threshold at either minimum 30 or 50 consecutive days did not change the number of qualifying stations.

We analyzed nine snowpack parameters (see below, next section), for all stations and years providing at least 90% of available data. We considered stations having at least 90% of annual resulting data for each parameter over the study period. This threshold was verified and found to be robust for all stations using a bootstrap method. In detail, we tested trend significances of 1000 samples for which 5, 10, 15 and 20% of the annual resulting data was randomly removed.

Most of the selected stations were slightly relocated during the study period (maximum 90 m of elevation and 2.2 km of distance on the same slope), except one station (Säntis) which experienced a significant relocation in 1978 (Marty & Meister 2012). Data for all snow parameters were checked for consistency at the dates of relocations for each station, and no changes in trends were found, except for one station (Säntis) which was therefore discarded. Following this filtering procedure, eleven stations were finally selected for our study. Their elevations range from 1139 to 2540 m asl, with a mean snow cover duration from 108 to 260 days and a mean maximum HS from 65 to 353 cm over the study period (Table 2).

### *Snow data*

The annual snow parameters were considered from 1 September until 31 August of the following year. This period was chosen based on the earliest snow onset date (6 September 1984), and latest snowmelt date (16 August 1980) of all our stations, which were both found at the highest site (Weissfluhjoch). For all snow parameters, years are designated by the calendar year when the snow season ends. Before extracting all snow parameters, data gaps equal to one day were filled by linear interpolation for a better homogeneity in the raw data.

For each snow year and station, we looked at nine parameters: the maximum HS, the times of snow onset, snowmelt and maximum HS, the snow cover duration and the number of days with  $HS \geq 1, 20, 50$  and  $100$  cm (days with snowpack, called hereafter DSP). The highest threshold was not meaningful for three stations (Scuol, Sta. Maria Val Müstair and Grächen), due to their dryer climate and on average lower maximum HS (65, 70 and 74 cm respectively, see Table 2). The snow onset date was defined as the first day of the first continuous snow cover period and the snowmelt date as the first snow-free day after the last continuous snow cover period. The snow cover duration corresponds to the number of days between snow onset date and snowmelt date. In case of multiple identical values of maximum HS (78 occurrences, i.e. 15% of the station-years), we identified the latest occurrence as the date with maximum HS. Using the earliest occurrence showed no significant changes in the trend results.

Station	Code	Coordinates	Elevation [m asl]	Mean snow cover duration [days]	Mean maximum HS [cm]
Airolo	AIR	46°31'34''N / 08°35'51''E	1139	111	111
Scuol	SCU	46°47'36''N / 10°16'59''E	1298	108	65
Sta. Maria Val Müstair	SMM	46°35'55''N / 10°25'34''E	1418	124	70
Andermatt	ANT	46°38'00''N / 08°35'40''E	1442	158	150
Bosco-Gurin	BOS	46°19'00''N / 08°29'19''E	1486	148	165
Grächen	GRC	46°12'09''N / 07°50'28''E	1550	120	74
Davos	DAV	46°48'45''N / 09°50'50''E	1560	156	110
Arosa	ARO	46°47'31''N / 09°40'59''E	1750	176	138
Segl-Maria	SIA	46°26'21''N / 09°45'56''E	1798	161	124
Grimsel Hospiz	GRH	46°34'17''N / 08°19'58''E	1970	220	353
Weissfluhjoch	WFJ	46°49'47''N / 09°48'33''E	2540	260	250

**Table 2** Selected stations for the long-term trend analysis of the snow parameters. Coordinates, elevation, mean snow cover duration and mean maximum HS over the study period (1970-2015) are reported. Coordinates and elevation correspond to the snow measurement location (often slightly apart from the other meteorological measurements).

Among the 506 station-years considered, only three had a continuous snow cover shorter than 40 consecutive days (Airolo 1989 and 1993, Scuol 2002). To avoid excluding these extreme cases due to a lack of snow, we computed the snow onset and snowmelt dates according to their longest continuous snow cover for these three occurrences (34, 36 and 15 days respectively). In addition, two distinct continuous snow-covered periods of more than 40 days during the same season were found for 5 station-years. For these specific cases, the snow cover duration therefore includes snow free days (4, 3, 40 and 2 days in 1990, respectively at Andermatt, Arosa, Bosco-Gurin and Sta. Maria Val Müstair, as well as 7 days in 2013 at Airolo).

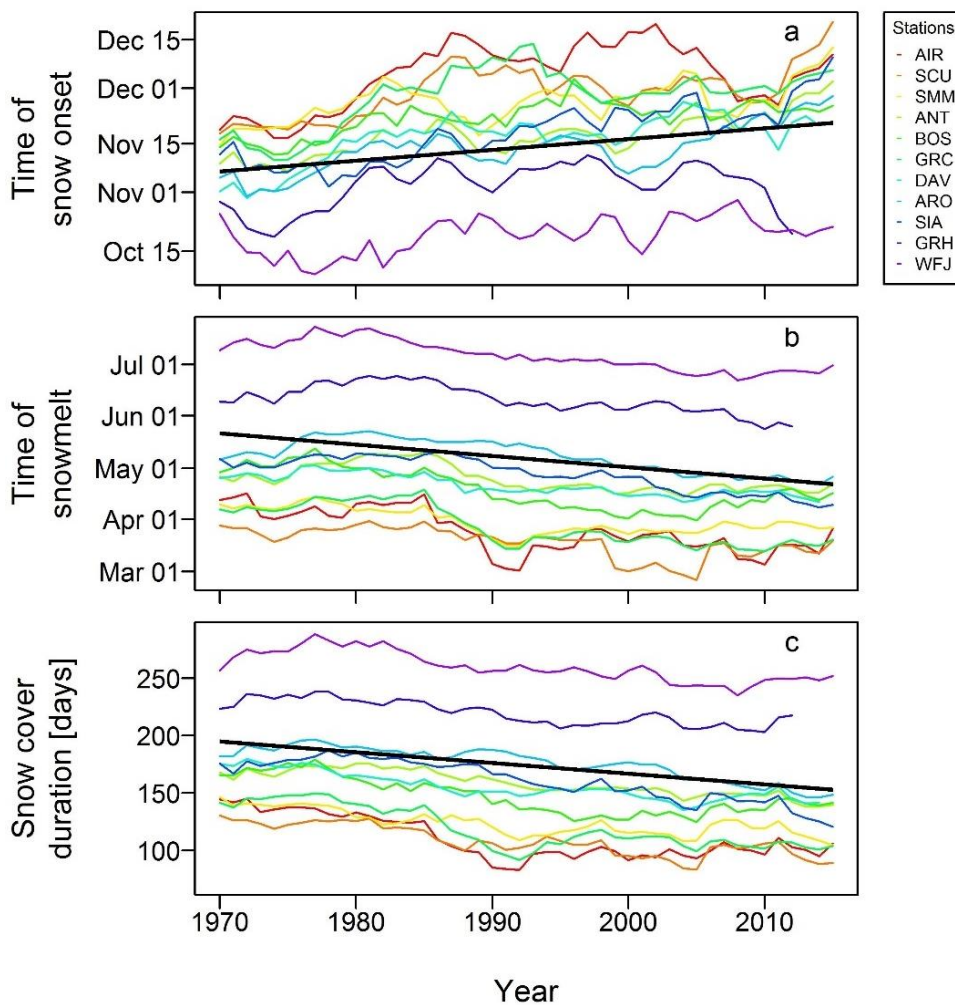
### *Statistics*

Because none of the analyzed snow parameters were following a normal distribution (verified using Shapiro tests), temporal trends were therefore calculated on the original annual values for each parameter and each station by applying the non-parametric Theil-Sen estimator slope, combined with a Mann-Kendall significance test over the common temporal period for all stations (1970-2015). No significant breaks in the slopes of the temporal trends were detected for any parameters and stations over the study period (tested by stepwise regression methods). All analyses, tables and figures were performed using R 3.2 (Team 2015) and the following R-packages: EnvStats, kendall, reshape2 and zoo.

## Results

### *Time of snow onset, snowmelt and snow cover duration*

The time of snow onset was delayed at all eleven stations, and significantly at four of them by  $3.1 \pm 0.2$  to  $4.0 \pm 0.2$  days decade<sup>-1</sup> (Figure 12a and Table 3). All stations showed a significantly earlier snowmelt, on average  $-5.8$  days decade<sup>-1</sup>, ranging from  $-3.6 \pm 0.2$  to  $-7.5 \pm 0.2$  days decade<sup>-1</sup> (Figure 12b and Table 3). As a result, the snow cover duration was significantly reduced at all stations by  $6.2 \pm 0.2$  to  $11.2 \pm 0.2$  days decade<sup>-1</sup> (Figure 12c and Table 3), on average by  $8.9$  days decade<sup>-1</sup>, corresponding to a shortening of  $2.6$  to  $7.5\%$  decade<sup>-1</sup>. No pattern or significant correlations were found neither between elevation and the changes in the timing of snow onset, snowmelt or snow cover duration (Pearson correlation p-values of 0.24, 0.65 and 0.63, respectively), nor with geographic coordinates (p-values 0.88, 0.25 and 0.11, respectively, extracted from the multiple linear regression based on the geographic coordinates of the stations).



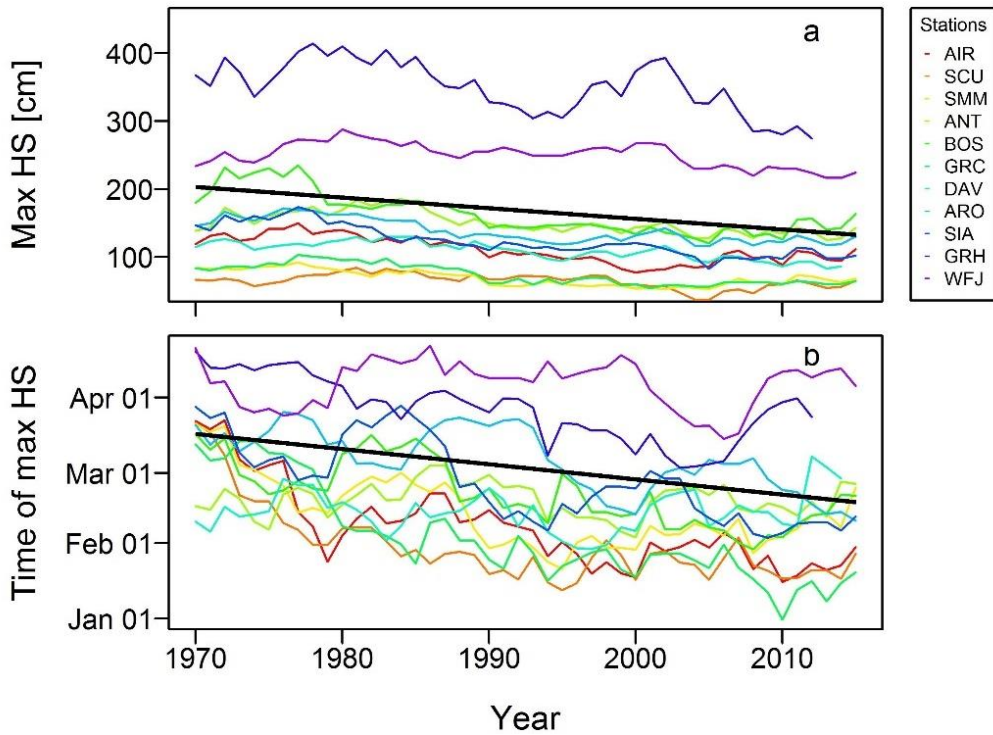
**Figure 12** 7-year simple moving average of the snow onset, snowmelt dates and snow cover duration of the eleven study stations over the period 1970-2015 (with half-windows on both edges). The bold line corresponds to the mean Sen slope of the eleven stations and was calculated by averaging all annual values across stations and then, computing the slope of the mean series. For station names, see Table 2, for individual slope values, see Table 3.

Code	Onset [days decade <sup>-1</sup> ]	Snowmelt [days decade <sup>-1</sup> ]	Snow cover duration [days decade <sup>-1</sup> ]	Max HS [cm decade <sup>-1</sup> ]	Max HS [days decade <sup>-1</sup> ]	DSP ≥ 1cm [days decade <sup>-1</sup> ]	DSP ≥ 20cm [days decade <sup>-1</sup> ]	DSP ≥ 50cm [days decade <sup>-1</sup> ]	DSP ≥ 100cm [days decade <sup>-1</sup> ]
AIR	3.4	<b>-6.7**</b>	<b>-10.0**</b>	<b>-13.2*</b>	<b>-7.8*</b>	<b>-10.0***</b>	<b>-10.9**</b>	-6.5	-0.7
SCU	<b>4.0*</b>	<b>-3.6*</b>	<b>-8.1**</b>	-5.4	-5.2	<b>-10.0***</b>	<b>-10.1**</b>	-0.3	NA
SMM	2.1	<b>-4.2*</b>	<b>-6.3**</b>	<b>-8.3**</b>	<b>-7.8*</b>	<b>-4.5*</b>	-6.2	<b>-2.4*</b>	NA
ANT	2.4	<b>-5.0*</b>	<b>-7.5**</b>	-8.0	-0.7	<b>-6.8***</b>	-5.0	-4.0	-5.0
BOS	2.4	<b>-7.3**</b>	<b>-10.4**</b>	<b>-21.8*</b>	<b>-8.8*</b>	<b>-10.0***</b>	<b>-7.7*</b>	<b>-13.4**</b>	<b>-12.5**</b>
GRC	<b>3.5**</b>	<b>-7.0***</b>	<b>-11.2***</b>	<b>-8.0**</b>	<b>-12.0**</b>	<b>-10.0***</b>	<b>-9.4*</b>	-4.4	NA
DAV	<b>3.1*</b>	<b>-4.4**</b>	<b>-8.3***</b>	<b>-8.1*</b>	3.0	<b>-6.5**</b>	<b>-8.8*</b>	-6.7	<b>-0.8*</b>
ARO	2.4	<b>-6.9***</b>	<b>-10.0***</b>	<b>-11.5*</b>	<b>-8.1*</b>	<b>-7.2***</b>	<b>-10.0***</b>	<b>-14.2**</b>	<b>-13.2**</b>
SIA	<b>4.0*</b>	<b>-7.5***</b>	<b>-10.4***</b>	<b>-15.9**</b>	<b>-11.7**</b>	<b>-11.1***</b>	<b>-14.3***</b>	<b>-13.3**</b>	<b>-5.3***</b>
GRH	1.7	<b>-5.8*</b>	<b>-6.2*</b>	-22.2	<b>-8.0**</b>	<b>-6.2**</b>	<b>-8.7***</b>	<b>-9.7**</b>	-6.0
WFJ	2.3	<b>-5.6***</b>	<b>-8.1**</b>	-11.2	-1.7	<b>-7.5**</b>	<b>-6.2*</b>	<b>-7.9**</b>	-5.7
Mean	2.8	-5.8	-8.9	-12.1	-6.3	-8.2	-8.8	-7.5	-6.2

**Table 3** Estimated trends (slope per decade) for each snow parameter over the study period (1970-2015), calculated from the Theil-Sen test. Significant slopes are marked in bold. The significance level, calculated with the Mann-Kendall test, is indicated with stars (\*  $p < 0.05$ , \*\*  $p < 0.01$  and \*\*\*  $p < 0.001$ ).

#### Maximum HS (snow depth)

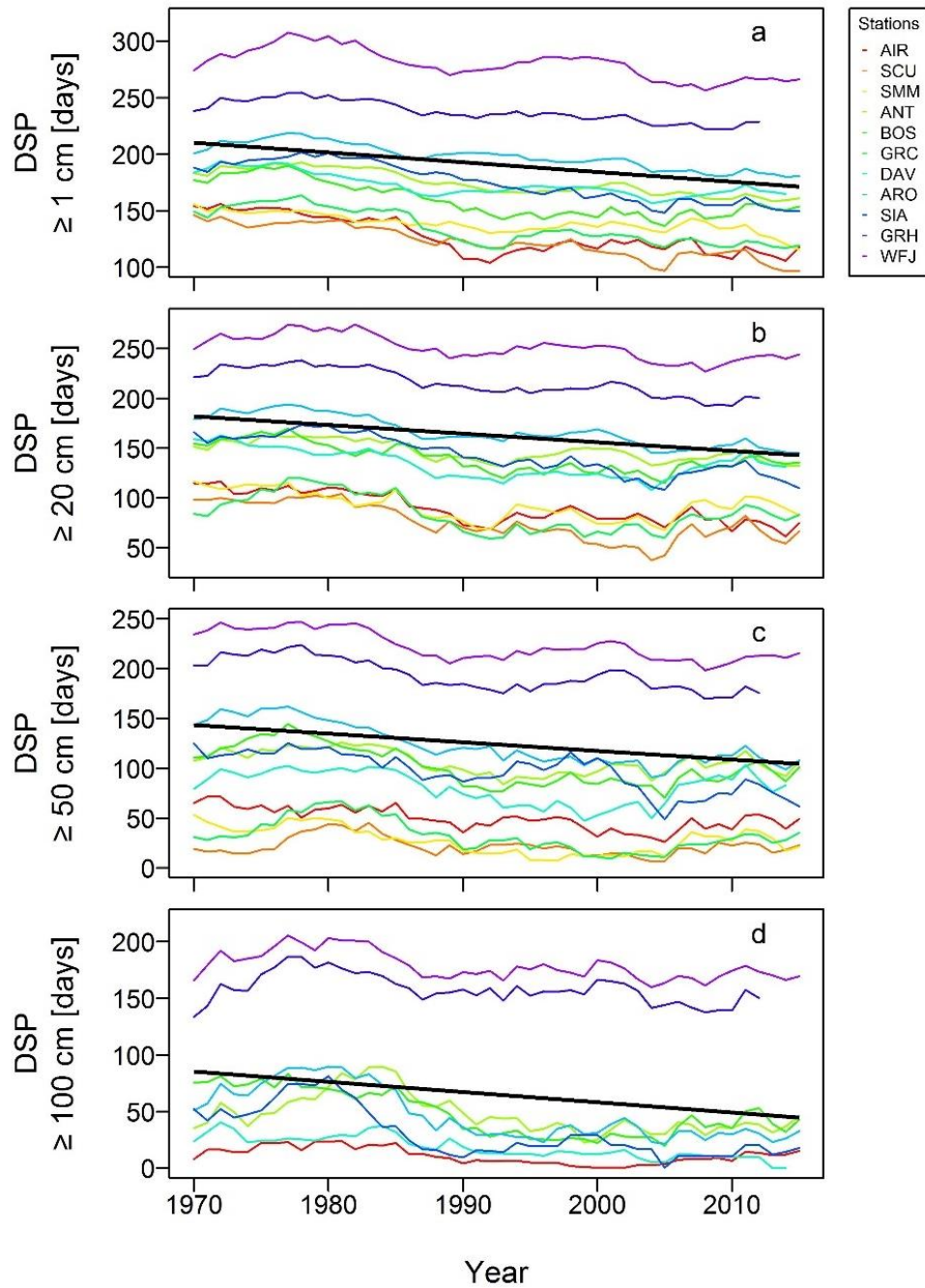
The stations' average maximum HS ranged from 65 to 353 cm, and decreased at all stations over the study period irrespective of elevation or geographical location. The decrease of the maximum HS was significant for seven stations with a rate from  $8.0 \pm 0.6$  to  $21.8 \pm 0.8$  cm decade<sup>-1</sup> (Figure 13a and Table 3), corresponding to a reduction from 3.9 to 10.6% decade<sup>-1</sup>. The day of maximum HS occurred earlier at all sites except one (Davos), and significantly for seven stations with a rate from  $7.8 \pm 0.4$  to  $12.0 \pm 0.4$  days decade<sup>-1</sup> (Figure 13b and Table 3). A highly significant correlation was found between maximum HS values and snowmelt date for all eleven stations (mean Pearson coefficient  $r = 0.68$ ,  $p < 0.0001$ ). Significant correlations were also found between maximum HS values and the snow onset date for five stations. No significant correlations were found between the times of maximum HS and snow onset, whereas significant correlations were found for six stations between the times of maximum HS and snowmelt.



**Figure 13** 7-year simple moving average of the maximum snow depth (HS) and its day of occurrence of the eleven study stations over the period 1970-2015 (with half-windows on both edges). The bold line corresponds to the mean Sen slope of the eleven stations and was calculated by averaging all annual values across stations and then, computing the slope of the mean series. For station names, see Table 2, for individual slope values, see Table 3.

*Frequency of DSP (frequency of days with snowpack)*

The frequency of DSP has decreased at all sites and for all thresholds (1, 20, 50 or 100 cm). This decrease was significant at all stations for  $DSP \geq 1$  cm from  $4.5 \pm 0.2$  to  $11.1 \pm 0.2$  days decade<sup>-1</sup> (Figure 14a and Table 3), at nine stations for  $DSP \geq 20$  cm from  $6.2 \pm 0.3$  to  $14.3 \pm 0.3$  days decade<sup>-1</sup> (Figure 14b and Table 3), at six stations for  $DSP \geq 50$  cm from  $2.4 \pm 0.2$  to  $14.2 \pm 0.4$  days decade<sup>-1</sup> (Figure 14c and Table 3), and at four stations for  $DSP \geq 100$  cm (out of only eight stations for this last threshold as three were disregarded, see Data and methods section) from  $0.8 \pm 0.2$  to  $13.2 \pm 0.5$  days decade<sup>-1</sup> (Figure 14d and Table 3). No significant correlations could be found between the reduction in the number of DSP and elevation (p-values 0.54, 0.67, 0.24 and 0.65 for the thresholds 1, 20, 50 and 100 cm respectively) or geographical location of the study sites (p-values 0.33, 0.65, 0.70 and 0.89 respectively).



**Figure 14** 7-year simple moving average of the days with snowpack (DSP)  $\geq 1$ , 20, 50 and 100 cm of the eleven study stations over the period 1970-2015 (with half-windows on both edges). The bold line corresponds to the mean Sen slope of the eleven stations and was calculated by averaging all annual values across stations and then, computing the slope of the mean series. For the DSP  $\geq 100$  cm, the three driest stations (SCU, SMM and GRC) were omitted from the plot and the mean Sen slope calculation. Note that the y-axes are not all the same. For station names, see Table 2, for individual slope values, see Table 3.

## Discussion

Our study shows that snow cover duration, as well as the maximum HS and the frequency of DSP have all clearly been declining in the Swiss Alps, irrespective of elevation (1139 to 2540 m asl) and location, and whether for stations with much or little snow. Complementary to numerous previous studies showing stronger declines in snow cover at elevations below 1600 m asl in the Alps (Durand et al. 2009; Laternser & Schneebeli 2003; Valt & Cianfarra 2010), during our study period 1970-2015, we found a significant snow cover decline at all elevations up to the highest elevation site (2540 m asl). Here, we analyzed the whole snow season including autumn and spring, whereas previous studies mainly considered the winter season, usually from December to February or March. The observed snowpack reduction is most likely related to the general increase in temperatures observed at all elevations in the Swiss Alps, especially during spring (Rebetez & Reinhard 2008). The impact of global warming on snowpack may have been additionally enhanced by an increasing trend in sunshine duration, observed at both low and high elevations in the European Alps from 1975 to 2000 (Auer et al. 2007) and in solar surface radiation in Switzerland from 1981 to 2010, particularly in spring (Sanchez-Lorenzo & Wild 2012). Our results do not show any regional or elevation-dependent trends but rather a clear decrease in all snow parameters at all stations.

The strong reduction in the snow cover duration was more the result of an earlier snowmelt than a later snow onset: the earlier snowmelt date was approximately twice as important as the delayed snow onset date, with a contribution accounting on average for 67% of the shortening of the snow season against 33% for snow onset. On average, among our stations, the snowmelt now takes place around 16 March at the lowest station (Airolo, at 1139 m asl on the southern side of the Swiss Alps) and around 25 June at the highest station (Weissfluhjoch, at 2540 m asl on the eastern part of the Swiss Alps), compared to 15 April and 20 July, respectively based on the linear trends. In autumn, the snow onset now takes place on average on 7 December at the lowest station and on 25 October at the highest station, whereas it was respectively on 22 November and 15 October in 1970.

The differences in observed changes in snow onset and snowmelt dates are coherent with the differences in seasonal temperature trends in the Swiss Alps, showing a stronger increase in spring ( $+0.84^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ ) than in autumn ( $+0.21^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ ) since the 1970s (Rebetez & Reinhard 2008; Serquet et al. 2013). The observed increasing trend in sunshine duration (Auer et al. 2007; Sanchez-Lorenzo & Wild 2012) may have had a particularly strong impact on

snowmelt, as the sunrays are much higher in March-July compared to October-December, the time of snow onset. Thus, in addition to stronger temperature increasing trends in spring, the increasing sunshine duration may have contributed to the stronger shift observed in the time of snowmelt compared to the one detected in the time of snow onset. Particularly in spring, when the sun is higher than in late autumn, the changing albedo may also enhance the warming and melting process: the white snow cover disappeared earlier due to global warming, resulting into a decrease of the albedo. More energy was thus available on the ground, further increasing air temperature (Rebetez & Reinhard 2008), and accelerating the melting of snow. The resulting snow cover duration was consequently reduced both in the beginning and end of the season, lasting now only 98 days at the lowest station and 239 days at the highest, compared to 143 and 275 days respectively in 1970.

The observed decrease in maximum HS is consistent with previous studies, showing a decrease in maximum HS at all elevations in the Swiss Alps (Marty & Blanchet 2012). The significant correlations found between the snow onset date and the maximum HS values show that warmer temperatures and later snow onset in autumn contribute significantly to the reduction of the maximum snow amounts which can then be reached during the winter. Warmer temperatures in September to December have had an impact at the elevations where they were just below the zero-degree level (Serquet et al. 2013), resulting into rainfall instead of snowfall. These previous early snowfalls are now missing in the yearly maximum amount of HS. The high correlation between maximum HS and snowmelt date observed at all stations shows that these parameters are strongly interdependent. Although the time of snow onset is less variable than the time of snowmelt, there is no correlation between the times of maximum HS and snow onset. Our results clearly suggest that the time of maximum HS is mainly governed by warmer and possibly sunnier spring conditions when the snowpack starts melting. These relationships show how the temperature increase observed in spring has had a strong impact on the snow cover. Increasing temperatures in late autumn and spring have contributed to the snowfall/precipitation-day ratio decrease when the temperatures were not far below the zero-degree limit, which in turn has also contributed to the decrease in all snowpack parameters. The decline in the number of DSP was also found when using high thresholds of HS, which supports that the warmer past decades have also impacted the snowpack at locations having large amounts of snow precipitation, typically at higher elevations where colder temperatures and longer snow seasons occur. The highest thresholds used are relevant to confirm that a prominent decline in snowpack has also occurred in wetter regions with abundant precipitation. Former

studies often did not look at these melting months and therefore concluded that there is little change in winter snowpack at higher elevations (Marty 2008; Scherrer et al. 2004).

Water resources in mountainous areas are tightly connected to the snow cover cycle. Numerous regions may be affected because our study area stands in a central position in Europe, at the source of three major drainage basins, the Rhine, Danube and Rhone rivers, with alpine basins having a strong influence on major distant downstream catchments crossing several countries. Earlier snowmelt and reduced snow accumulation during winter, as a consequence of global warming, can have a commensurable impact on plant and animals of alpine ecosystems, runoff regimes, soil moisture and water availability in the drainage basins (Barnett et al. 2005; Zierl & Bugmann 2005). For example, in the alpine belt, earlier snowmelts and warmer temperatures were found to cause earlier plant development (Ernakovich et al. 2014; Vitasse et al. 2017b), which can put them at higher risk to be damaged by frost (Wipf et al. 2009). The combination of an earlier snowmelt and a shortening of the snow cover duration might also alter the spatial pattern of suitable habitats of some snowbed plant communities (Carbognani et al. 2014). Similarly, the reduction in the snow cover has already affected the reproduction of the alpine fauna, as for example the decreasing litter size of the Alpine marmot (Tafari et al. 2013).

The natural snow cover duration and HS is also crucial for winter tourism in mountain regions, because their reduction can drastically shift upward the snow-reliability limit for ski resorts and shorten the winter sports season (Pons et al. 2015). If snowpack continues to decline, artificial snow may also progressively become critical to produce for winter sports (Gajić-Čapka 2011; Steiger 2010), particularly at the beginning and at the end of the ski season (Rixen et al. 2011), due to temperatures more and more frequently above the freezing threshold at sensitive elevations and times of the year (Rixen et al. 2011; Serquet et al. 2011; Serquet et al. 2013). A relationship between HS and the overnight stays of tourists in ski resorts in Austria has been demonstrated for low and mid-elevation ski resorts, whereas the two parameters were independent for the high-elevation resorts (Falk 2010). Our results show that stations located at elevations higher than 1700 m asl still have more than 79 days (and 206 days at the highest station at 2540 m asl) with at least 50 cm of HS, irrespective of the timing of the ski season. Model results show that the reduction of the snow season and the stronger reduction of the snow cover at the end of the season will likely continue in the coming decades and that the snow reliability for winter tourism will become critical at elevations up to 1800 m asl and 2000 m asl by mid and end of the century, respectively (Steger et al. 2013). Specific results from climatic models have shown that the decline of snowpack could be moderate until 2050, but will likely

accelerate during the second half of the century (Bavay et al. 2013). This could result into millions of overnight stays lost during the winter seasons (Damm et al. 2017). Our results show that this issue must be taken seriously into account for future prospects, even at higher elevations.

## **Conclusions**

Our results show a clear reduction of the snowpack over the period 1970-2015 in the Swiss Alps, based on eleven stations from 1139 to 2540 m asl, irrespective of elevation or region. In particular, they show that snowpack has been decreasing at higher elevation to the same extent as it has declined at lower elevations. We found a clear shortening of the continuous snow cover duration, on average by 8.9 days decade<sup>-1</sup>, irrespective of the region or elevation. The reduction in snow cover duration is mostly the result of earlier snowmelt (on average by 5.8 days decade<sup>-1</sup>), rather than later snow onset, likely mostly due to a higher temperature increase in spring compared to autumn. On average, the snow season now starts 12 days later and ends 26 days earlier than in 1970. We also found a general decline in the value of the annual maximum HS, in connection with the later snow onset. The time of maximum HS also occurred earlier, and was highly connected to the snowmelt date and much less to the time of snow onset, illustrating the impact of the spring temperatures and of the earlier start of the melting period on the snow season. The number of DSP has decreased at all elevations, in all regions and irrespective of the HS threshold. Our results show particularly strong trends of snow decline in spring, which may progressively lead to increasing consequences on hydrological regimes and on summer water availability, whether for ecosystems or for society.

## **Acknowledgements**

This work was supported by the Swiss National Science Foundation (grant number 200021-152954). We are grateful to MeteoSwiss for providing the snow data, to Stephan Bader and Gergely Rigo for their help concerning the snow stations' metadata, to Christophe Randin for his help with data analysis and to William Doehler for his editorial improvements of the manuscript.

## 5.3 Conclusions du chapitre

Cette étude a permis d'illustrer le recul généralisé du manteau neigeux continu qui s'est produit entre 1970 et 2015 dans les Alpes suisses, que ce soit dans sa durée, sa saisonnalité ou encore son épaisseur et quel que soit les conditions climatiques locales, la situation géographique ou encore l'altitude, montrant ainsi l'ampleur du phénomène. Même les altitudes supérieures à 2000 m, qui pouvaient sembler un peu plus épargnées grâce à des températures de l'air plus basses en moyenne, ont également démontré une diminution significative de la durée et de l'épaisseur de leur manteau neigeux au cours de ces dernières décennies.

La réduction observée de la durée de cette couverture neigeuse continue s'est majoritairement faite par une date de fonte des neiges de plus en plus précoce au printemps, plutôt que par une date de démarrage plus tardive à l'automne, en lien avec un réchauffement des températures de l'air plus important au printemps. Au total, 38 jours d'enneigement au sol ont ainsi été perdus en moyenne dans les Alpes suisses entre 1970 et 2015, quel que soit l'altitude, la zone géographique ou les conditions climatiques locales.

Les implications de cette réduction généralisée du manteau neigeux dans les Alpes suisses sont nombreuses, comme cela a pu être souligné dans ce chapitre mais également dans la synthèse bibliographique du chapitre 1, que ce soit sur le tourisme hivernal, les régimes hydrologiques ou encore les écosystèmes. Afin d'établir une continuité à ces résultats, ce sont plus particulièrement les conséquences du recul de la date de fonte des neiges sur le risque d'exposition au gel des plantes alpines au moment du démarrage de leur croissance qui sont au cœur de l'étude du prochain chapitre de cette thèse.



## **6. FONTE DES NEIGES ET EXPOSITION AU GEL DES PLANTES ALPINES**



## 6.1 Introduction du chapitre

La deuxième étude de cette thèse établit une connexion entre le manteau neigeux et les plantes alpines autour de la date de fonte des neiges, en s'intéressant de plus près aux conditions climatiques régnant pendant l'intervalle de temps compris entre le déneigement et le démarrage de la croissance des plantes alpines. Plus spécifiquement, ce chapitre va s'intéresser au risque d'exposition au gel de ces plantes pendant les quelques jours ou semaines entourant le démarrage de leur croissance, période où elles sont particulièrement sensibles et vulnérables au moindre aléa climatique.

Dans un contexte d'avancée générale de la date de fonte des neiges, de nombreuses incertitudes persistent quant à l'évolution de ce risque d'exposition au gel. En effet, avec un déneigement de plus en plus précoce, cette période de vulnérabilité pour les plantes alpines se situe de plus en plus tôt dans la saison, à un moment où la fréquence et l'intensité des événements de gel est donc plus importante (Choler 2015; Rixen et al. 2012). Parallèlement à cela, le réchauffement climatique a engendré une augmentation des températures printanières de plusieurs degrés et donc une diminution des événements de gel depuis les années 1970, posant ainsi une vraie question concernant l'évolution de ce risque d'exposition au gel pour les plantes alpines au cours de ces dernières décennies (Rebetez & Reinhard 2008; Vitasse et al. 2018a).

Ce chapitre propose de traiter ces questions et de démêler l'impact du réchauffement de l'air et de l'avancée de la date de fonte des neiges sur le risque d'exposition au gel de ces plantes alpines au cours de leur période dite de vulnérabilité. Pour ce faire, 6 des 11 stations MétéoSuisse de la première étude de cette thèse (Chapitre 5.2) sont utilisées afin d'analyser l'évolution de la fréquence et de l'intensité de gel entre 1970 et 2016 pendant cette période de vulnérabilité. En parallèle, 77 stations IMIS sont employées à vérifier l'hypothèse d'une augmentation de la fréquence et de l'intensité de gel durant cette période de vulnérabilité, dans le cas des années où la date de fonte des neiges est précoce. Ce chapitre est composé d'un article de recherche original qui a été publié dans la revue scientifique *International Journal of Biometeorology* en juillet 2018.

## 6.2 Article 3 : Unchanged risk of frost exposure for subalpine and alpine plants after snowmelt in Switzerland despite climate warming

Geoffrey Klein<sup>1,2</sup>, Martine Rebetez<sup>1,2</sup>, Christian Rixen<sup>3</sup> and Yann Vitasse<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup>University of Neuchatel, Institute of Geography, Neuchatel, Switzerland

<sup>2</sup>WSL Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Neuchatel, Switzerland

<sup>3</sup>WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, Davos, Switzerland

<sup>4</sup>WSL Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Birmensdorf, Switzerland

### Abstract

The length of the snow-free season is a key factor regulating plant phenology and shaping plant community composition in cold regions. While global warming has significantly advanced the time of snowmelt and the growth period at all elevations in the Swiss Alps, it remains unclear if it has altered the likelihood of frost risk for alpine plants.

Here, we analyzed the influence of the snowmelt timing on the risk of frost exposure for subalpine and alpine plants shortly after snowmelt, i.e. during their most vulnerable period to frost at the beginning of their growth period. Furthermore, we tested whether recent climate warming has changed the risk of exposure of plants to frost after snowmelt. We analyzed snow and air temperature data in the Swiss Alps using six weather stations covering the period 1970-2016 and 77 weather stations covering the period 1998-2016, spanning elevations from 1418 to 2950 m asl. When analyzed across all years within each station, our results showed strong negative relationships between the time of snowmelt and the frequency and intensity of frost during the most vulnerable period to frost for subalpine and alpine plants, indicating a higher frost risk damage for plants during years with earlier snowmelt. However, over the last 46 years, the time of snowmelt and the last spring frost date have advanced at similar rates, so that the frequency and intensity of frost during the vulnerable period for plants remained unchanged.

**Keywords:** Air temperature, Alpine plants, Frost risk, Global warming, Snowmelt, Snow cover

## **Introduction**

In mountainous regions, a significant decline of the snow cover has been reported worldwide over the last decades (Park et al. 2012; Pederson et al. 2013; Xu et al. 2016), including the European Alps (Klein et al. 2016; Marty 2008; Valt & Cianfarra 2010). Since the beginning of the 1970s in the Swiss Alps, the shortening of the snow cover duration found at elevations greater than 1100 m asl was mainly caused by earlier snowmelt in spring, and, to a lower extent, by later snow onset in autumn (Klein et al. 2016), in connection with a stronger temperature warming in spring than in autumn (Rebetez & Reinhard 2008; Serquet et al. 2013).

The timing of snowmelt, which greatly fluctuates from year to year irrespective of elevation (Klein et al. 2016; Wheeler et al. 2014), is the main driver triggering the onset of growth of most alpine plant species in spring (Gerdol et al. 2013; Inouye 2008; Jonas et al. 2008b; Sherwood et al. 2017; Vitasse et al. 2017b). The snow depth accumulated during winter was also found to play a role in the abundance of flowers, as well as in the probability of frost damage in spring when the snow becomes too thin to sufficiently protect overwintering plant tissues against extreme low temperatures (Inouye et al. 2002). Conversely, a deeper snow cover tends to delay the time of snowmelt, and therefore shifts alpine plant growth to a warmer period of the year with possibly fewer frost events (Jonas et al. 2008b).

The beginning of the growing season for alpine plants is primarily controlled by the timing of snowmelt and the subsequently air temperatures (Vitasse et al. 2017b). On average, a duration of two to three weeks after the time of snowmelt was observed before the beginning of plant height growth in the Swiss Alps in snowbed conditions, corresponding roughly to an accumulation of 100 growing degree days (abbreviated GDD 100 thereafter) (Vitasse et al. 2017b). Hence, the few days following the time of snowmelt are critical for alpine plants, as it is the period when plants lose progressively their freezing resistance acquired during winter and thus, when they become most vulnerable to freezing damages (Rixen et al. 2012; Sherwood et al. 2017). Nevertheless, at elevations above 2000 m asl, temperature below frost resistance of fully developed tissues of plants can still occur throughout the whole growing season (Körner 2003).

During winter, snow cover insulates alpine plants from freezing temperature (Körner 2003), so that the timing of snowmelt in spring determines when plant tissues are exposed to atmospheric air temperature and potentially with freezing temperatures. Freezing resistance of common plant species from the European Central Alps inducing 100% of mortality in the plant tissues

was reported to range from  $-4^{\circ}\text{C}$  to  $-16^{\circ}\text{C}$ , with an average freezing resistance of  $-9^{\circ}\text{C}$  for most species (Ladinig et al. 2013; Taschler & Neuner 2004).

Species growing at sites with little snow protection, such as ridges, are typically more freezing resistant than species growing under snowbed conditions (Nagy & Grabherr 2009). The high inter-annual variability of the time of snowmelt shown in Klein et al. (2016) might also alter the freezing resistance of alpine and subalpine plants, which has been linked to the fluctuations of the snow depth during the onset of spring (Palacio et al. 2015).

Warming air temperatures since the 1970s have considerably advanced the spring onset of growth below the treeline in Western and Central Europe (Ahas et al. 2002; Menzel et al. 2006; Vitasse et al. 2018b), but little is known concerning alpine plants in the Alps, as, to the best of our knowledge, no long-term series of phenological observations are available for plants above the treeline in these regions. Besides, only a few studies describe the climatic conditions shortly after the snowmelt in alpine and sub-alpine regions (Inouye 2008; Inouye et al. 2002; Jonas et al. 2008b; Wheeler et al. 2014), likely due to the difficulty to obtain accurate meteorological data at such elevations.

In a warmer climate, three different scenarios for the risk of frost exposure for alpine plants could be expected (Vitasse et al. 2018a): (i) an increase of the risk of frost exposure due to a faster advance of the phenology compared to the frost-free period, (ii) a decrease of the risk of frost exposure because of a faster advance of the frost-free period compared to phenology, (iii) no change in the risk of frost exposure due to a similar advance of both phenology and frost-free period. With a slower warming of minimum air temperatures compared to maximum air temperatures during spring above 800 m in the Swiss Alps over the last five decades (Vitasse et al. 2018a) and an earlier time of snowmelt (Klein et al. 2016), the risk of frost exposure for subalpine and alpine plants may not necessarily decrease during their growth period in spring in a warmer climate. Below the treeline in the Swiss Alps, the risk of frost exposure and potential damage for some tree species has already increased during their leaf-out and flowering period at elevations higher than 800 m over the period 1975-2016, despite climate warming (Vitasse et al. 2018a). Hence, increasing frequency of potentially damaging freezing events might increase frost injuries (Wheeler et al. 2014), reduce growth (Wipf et al. 2009), or increase the mortality of sensitive frost plant species, such as shown for several species in the Rocky Mountains (Inouye 2008).

Here, we examined long-term air temperature and snow depth measurements in the Swiss Alps at six weather stations during the period 1970-2016, together with data from another

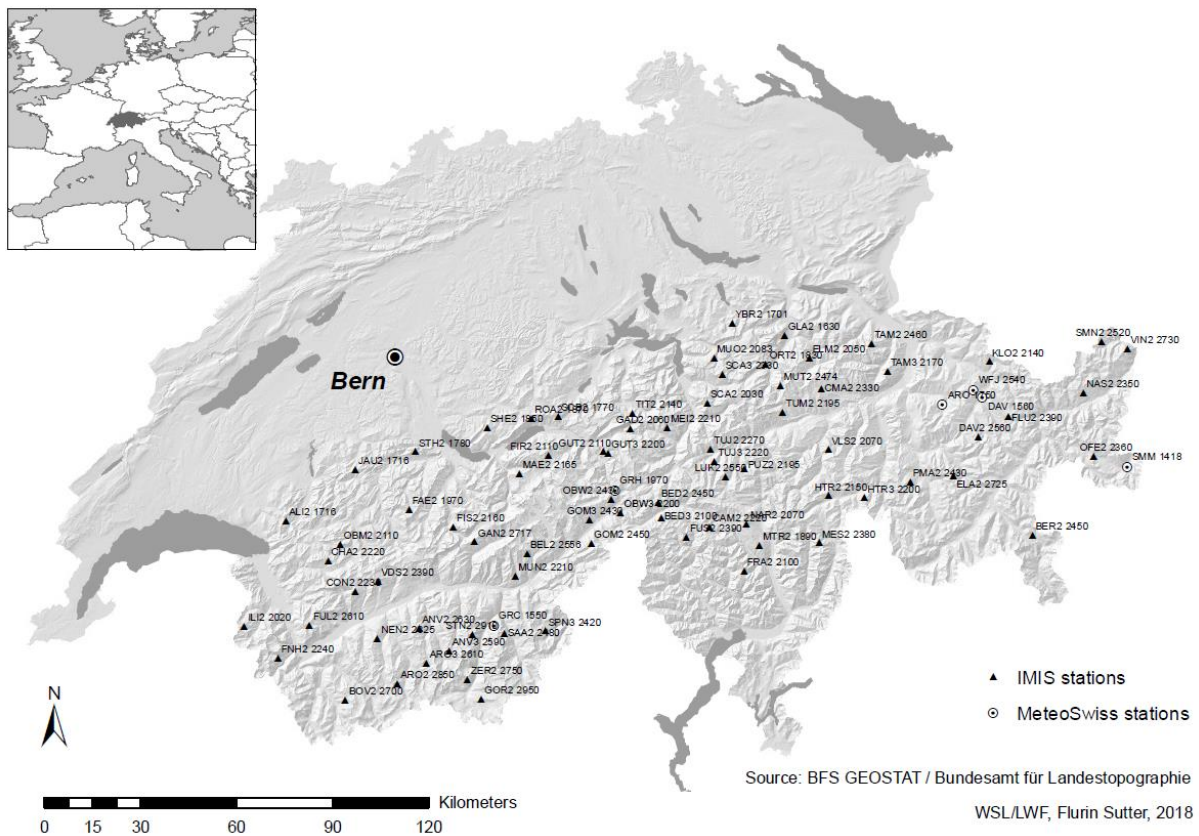
meteorological network of 77 weather stations covering the period 1998-2016, both located at elevations ranging from 1418 to 2950 m asl. We focused our analysis on events with daily freezing temperatures below  $-4^{\circ}\text{C}$  during a period of three weeks enclosing the GDD 100, i.e. the most vulnerable period for subalpine and alpine plants when growth begins. Specifically, we aimed at (i) examining how the risk of frost exposure for plants is related to the time of snowmelt, both in its frequency and intensity, and (ii) testing whether the intensity and the occurrence of frost events have changed over the last five decades, when temperatures and the time of snowmelt have significantly increased and advanced.

## **Materials and Methods**

### *Study sites*

We analyzed air temperature and snow data from two independent weather networks both located in Switzerland. One of them was the IMIS network (Intercantonal Measurement and Information System), which consists of high-elevation automatic weather stations set up by the Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research (SLF). This network was started in the beginning of the 1990s with a few stations and has been steadily developed until reaching 103 stations in 2016. We selected 77 stations, ranging from 1630 to 2950 m asl (Figure 15), that covered a temporal period from 1998 to 2016 and provided accurate daily snow depth and temperature data for at least 80% of the years during this period.

From the second and long-term weather network used in this study, we selected eleven weather stations from the Swiss Federal Office of Meteorology and Climatology (MeteoSwiss) providing more than 45 years of daily snow data and described in Klein et al. (2016). From these eleven weather stations, we selected six stations covering the period 1970-2016 that provided daily temperature data in at least 90% of the years and that were situated at approximately the same altitude range than the IMIS weather stations, i.e. ranging from 1418 to 2540 m asl (Figure 15).



**Figure 15** Map of Switzerland showing the location and elevation of the 83 weather stations of both IMIS and MeteoSwiss networks used in the analyses.

### *Temperature and snow data*

All climatic parameters analyzed during the vulnerable period for subalpine and alpine plants were calculated for all stations and years that provide at least 80% of available data during that period. For the MeteoSwiss stations, daily snow depth was manually recorded every morning, whereas daily minimum and maximum air temperatures were automatically measured. For the IMIS stations, snow depth was automatically monitored every half hour through an ultrasonic sensor situated six meters above the ground (SR50, Campbell Scientific, USA). Daily morning snow depth values were then extracted for a better comparison with the MeteoSwiss stations. Temperature and snow data for both networks were manually checked and tested for outliers and missing data.

Each year was considered as the period ranging from 1 September until 31 August of the following year. For each year, the time of snowmelt was defined as the first snow-free day after an at least 40-day snow-covered period (~6 weeks) between 1 September until 31 August, following the methodology used by Klein et al. (2016).

### *Data analysis and statistics*

In this study, we analyzed the risk of frost exposure for plant species growing through the altitudinal range of both IMIS and MeteoSwiss selected stations, i.e. from 1418 to 2950 m asl, which includes both subalpine and alpine plant species.

We defined the vulnerable period for alpine plants as the weeks enclosing the time when an accumulation of 100 degree-days was reached since the time of snowmelt (GDD 100), corresponding roughly to the onset of growth at plant community scale (Vitasse et al. 2017b). Specifically, we considered the duration of this vulnerable period as the time ranging from seven days before the GDD 100 to 14 days following this GDD 100, corresponding to a total duration of 21 days. Choosing a shorter or a longer period (7 or 14 days before and after the GDD 100) for defining the duration of this period did not change the final results.

Among the two networks, non-relevant vulnerable periods for plants were found for 4 stations-years, because the GDD 100 was not reached before 1 September that defines the beginning of the following year and were thus discarded from the analysis (for the IMIS network: station GAN2 at 2717 m asl in 1999 and 2004 and for the MeteoSwiss network: station WFJ at 2540 m asl in 1978 and 1980).

For calculating the day of the year (abbreviated DOY hereafter) of the GDD 100 from the time of snowmelt, we first computed the daily mean temperature for both networks, based on the mean of the daily minimum and maximum air temperature. We then accumulated all daily mean temperature values  $> 0^{\circ}\text{C}$  from the time of snowmelt, until reaching  $100^{\circ}\text{C}$ .

Yearly snowmelt date anomalies of each IMIS and MeteoSwiss weather station were determined by calculating the difference between the yearly time of snowmelt and the mean time of snowmelt of each station over the period 1998-2016, if at least 50% of the snowmelt dates were available.

In our analysis, we considered frost events below  $-4^{\circ}\text{C}$  during the vulnerable period for plants, as this threshold corresponds to the lowest freezing resistance of numerous common plant species from the European Central Alps, typically growing in snowbed conditions where the IMIS stations are located (Ladinig et al. 2013; Taschler & Neuner 2004). The intensity of frost was calculated by extracting the absolute minimum air temperature occurring during this vulnerable period. The last frost day of the season was defined as the last occurrence of frost below  $-4^{\circ}\text{C}$  for each year (1 September-31 August).

General spatial and temporal patterns analyzed in this study were tested across all stations within each IMIS and/or MeteoSwiss network, by using mixed effect models with stations or

elevation as a random effect. Different model types were tested for each analysis (linear and non-linear models, such as polynomial or exponential models). The best model for each relationship was then selected based on the lowest Akaike information criterion (AIC). Comparisons between each model (mixed or fixed effect models) were conducted using ANOVA to test whether they significantly differ. Detailed statistics of each selected mixed effect model are presented in Supplementary Material (Table 4, Annexe 2).

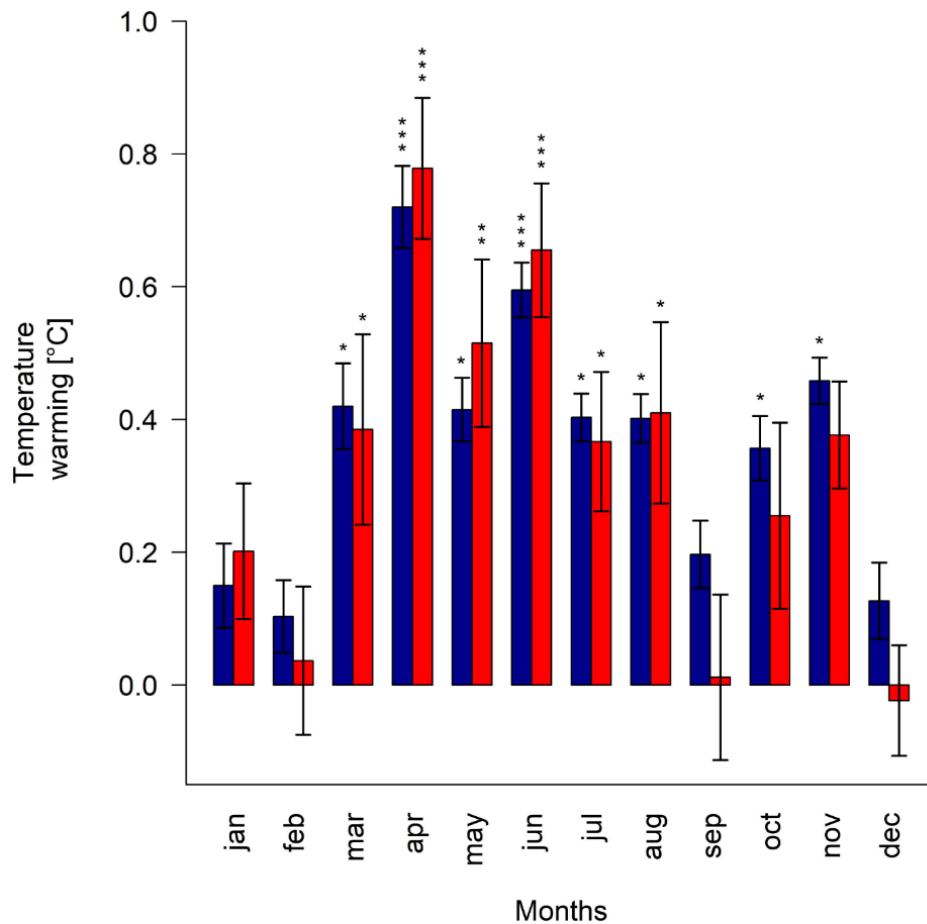
All individual temporal analyses reported in this study were performed for each MeteoSwiss station, by applying the non-parametric Theil-Sen estimator slope, combined with a Mann-Kendall significance test over the common temporal period for all six stations (1970-2016), as most of the analyzed parameters were not following a normal distribution (verified using Shapiro tests). No consistent breakpoints were detected (tested by step-wise regressions) in the temporal trends for all parameters and stations over the study period.

All analyses, tables and figures were performed using R 3.3 (Team 2016) and the following R-packages: EnvStats, Kendall, Hmisc, nlme and plotrix.

## **Results**

### *Temporal trends of the monthly minimum and maximum air temperatures*

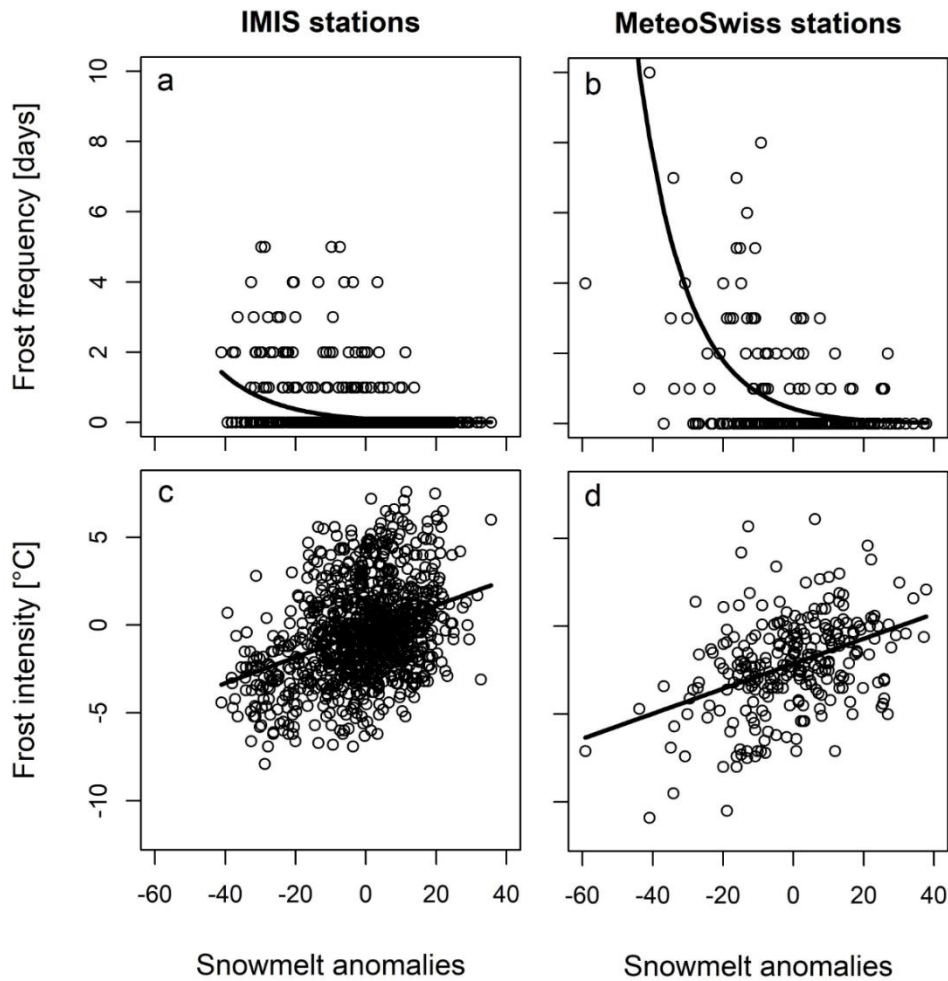
A global increase of the monthly mean minimum air temperatures was detected over the study period at the six MeteoSwiss stations in the Swiss Alps, but with strong disparities across seasons (Table 5, Annexe 3). While only slight warming was detected during winter, minimum air temperatures increased considerably during spring and summer, especially during the snowmelt period from April to June, with rates ranging on average from  $+0.42 \pm 0.05^\circ\text{C decade}^{-1}$  to  $+0.72 \pm 0.06^\circ\text{C decade}^{-1}$  in May and April, respectively (Figure 16). Similar results were found for the warming rate of mean maximum air temperatures, with slightly higher values than for minimum air temperatures in spring, ranging from  $+0.52 \pm 0.13^\circ\text{C decade}^{-1}$  in May to  $+0.78 \pm 0.11^\circ\text{C decade}^{-1}$  in April, and with lower values from September to December (Figure 16).



**Figure 16** *Estimated trends (slope per decade) with associated standard errors for the monthly mean minimum (blue bars) and maximum air temperatures (red bars), averaged from the six MeteoSwiss stations over the period 1970-2016 and calculated from the Theil-Sen tests. The significance level of the Theil-Sen slopes was calculated with Mann-Kendall tests and is indicated with stars (\*  $P < 0.05$ , \*\*  $P < 0.01$  and \*\*\*  $P < 0.001$ ).*

#### *Relationships between snowmelt and frost frequency and intensity within stations*

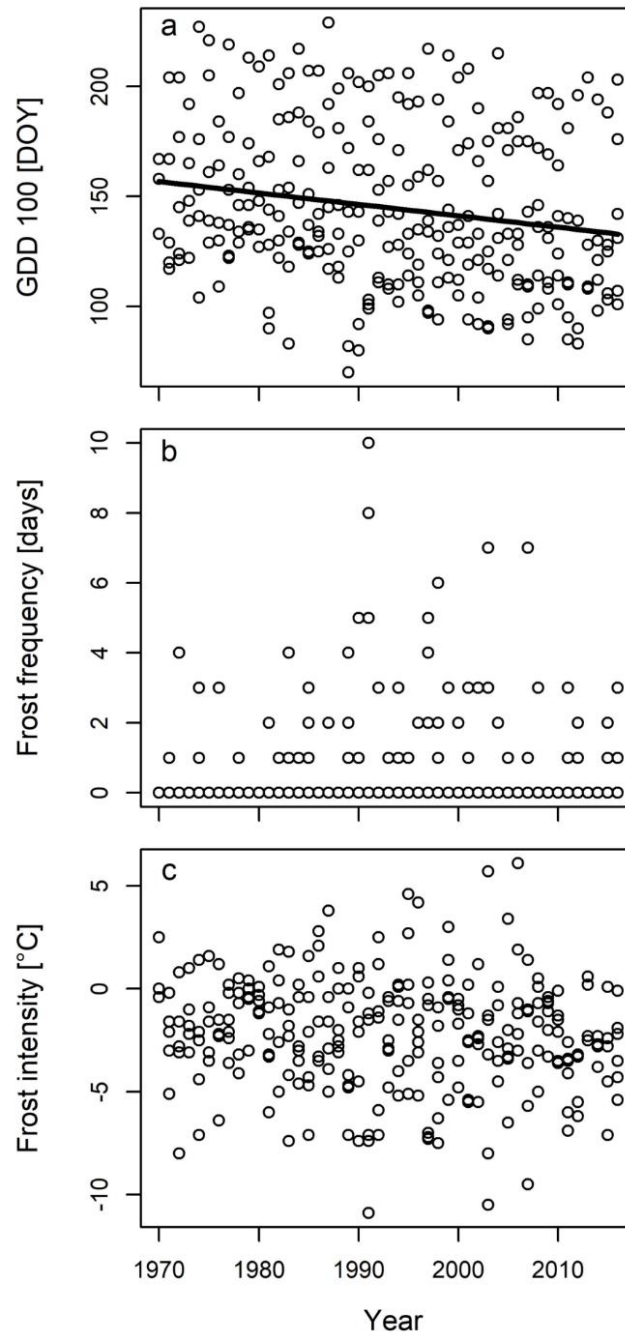
The mixed effect models, both with stations or elevation as a random effect, showed significant exponential and linear relationships across all stations for both IMIS and MeteoSwiss networks ( $P < 0.001$ ), between snowmelt anomalies and frost frequency or frost intensity during the vulnerable period for subalpine and alpine plants across the study years (Figure 17). The earlier the time of snowmelt, the more frequent and intense the frost events during the vulnerable period for plants in the Swiss Alps, irrespective of elevation, the temporal period analyzed (1998-2016 or 1970-2016) or the network used (IMIS or MeteoSwiss).



**Figure 17** Relationships within stations between snowmelt anomalies and frost frequency (a & b) or frost intensity (c & d) during the vulnerable period for plants, separated for each IMIS and MeteoSwiss networks over the periods 1998-2016 and 1970-2016, respectively. The black line corresponds to the predicted values from the best mixed effect model (with stations as a random effect), plotted when significant at  $P < 0.05$ .

#### *Temporal trends of the frost day frequencies and intensities*

The date corresponding to the GDD 100 after the time of snowmelt has advanced significantly across all six available MeteoSwiss stations during the period 1970-2016, when using both stations or elevation as a random effect ( $P < 0.001$ ) (Figure 18a). Individual rates per station ranged from  $-4.3 \pm 0.1$  to  $-7.0 \pm 0.1$  days decade<sup>-1</sup> (Table 6, Annexe 4). However, no significant general patterns were found for the temporal variations of the frequency or intensity of frost during the vulnerable period for plants over the period 1970-2016 (respective p-values of 0.45 and 0.13) (Figures 18b & 18c).



**Figure 18** Temporal variations of the yearly (a) GDD 100 calculated from the time of snowmelt and frost (b) frequencies and (c) intensities calculated during the vulnerable period for plants across the six MeteoSwiss stations over the period 1970-2016. The black line corresponds to the predicted values from the best mixed effect model (with stations as a random effect), plotted when significant at  $P < 0.05$ .

### *Occurrence of the last frost day of the season*

The last frost day of the season (1 September-31 August) advanced significantly during the period 1970-2016 across all six MeteoSwiss stations, when using both stations or elevation as a random effect ( $P < 0.001$ ) (Figure 19a). These trends ranged from  $-1.0 \pm 0.2$  to  $-10.0 \pm 0.4$  days decade<sup>-1</sup> depending on stations (Table 6, Annexe 4). As both the time of snowmelt (see Klein et al. (2016)) and the occurrence of the last frost day of the season advanced over the last five decades at similar rates, we did not find any general pattern across all six MeteoSwiss stations for the duration of the period between the time of snowmelt and the occurrence of the last frost day of the season (p-value 0.32) (Figure 19b).



**Figure 19** Temporal trends of the yearly (a) last frost day of the season and (b) duration between this last frost day and the time of snowmelt across all six MeteoSwiss stations over the period 1970-2016. The black line corresponds to the predicted values from the best mixed effect model (with stations as a random effect), plotted when significant at  $P < 0.05$ .

## **Discussion**

### *Relationship between snowmelt and frost exposure for plants*

Through the analysis of two independent high-elevation weather networks in the Swiss Alps over the period 1970-2016, our study demonstrates the strong connection between the time of snowmelt and the spatial and temporal distribution of the risk of frost events during the early growing season for subalpine and alpine plants. Specifically, our analysis focused on the most

vulnerable period for plants to freezing events, i.e. the time shortly after snowmelt occurring generally between spring and early summer in subalpine and alpine regions.

On average, we found that in years with early snowmelt, the frequency and intensity of frost were higher, regardless of elevation. This finding is in agreement with results of previous studies conducted in the Rocky Mountains (Inouye 2008; Inouye et al. 2002) or in the Swiss Alps (Wipf et al. 2009). Our results were consistent across both IMIS and MeteoSwiss networks and showed a consistent relationship between snowmelt and frost risk, whether we looked at numerous stations over a short period of time or at only a few stations over 46 years. Our results were also consistent for stations located in dryer or more humid regions (data not shown), according to the yearly mean precipitations map in Switzerland over the 1981-2010 period (MeteoSwiss website, unpublished work).

Despite a very high interannual variability of both plant phenology and snowmelt timing, our methodology for analyzing the risk of frost exposure for subalpine and alpine plants provided robust results, as findings were very similar when testing different durations for the vulnerable period around the GDD 100. This approach may thus be mainly valid for alpine species inhabiting snowbed conditions, where plants are generally more sensitive to frost, but also for species which are able to start their growth before the time of snowmelt, such as *Crocus albiflorus*, one of the first species to start growing and flowering when the snow cover becomes very thin (Rixen et al. 2008). It may, however, be less valid for species inhabiting ridge habitats (e.g. *Loiseleuria procumbens*), which are generally more freezing resistant than snowbed species. Our findings suggest that early snowmelt and a long growing season are not necessarily beneficial for plants, as during such years, plants are more exposed to freezing temperatures during the vulnerable period of initial growth. Furthermore, earlier phenology was found to be a costly strategy for certain alpine plants when their habitat faces temperature warming (Scheepens & Stöcklin 2013).

#### *Trends in temperatures, timing of snowmelt and frost exposure*

We found that both minimum and maximum air temperatures have increased over the period 1970-2016 for all six MeteoSwiss stations used in this study, and particularly during the period where snowmelt generally occurs at these elevations (April-June), with average rates exceeding  $0.5^{\circ}\text{C decade}^{-1}$  for the maximum air temperatures. This result is consistent with previous studies, showing similar temperature trends during spring and summer (Rebetez & Reinhard 2008). The high consistency observed among the six MeteoSwiss stations indicates a general

warming that may not be related to local climate conditions only. The stronger temperature increase observed in spring, corresponding to the mean snowmelt period, could be partly explained by the snow-albedo positive feedback loop described by Scherrer et al. (2012). This aforementioned study showed that around the snow line in the Swiss Alps, a spring day without snow cover is on average 0.4°C warmer than a spring day with snow cover at the same location (Scherrer et al. 2012).

Despite the strong relationships found between snowmelt anomalies and the frequency or intensity of frost events during the vulnerable period for subalpine and alpine plants, no consistent temporal trends were found for the frequency or intensity of frost over the period 1970-2016. The stable frost exposure risk for plants found in this study may be explained by the compensatory effect of a similar increase in minimum and maximum air temperatures observed over the period 1970-2016. Increasing maximum air temperatures have contributed to the advance of both snowmelt and spring phenology, while increasing minimum temperatures have delayed the last potentially damaging frost, resulting in an overall unchanged risk of frost damage.

A faster worldwide increase of maximum air temperatures than minimum air temperatures in spring in high-elevation regions (Rangwala et al. 2013), as well as a reduction of the snow cover thickness and duration at all elevations in the Swiss Alps, strongly connected to temperature warming (Schmucki et al. 2015; Steger et al. 2013) are expected over the next decades. This prediction, following the general trends of temperature warming and snowmelt observed since 1970 in the Swiss Alps, suggests that the risk of frost exposure for subalpine and alpine plants might not be reduced and may even increase in the near future. Longer growing seasons with unchanged risk of frost damage may help plants adapted to such harsh environment to persist longer when more competitive lowland species migrate upslope (Matteodo et al. 2013; Steinbauer et al. 2018), as plants have generally a stronger freezing resistance at higher elevation (Sierra-Almeida et al. 2009). An increase in plant height and biomass production is also expected by the end of the century in the Swiss Alps, in connection with an earlier time of snowmelt and onset of growth for plants, but without taking into account the risk of frost exposure for plants (Carlson et al. 2017; Rammig et al. 2010).

However, with the predicted reduction in snow cover duration over the next decades, we may expect that the snow cover will become too thin, removing the snow insulation effect against late frost events, eventually resulting in an increase of the frost exposure for plants. Warming air temperatures was also shown to increase the freezing sensitivity of plants during the

beginning of their growing season (Martin et al. 2010). With future climate warming and a weaker protecting effect of the snow cover against frost, the risk of exposure to frost damage for subalpine and alpine plants may increase over the next decades.

## **Conclusions**

The time of snowmelt is a major factor determining the exposure of subalpine and alpine plants to late frost events, as plants become coupled with surrounding air temperature. By using long-term series of snow and temperature parameters at high-elevation in the Swiss Alps, we showed that an early time of snowmelt generally leads to an increasing frequency and intensity of frost during the vulnerable period for plants, irrespective of elevation or the temporal period analyzed (1998-2016 or 1970-2016). However, despite climate warming and the general decline of both snowmelt timing and last frost day of the season in the Swiss Alps, our study suggests that the frequency and intensity of frost during the vulnerable period for plants have remained unchanged over the period 1970-2016. This absence of trends may be explained by the similar increase of minimum and maximum air temperatures found over the same period, which has shifted spring phenology and the last occurrence of potentially damaging frost to a same extent. Longer growing season with unchanged risk of frost damage may help plants adapted to such harsh environment to persist longer, whereas new thermophile species colonizing from lowlands areas could experience severe frost slowing down their upward shift. It remains a future research challenge if our results also hold in a global context of different alpine climates. In oceanic regions with unpredictable climate, frost can occur at any time of the year and hence, the freezing resistance of plants can be higher than in regions with predictable snow cover (Bannister 2007; Bannister et al. 2005; Venn et al. 2013). Understanding the role of frost events in different climates will considerably improve our predictions of vegetation changes under ongoing climate.

## **Acknowledgements**

We are grateful to Christoph Marty for providing IMIS temperature and snow data and to MeteoSwiss for providing long-term series of temperature and snow data. We also thank Flurin Sutter for drawing the map of the selected stations shown in Figure 15 and Bradley Carlson for his editorial improvements of the manuscript.

## 6.3 Conclusions du chapitre

A travers cette dernière étude, le risque d'exposition au gel des plantes alpines au cours de leur période de début de croissance a été analysé. Les résultats ont notamment montré une relation significative entre la date de fonte des neiges et la fréquence ou l'intensité de gel pendant cette période : plus le déneigement est précoce, plus le gel est important sous toutes ses formes. Dans le même temps, il n'a été constaté aucun changement significatif de cette fréquence et intensité de gel au cours de la période 1970-2016, avec en parallèle une augmentation importante des températures de l'air (que ce soit les températures minimales ou maximales journalières), notamment au printemps qui est l'époque de l'année où se situe la période de vulnérabilité des plantes alpines face au gel. Le réchauffement climatique de ces dernières décennies a donc joué le rôle de compensateur du risque d'exposition au gel pour ces plantes, même s'il est lui-même également responsable en grande partie de l'avancée de la date de fonte des neiges dans les Alpes suisses, entraînant une augmentation de ce risque d'exposition pour les années à déneigement précoce.

Avec la poursuite annoncée de l'augmentation des températures de l'air dans les Alpes suisses au cours de ce XXI<sup>e</sup> siècle (CH2011 2011), de nouvelles questions pourront se poser quant à l'évolution du risque d'exposition au gel des plantes alpines au moment du début de leur croissance. La date de fonte des neiges devrait continuer à s'avancer dans la saison, tandis que dans le même temps, les températures de l'air vont être progressivement de plus en plus élevées. La limitation de ce risque d'exposition au gel par le réchauffement de l'air depuis les années 1970 illustrée dans cette étude, risque ainsi de ne plus être forcément valable d'ici la fin du XXI<sup>e</sup> siècle. En effet, le manteau neigeux continu hivernal pourrait à terme ne plus avoir régulièrement lieu toutes les années, notamment à moyenne altitude, engendrant ainsi de nouveaux enjeux pour les plantes alpines afin de réussir à s'adapter à ces nouvelles conditions climatiques et à perdurer dans leur milieu naturel.

## **7. CONCLUSIONS GÉNÉRALES & PERSPECTIVES**



## 7.1 Résumé des principaux résultats et apports au domaine de recherche

Cette thèse de doctorat s'est intéressée de près à l'évolution de la saisonnalité du manteau neigeux continu dans les Alpes suisses face au récent réchauffement climatique, ainsi que son influence sur le risque d'exposition au gel des plantes alpines au moment du démarrage de leur croissance après la fonte des neiges. Les connaissances sur la variabilité spatiotemporelle de cette saisonnalité étaient en effet encore peu développées jusque-là, car la plupart des précédentes études se focalisaient essentiellement sur l'enneigement lors de la période hivernale (entre novembre et avril le plus souvent) et sur le nombre de jours où de la neige est présente au sol durant cette période (cf. Chapitre 2.1). Pourtant, la durée du manteau neigeux continu est un paramètre important pour de nombreux domaines, dont notamment la période de démarrage de la croissance des plantes alpines au printemps.

Les résultats de la première étude de cette thèse renforcent les connaissances sur l'évolution temporelle du manteau neigeux continu au-delà de 1100 m d'altitude dans les Alpes suisses depuis 1970, le tout dans un contexte d'augmentation rapide des températures de l'air (Klein et al. 2016, Chapitre 5.2). Les fluctuations interannuelles de nombreuses caractéristiques de la couverture neigeuse ont été présentées, dont certaines étaient jusque-là encore assez méconnues dans la littérature (notamment les dates d'occurrence d'épaisseur maximale, de mise en place et de fonte du manteau neigeux continu). Les résultats de cette recherche illustrent un déclin généralisé de la couverture neigeuse des Alpes suisses entre 1970 et 2015. Dans le détail, il a été observé en moyenne au cours de cette période :

- (i) Une diminution moyenne de 38 jours de la durée du manteau neigeux continu, essentiellement due à une avancée plus rapide de la date de fonte des neiges au printemps (-26 jours) plutôt qu'à un retard de sa mise en place à l'automne (+12 jours).
- (ii) Un recul significatif de l'épaisseur maximale saisonnière de la couverture neigeuse (-50 cm) ainsi qu'une plus grande précocité de sa date d'occurrence (-28 jours), mais également une baisse du nombre de jours avec la présence d'une épaisseur de neige au sol de 1, 20, 50 et 100 cm (-37, -40, -34 et -28 jours respectivement).

- (iii) Une homogénéité de l'ensemble de ces résultats à travers les Alpes suisses, que ce soit en fonction de l'altitude (entre 1139 et 2540 m), de la zone géographique ou des conditions climatiques locales (notamment les précipitations).

Cette thèse permet en outre d'améliorer la compréhension de l'impact de la couverture neigeuse et du réchauffement climatique sur le risque d'exposition au gel des plantes alpines lors de leur période de vulnérabilité, à savoir les quelques jours autour du démarrage de leur croissance après la fonte des neiges (Klein et al. 2018, Chapitre 6.2). Les analyses ont notamment décrypté les relations pouvant exister entre l'occurrence annuelle du déneigement du sol et le risque d'exposition au gel de ces plantes en zone alpine et subalpine (1418-2950 m d'altitude), mais aussi d'apprécier l'évolution de ce risque entre 1970 et 2016, dans un contexte d'augmentation notable des températures de l'air. Les conclusions de cette deuxième étude dévoilent :

- (i) Un plus grand risque d'exposition au gel des plantes alpines (que ce soit en fréquence ou en intensité) au moment de leur période de début de croissance et pour les années avec un déneigement précoce, quel que soit l'altitude et la zone géographique.
- (ii) Une augmentation significative des températures de l'air entre 1970 et 2016 au printemps, notamment pour la période entre avril et juin (+1,9 à +3,6°C en moyenne), avec des vitesses de réchauffement sensiblement similaires pour les températures minimales et maximales.
- (iii) Une avancée au même rythme de la date de fonte des neiges et de celle du dernier jour de gel entre 1970 et 2016, en lien avec l'augmentation des températures de l'air, impliquant notamment un risque d'exposition au gel inchangé (fréquence et intensité) des plantes alpines au moment du début de leur croissance.

L'ensemble des analyses menées dans ce travail à travers les Alpes suisses, c'est à dire dans des zones géographiques et climatiques variées ainsi qu'à travers un gradient d'altitude de 1500 à 2000 m, ont permis d'apprécier l'importance et la cohérence des résultats obtenus dans différentes conditions environnementales. En effet, sur la période 1970-2016, la majorité des résultats obtenus ont montré une grande homogénéité spatiale, qu'il s'agisse de la relation entre déneigement et risque d'exposition au gel des plantes alpines au moment de leur début de croissance, ou encore de l'évolution des caractéristiques du manteau neigeux, des températures de l'air ou de ce risque d'exposition au gel. Ces résultats indiquent par conséquent l'étendue du phénomène et la probabilité que ceux-ci soient également applicables au-delà des Alpes suisses.

## 7.2 Discussion générale autour des résultats

Les principales conclusions de ces études, qu'elles concernent la variabilité du manteau neigeux ou son impact sur le démarrage de la croissance des plantes alpines à moyenne et haute altitude dans les Alpes suisses au cours de ces dernières décennies, ont toutes un dénominateur commun : le réchauffement climatique. En effet, comme illustré à travers la synthèse bibliographique en début de manuscrit, une augmentation significative et uniforme des températures de l'air a pu être constatée dans les Alpes au cours du XX<sup>e</sup> siècle, plus marquée au printemps et en été et qui tend globalement à s'accélérer depuis les années 1980 (cf. Chapitre 1.2).

Ce réchauffement de l'air a été l'une des principales causes de la réduction observée du manteau neigeux continu des Alpes suisses entre 1970 et 2015, que ce soit dans sa durée ou son épaisseur. En effet, alors que les précipitations totales n'ont pas significativement évolué au cours de cette période (Diolaiuti et al. 2012), mais tombant toutefois de plus en plus souvent sous forme de pluie à toutes les altitudes sous l'influence du réchauffement de l'air (Serquet et al. 2011), de précédentes études ont démontré la forte sensibilité du manteau neigeux à la température de l'air printanière (Hantel et al. 2000; Wielke et al. 2004). La combinaison de ces paramètres a inéluctablement entraîné le recul généralisé de la couverture neigeuse des Alpes suisses observé dans ce travail, et particulièrement une fonte des neiges de plus en plus précoce (cf. Chapitre 5.2). L'effet albédo lié à cette fonte a localement amplifié le réchauffement des températures de l'air (Scherrer et al. 2012), expliquant en partie leur augmentation plus importante constatée au printemps dans les Alpes suisses à moyenne et haute altitude (cf. Chapitre 6.2). Cet effet illustre bien l'interconnexion existant entre le manteau neigeux et la température de l'air pendant la période de fonte.

Le réchauffement climatique engendre également de manière directe ou indirecte des conséquences sur la phénologie des plantes alpines, notamment dans le cas de figure de leur début de croissance au printemps qui a été traité dans cette thèse. Une influence indirecte serait notamment celle sur l'occurrence de la date de fonte des neiges. Plus le déneigement est précoce, plus l'effet albédo et donc le réchauffement local des températures de l'air sont prononcés (Scherrer et al. 2012). D'après les résultats de la seconde étude (cf. Chapitre 6.2), les plantes alpines semblent suivre les conditions climatiques locales en ce qui concerne le démarrage de leur croissance. Si la neige fond plus tôt et que l'accumulation de chaleur est suffisante lors des jours suivant le déneigement, celles-ci vont alors pouvoir démarrer leur

croissance. Cependant, ce démarrage ne semble pas limité par la photopériode dans le cadre d'une fonte des neiges plus précoce, ce qui aurait été un atout afin de protéger les plantes alpines contre une exposition au gel trop précoce (Vitasse et al. 2017b, Annexe 6). Or, la fréquence et l'intensité des événements de gel sont étroitement reliés avec la date de fonte des neiges : plus cette dernière est précoce et plus les événements de gel sont fréquents et intenses lors de la période de début de croissance de ces plantes. Ce résultat aurait pu laisser présager d'une éventuelle augmentation de leur risque d'exposition et de dommages liés au gel, connaissant l'avancée significative de la date de fonte des neiges dans les Alpes suisses au cours de ces dernières décennies. Mais le réchauffement climatique semble avoir joué en parallèle un rôle de compensateur, puisque ce risque d'exposition au gel est resté inchangé pour les plantes alpines entre 1970 et 2016. Au printemps, les températures minimales et maximales de l'air ont en effet augmenté à un rythme assez semblable au cours de cette période, décalant à la fois la date de fonte des neiges et le démarrage de la croissance des plantes pour les maximales, et limitant dans le même temps la fréquence et l'intensité des événements de gel pour les minimales. Les températures maximales printanières ont toutefois augmenté un peu plus rapidement par rapport aux minimales entre 1970 et 2016, ce qui est également envisagé dans les régions de haute altitude du globe au cours du XXI<sup>e</sup> siècle (Rangwala et al. 2013). Si cette tendance se poursuit et que le manteau neigeux continue progressivement de fondre jusqu'à devenir discontinu, cet actuel effet de compensation du réchauffement climatique risque à terme de disparaître, notamment à moyenne altitude, engendrant potentiellement une augmentation du risque d'exposition au gel pour les plantes alpines.

L'impact majeur du manteau neigeux et de la fonte des neiges sur le risque d'exposition au gel des plantes alpines lors du démarrage de leur croissance démontré dans cette thèse, implique inéluctablement des modifications dans leurs cycles végétatifs. Ces plantes n'ont pour l'instant pas encore récemment subi de changement significatif concernant ce risque d'exposition au gel, tant que l'augmentation simultanée des températures de l'air arrive à limiter la fréquence et l'intensité des événements de gel pendant leur période de vulnérabilité, malgré l'avancée de la date de fonte des neiges. Mais cette compensation est susceptible d'évoluer avec l'apparition de couvertures neigeuses de plus en plus discontinues d'ici à 2100, notamment à moyenne altitude. Cela pourrait à terme empêcher la poursuite de cet équilibre, entraînant ainsi un risque d'exposition au gel plus important et donc une mortalité accrue pour les plantes alpines qui sont les plus dépendantes du manteau neigeux et les moins résistantes au gel (Rixen et al.

2012). Leur solution peut être une migration en altitude afin de retrouver des conditions d'enneigement et de température favorables, tant que cela reste possible. Mais la concurrence est rude entre espèces, et plus on monte vers les sommets, plus la surface des habitats est restreinte. Une autre solution serait une adaptation progressive aux nouvelles conditions climatiques du milieu, et notamment à l'éventuelle future absence de neige, pouvant progressivement entraîner une plus grande dépendance des plantes alpines à la photopériode. Encore faut-il que ces plantes puissent effectuer cette acclimatation aux mêmes rythmes que l'évolution des températures de l'air et de la fonte du manteau neigeux, qui ne semblent pas encore prêts à vouloir ralentir la cadence. Les paysages et la flore de montagne sont ainsi amenés à rapidement évoluer et à être profondément modifiés dans les décennies à venir.

La faune et notamment les herbivores, dont l'apport en nourriture se fait très souvent par le sol (végétation, insectes, etc.), est également automatiquement touchée par cette disparition du manteau neigeux. Pour l'instant, le recul du manteau neigeux dans les Alpes semble plutôt avoir un effet bénéfique sur ces espèces, en facilitant leur accès à la nourriture (Korshlund & Steen 2006; Robinson & Merrill 2012). Si les espèces végétales présentes se voient amenées à progressivement décaler leur période de croissance, voire à tout simplement disparaître, les animaux consommant ces plantes devront inéluctablement eux-aussi adapter leur mode de vie et leur régime alimentaire s'ils veulent survivre et perdurer dans leur habitat naturel.

Les régimes hydrologiques et les ressources en eau dans les Alpes suisses sont également affectés par le recul observé du manteau neigeux à toutes les altitudes, en raison de leur forte dépendance au cycle saisonnier de la couverture neigeuse (cf. Chapitre 1.2). Une fonte des neiges plus précoce et une accumulation de neige plus faible au cours de l'hiver ont ainsi des impacts directs sur la disponibilité et la répartition de la ressource en eau au printemps. L'avancée progressive du ruissellement des eaux de fonte dans la saison (décalage de l'été vers le printemps) envisagée au cours du XXI<sup>e</sup> siècle (Bavay et al. 2013; Hanzer et al. 2018; Zierl & Bugmann 2005), ainsi que la réduction de la disponibilité en eau liée à la fonte des glaciers (Smith et al. 2014), pourraient à terme poser de nombreux problèmes d'approvisionnement en eau. L'agriculture est notamment concernée par ce phénomène, avec une demande en irrigation qui risque de devenir progressivement plus importante au cours de ce siècle (Riediger et al. 2014; Schaldach et al. 2012), mais également le potentiel de production hydroélectrique, qui devrait augmenter en hiver et au printemps et diminuer en été (Kumar et al. 2011).

Un retrait de la couverture neigeuse, tant sur sa durée de présence au sol que son épaisseur, engendre également des conséquences sur le tourisme alpestre hivernal (cf. Chapitre 1.2). Une diminution de la durée du manteau neigeux continu tout comme une remontée de la limite moyenne d'enneigement naturel peut en effet porter préjudice à la viabilité d'une station de ski. Avec la poursuite de l'augmentation des températures de l'air et de la réduction de ce manteau neigeux dans les Alpes, cette viabilité risque d'être mise en péril au cours du XXI<sup>e</sup> siècle (Elsasser & Messerli 2001; Steiger & Abegg 2018), obligeant les stations à avoir recours aux investissements liés à la fabrication de neige artificielle, si celles-ci souhaitent maintenir leur offre de ski le plus longtemps possible face au changement climatique (Steiger 2010; Steiger & Abegg 2018; Steiger & Stötter 2013). Avec une réduction observée de la durée du manteau neigeux continu à toutes les altitudes au cours de ces dernières décennies (1970-2015), y compris au-delà de 2000 m, les stations de plus haute altitude ne pourraient être alors qu'une solution provisoire afin de trouver de bonnes conditions d'enneigement naturel pour la pratique des sports d'hiver. En effet, la limite altitudinale moyenne de viabilité d'une station de ski par rapport à cet enneigement naturel pourrait être progressivement décalée à plus de 2000 m d'ici la fin du XXI<sup>e</sup> siècle (Steger et al. 2013).

### 7.3 Perspectives de recherche

Quelle que soit l'étude menée dans cette thèse (évolution des caractéristiques du manteau neigeux continu ou risque d'exposition au gel des plantes alpines au moment du démarrage de leur croissance), il serait très enrichissant d'étendre spatialement ces différentes analyses à l'ensemble du massif alpin. Cela permettrait ainsi de confirmer ou d'infirmer les résultats obtenus dans ce travail à l'échelle globale des Alpes, avec notamment une plus grande diversité d'influences climatiques disponibles, telles que par exemple un climat à tendance méditerranéenne marquée dans les Alpes italiennes ou du sud de la France, ou encore un climat beaucoup plus continental dans la partie autrichienne du massif. Que ce soit dans le cas de la réduction du manteau neigeux ou du risque d'exposition au gel des plantes alpines, les résultats de ce travail ont d'ores et déjà montré que ceux-ci étaient valables partout dans les Alpes suisses, quel que soit l'altitude, la région géographique ou les conditions climatiques locales, indiquant qu'il s'agit vraisemblablement de phénomènes de plus grande ampleur. Parmi ces régions supplémentaires du massif, pourraient en prime figurer localement certains microclimats avec des conditions de température de l'air et de précipitations très particulières, qu'il serait intéressant de comparer avec l'ensemble des autres sites alpins, afin de mieux comprendre les influences de chaque paramètre climatique sur le manteau neigeux et le démarrage de la croissance des plantes alpines.

L'extension géographique de ces différentes études pourrait également s'envisager à une échelle plus globale, c'est-à-dire à travers l'ensemble des massifs montagneux de la planète. En effet, de précédentes études ont par exemple également détecté une diminution significative du manteau neigeux au cours de ces dernières décennies dans d'autres massifs à travers le globe, tels que les Montagnes Rocheuses en Amérique du Nord ou encore l'Himalaya en Asie (Pederson et al. 2013; Xu et al. 2016). Il serait ainsi intéressant de regrouper l'ensemble des données mondiales mesurant l'enneigement au sol, la hauteur de la végétation et la température de l'air en montagne autour d'une ou de plusieurs études scientifiques. Cela donnerait l'opportunité de pouvoir comparer les résultats obtenus dans ce travail avec d'autres contextes topoclimatiques, proposant un éventail d'altitudes et d'influences climatiques plus vastes et diversifiés. L'acquisition de toutes ces données supplémentaires impliquerait cependant de devoir les récolter à travers de nombreux pays et donc depuis différents réseaux de stations météorologiques. Un important travail préalable d'acquisition des données climatiques puis de

leur homogénéisation serait alors nécessaire, afin que celles-ci puissent être ensuite analysées et comparées entre elles. À cela pourront également s'ajouter les données issues de la télédétection satellite, permettant de compléter les informations d'évolution de l'extension de la couverture neigeuse à une échelle géographique beaucoup plus vaste que les mesures effectuées au sol. Toutefois, la précision et la disponibilité de ces données de télédétection sont encore assez limitées, notamment du fait de leur résolution spatiale et temporelle, et ne permettent pas en outre d'obtenir des indications sur l'épaisseur du manteau neigeux, les rendant ainsi complémentaires aux données produites par les stations météorologiques au sol.

Il serait également enrichissant d'approfondir les investigations sur le manteau neigeux, en cherchant à déterminer le ou les facteurs climatiques expliquant le mieux la variation des caractéristiques de ce manteau, en particulier celle de la date de fonte des neiges. De meilleures connaissances sur les paramètres climatiques permettant d'expliquer sa date d'occurrence ou encore la vitesse de fonte de l'enneigement au sol au printemps, pourraient considérablement améliorer la compréhension des mécanismes régissant les fluctuations et la saisonnalité du manteau neigeux en milieu de montagne. La température de l'air au printemps joue vraisemblablement un rôle clé sur la vitesse de fonte de la neige et la date de déneigement, mais sans doute également le rayonnement solaire et la durée d'ensoleillement. Avec un déneigement de plus en plus précoce, l'impact de ces derniers devrait cependant être plus faible à mesure que l'on se situe plus tôt dans la saison, avec une durée du jour plus courte. La fonte de la neige liée à l'effet albédo devrait ainsi être également moins importante, pouvant éventuellement freiner l'avancée progressive de la date de fonte des neiges dans la saison.

Connaissant désormais l'évolution du manteau neigeux des Alpes suisses depuis 1970, une étude plus approfondie de sa variabilité spatiale pourrait être d'un grand intérêt, afin de mieux identifier les processus de mise en place et de fonte du manteau neigeux continu, selon à la fois les principaux paramètres climatiques (précipitations, température de l'air, ensoleillement) et topographiques (effets d'orientation des versants, d'inclinaison, de concavité/convexité) à une échelle plus ou moins locale. La progression des connaissances concernant le rôle de chacun de ces paramètres sur la variabilité du manteau neigeux, ainsi que leur évolution future, donnerait par exemple l'opportunité de mieux prévoir les possibilités d'approvisionnement en eau et les éventuels risques de crues en montagne, ou encore de mieux anticiper la fin de la saison d'enneigement pour les stations de ski de toutes les altitudes.

Dans un cadre plus large, les résultats obtenus dans cette thèse ainsi que l'utilisation d'un réseau dense de stations météorologiques au sol à moyenne et haute altitude tel que le réseau IMIS, peuvent permettre d'améliorer significativement la qualité des modèles de climat ou encore des réanalyses nivo-météorologiques. Ces stations, situées volontairement dans des endroits reculés des Alpes suisses, sont une excellente et unique source d'information pour la compréhension de la dynamique du manteau neigeux en montagne. L'intégration de ces données préalablement traitées peuvent notamment servir à l'amélioration des modèles essayant de prédire les conditions d'enneigement et le risque d'avalanche à moyenne et haute altitude (Vernay et al. 2015; Vionnet et al. 2012). Les données IMIS servent d'ores et déjà à l'alimentation de certains modèles, comme par exemple le modèle SNOWPACK développé par le SLF. Ce modèle a été initialement conçu pour prédire le risque d'avalanche dans les Alpes suisses, mais offre aussi la possibilité de mieux interpréter les mécanismes et processus physiques régissant le manteau neigeux, tels que la description de sa stratification (couches verticales) ou de sa microstructure (types de grains) (Lehning et al. 1999). Ces données peuvent en outre permettre d'améliorer la qualité des modèles essayant de représenter les données climatiques en milieu de terrain complexe (Fiddes & Gruber 2014), ou encore la qualité des réanalyses des données nivo-météorologiques passées (Terzago et al. 2017).

Concernant les plantes alpines, l'impact plus détaillé de la poursuite de la fonte des neiges sur la date de démarrage de sa croissance (et sa phénologie de manière générale) serait également à investiguer. Étant donné que leurs cycles saisonniers sont dépendants de la date de déneigement et de la température de l'air, ces plantes risquent de devoir progressivement faire face à de nouvelles contraintes, dès lors que ce manteau neigeux commencera à être discontinu voire à disparaître, notamment à moyenne altitude. La phénologie des plantes alpines pourrait ainsi davantage répondre à la photopériode et devenir à terme moins sensible aux effets du climat. Cependant, l'avancée graduelle de la date de fonte des neiges dans la saison devrait entraîner une date de démarrage de la croissance des plantes alpines à un moment de l'année où la durée du jour sera plus courte et où il sera plus compliqué pour celles-ci de s'y adapter. Des analyses plus approfondies quant aux effets combinés d'un manteau neigeux discontinu, d'une durée du jour plus courte et d'une température de l'air plus élevée sur les différents stades phénologiques de ces plantes seraient alors les bienvenues.

À propos enfin du risque d'exposition au gel des plantes alpines au moment du démarrage de leur croissance, de nouvelles études plus détaillées seraient également à envisager concernant une éventuelle poursuite à l'avenir de la compensation du réchauffement climatique face à cette exposition au gel, induite par une date de fonte des neiges de plus en plus précoce. Cela permettrait d'améliorer la compréhension des mécanismes et des limites de cette compensation, dans des circonstances où le manteau neigeux pourrait devenir plus fréquemment discontinu lors des prochaines décennies, exposant ainsi potentiellement les plantes alpines à du gel intense en plein hiver. Le réchauffement climatique risque également de rendre ces plantes plus sensibles aux températures de l'air négatives lors de leur période de croissance, pouvant ainsi engendrer une augmentation de leur mortalité face au gel au cours du XXI<sup>e</sup> siècle. Lorsque le recul temporel le permettra (d'ici une dizaine d'années), il pourra alors être également intéressant d'analyser l'évolution de la date effective de démarrage de la croissance des plantes alpines sur au moins 30 ans au niveau des stations IMIS, afin de compléter et de discuter les résultats obtenus dans cette thèse. En effet, les tendances calculées dans cette dernière étude ont été effectuées au niveau des stations MétéoSuisse, où aucune mesure de la hauteur des plantes alpines n'est effectuée, et sont basées sur le GDD 100 qui a été estimé comme un indicateur moyen du démarrage de cette croissance (cf. Chapitre 6.2). Cette analyse permettra alors en outre de vérifier si sur le long-terme, ce cumul de 100 degrés-jours à partir de la date de fonte des neiges est effectivement un indicateur représentatif de la date moyenne de démarrage de la croissance des plantes alpines communes.

## BIBLIOGRAPHIE

Abegg B, Agrawala S, Crick F, de Montfalcon A (2007) Climate change impacts and adaptation in winter tourism. In: Agrawala S (ed) Climate change in the European Alps. Adapting winter tourism and natural hazards management. OECD, Paris, p 25-60.

Abermann J, Lambrecht A, Fischer A, Kuhn M (2009) Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969-1997-2006). *The Cryosphere* 3:205.

Acquaotta F, Fratianni S, Garzena D (2015) Temperature changes in the North-Western Italian Alps from 1961 to 2010. *Theoretical and Applied Climatology* 122:619-634.

Ahas R, Aasa A, Menzel A, Fedotova V, Scheifinger H (2002) Changes in European spring phenology. *International journal of climatology* 22:1727-1738.

Allen M, Antwi-Agyei P, Aragon-Durand F, Babiker M, Bertoldi P, Bind M, Brown S, Buckeridge M, Camilloni I, Cartwright A (2019) Technical Summary: Global warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty.

Auer I, Böhm R, Jurkovic A, Lipa W, Orlik A, Potzmann R, Schöner W, Ungersböck M, Matulla C, Briffa K (2007) HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International journal of climatology* 27:17-46.

Avanzi F, De Michele C, Ghezzi A, Jommi C, Pepe M (2014) A processing–modeling routine to use SNOTEL hourly data in snowpack dynamic models. *Advances in water resources* 73:16-29.

Bannister P (2007) Godley review: a touch of frost? Cold hardiness of plants in the southern hemisphere. *New Zealand Journal of Botany* 45:1-33.

Bannister P, Maegli T, Dickinson KJ, Halloy SR, Knight A, Lord JM, Mark AF, Spencer KL (2005) Will loss of snow cover during climatic warming expose New Zealand alpine plants to increased frost damage? *Oecologia* 144:245-256.

- Barnett TP, Adam JC, Lettenmaier DP (2005) Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature* 438:303.
- Bartolini E, Claps P, D'odorico P (2009) Interannual variability of winter precipitation in the European Alps: relations with the North Atlantic Oscillation. *Hydrology and Earth System Sciences* 13:17-25.
- Bavay M, Grünewald T, Lehning M (2013) Response of snow cover and runoff to climate change in high Alpine catchments of Eastern Switzerland. *Advances in water resources* 55:4-16.
- Bavay M, Lehning M, Jonas T, Löwe H (2009) Simulations of future snow cover and discharge in Alpine headwater catchments. *Hydrological Processes* 23:95-108.
- Bednorz E (2004) Snow cover in eastern Europe in relation to temperature, precipitation and circulation. *International Journal of Climatology* 24:591-601.
- Begert M, Schlegel T, Kirchhofer W (2005) Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000. *International Journal of Climatology* 25:65-80.
- Birsan M-V, Molnar P, Burlando P, Pfändler M (2005) Streamflow trends in Switzerland. *Journal of hydrology* 314:312-329.
- Blanchet J, Marty C, Lehning M (2009) Extreme value statistics of snowfall in the Swiss Alpine region. *Water Resources Research* 45.
- Bocchiola D, Diolaiuti G (2010) Evidence of climate change within the Adamello Glacier of Italy. *Theoretical and applied climatology* 100:351-369.
- Böhm R, Auer I, Brunetti M, Maugeri M, Nanni T, Schöner W (2001) Regional temperature variability in the European Alps: 1760–1998 from homogenized instrumental time series. *International journal of Climatology* 21:1779-1801.
- Bristow KL, Campbell GS (1984) On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. *Agricultural and forest meteorology* 31:159-166.
- Brown RD, Mote PW (2009) The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate. *Journal of Climate* 22:2124-2145.

- Brown RD, Robinson DA (2011) Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty. *The Cryosphere* 5:219-229.
- Brugnara Y, Brunetti M, Maugeri M, Nanni T, Simolo C (2012) High-resolution analysis of daily precipitation trends in the central Alps over the last century. *International Journal of Climatology* 32:1406-1422.
- Brunetti M, Lentini G, Maugeri M, Nanni T, Auer I, Boehm R, Schoener W (2009) Climate variability and change in the Greater Alpine Region over the last two centuries based on multi-variable analysis. *International Journal of Climatology* 29:2197-2225.
- Brutel-Vuilmet C, Ménégoz M, Krinner G (2013) An analysis of present and future seasonal northern hemisphere land snow cover simulated by CMIP5 coupled climate models. *Cryosphere* 7.
- Callaghan TV, Johansson M, Brown RD, Groisman PY, Labba N, Radionov V, Bradley RS, Blangy S, Bulygina ON, Christensen TR (2011) Multiple effects of changes in Arctic snow cover. *AMBIO: A Journal of the Human Environment* 40:32-45.
- Cannone N, Diolaiuti G, Guglielmin M, Smiraglia C (2008) Accelerating climate change impacts on alpine glacier forefield ecosystems in the European Alps. *Ecological Applications* 18:637-648.
- Carbognani M, Tomaselli M, Petraglia A (2014) Current vegetation changes in an alpine late snowbed community in the south-eastern Alps (N-Italy). *Alpine botany* 124:105-113.
- Carlson BZ, Corona MC, Dentant C, Bonet R, Thuiller W, Choler P (2017) Observed long-term greening of alpine vegetation—a case study in the French Alps. *Environmental Research Letters* 12:114006.
- Casassa G, Rivera A, Escobar F, Acuña C, Carrasco J, Quintana J Snow line rise in Central Chile in recent decades and its correlation with climate. in EGS-AGU-EUG Joint Assembly.
- Castebrunet H, Eckert N, Giraud G, Durand Y, Morin S (2014) Projected changes of snow conditions and avalanche activity in a warming climate: the French Alps over the 2020-2050 and 2070-2100 periods. *The Cryosphere* 8:1673-1697.

Ceppi P, Scherrer SC, Fischer AM, Appenzeller C (2012) Revisiting Swiss temperature trends 1959–2008. *International Journal of Climatology* 32:203-213.

CH2011 (2011) Swiss climate change scenarios CH2011. C2SM, MeteoSwiss, ETH, NCCR Climate, und OcCC, Zurich.

Chen X, Liang S, Cao Y, He T, Wang D (2015) Observed contrast changes in snow cover phenology in northern middle and high latitudes from 2001–2014. *Scientific reports* 5:16820.

Choi G, Robinson DA, Kang S (2010) Changing northern hemisphere snow seasons. *Journal of Climate* 23:5305-5310.

Choler P (2015) Growth response of temperate mountain grasslands to inter-annual variations in snow cover duration. *Biogeosciences* 12:3885-3897.

Confortola G, Soncini A, Bocchiola D (2013) Climate change will affect hydrological regimes in the Alps. *Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine* 101-3.

Corlett RT, Westcott DA (2013) Will plant movements keep up with climate change? *Trends in ecology & evolution* 28:482-488.

Crowley TJ (2000) Causes of climate change over the past 1000 years. *Science* 289:270-277.

Damm A, Greuell W, Landgren O, Prettenthaler F (2017) Impacts of + 2 C global warming on winter tourism demand in Europe. *Climate Services* 7:31-46.

Dedieu J-P, Carlson B, Bigot S, Sirguey P, Vionnet V, Choler P (2016) On the importance of high-resolution time series of optical imagery for quantifying the effects of snow cover duration on alpine plant habitat. *Remote Sensing* 8:481.

DFAE (2018). Page consultée le 08.07.2018.

<https://www.eda.admin.ch/aboutswitzerland/fr/home/umwelt/geografie/geografie---fakten-und-zahlen.html>

Dietz AJ, Wohner C, Kuenzer C (2012) European snow cover characteristics between 2000 and 2011 derived from improved MODIS daily snow cover products. *Remote Sensing* 4:2432-2454.

- Diolaiuti G, Bocchiola D, Vagliasindi M, D'agata C, Smiraglia C (2012) The 1975–2005 glacier changes in Aosta Valley (Italy) and the relations with climate evolution. *Progress in Physical Geography* 36:764-785.
- Dumas MD (2013) Changes in temperature and temperature gradients in the French Northern Alps during the last century. *Theoretical and applied climatology* 111:223-233.
- Durand Y, Giraud G, Laternser M, Etchevers P, Mérindol L, Lesaffre B (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* 48:2487-2512.
- Elsasser H, Bürki R (2002) Climate change as a threat to tourism in the Alps. *Climate research* 20:253-257.
- Elsasser H, Messerli P (2001) The vulnerability of the snow industry in the Swiss Alps. *Mountain research and development* 21:335-339.
- Ernakovich JG, Hopping KA, Berdanier AB, Simpson RT, Kachergis EJ, Steltzer H, Wallenstein MD (2014) Predicted responses of arctic and alpine ecosystems to altered seasonality under climate change. *Global Change Biology* 20:3256-3269.
- Erschbamer B, Unterluggauer P, Winkler E, Mallaun M (2011) Changes in plant species diversity revealed by long-term monitoring on mountain summits in the Dolomites (northern Italy). *Preslia* 83:387.
- Falk M (2010) A dynamic panel data analysis of snow depth and winter tourism. *Tourism Management* 31:912-924.
- Falk M (2013) Impact of long-term weather on domestic and foreign winter tourism demand. *International journal of tourism research* 15:1-17.
- Farinotti D, Usselman S, Huss M, Bauder A, Funk M (2012) Runoff evolution in the Swiss Alps: projections for selected high-alpine catchments based on ENSEMBLES scenarios. *Hydrological Processes* 26:1909-1924.
- Fiddes J, Gruber S (2014) TopoSCALE v. 1.0: downscaling gridded climate data in complex terrain. *Geoscientific Model Development* 7:387-405.

Fierz C, Armstrong RL, Durand Y, Etchevers P, Greene E, McClung DM, Nishimura K, Satyawali PK, Sokratov SA (2009) The international classification for seasonal snow on the ground. UNESCO/IHP Paris.

Fischer M, Huss M, Barboux C, Hoelzle M (2014) The new Swiss Glacier Inventory SGI2010: relevance of using high-resolution source data in areas dominated by very small glaciers. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 46:933-945.

Fletcher CG, Thackeray CW, Burgers TM (2015) Evaluating biases in simulated snow albedo feedback in two generations of climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 120:12-26.

Foppa N, Seiz G (2012) Inter-annual variations of snow days over Switzerland from 2000–2010 derived from MODIS satellite data. *The Cryosphere* 6:331-342.

Foster G, Rahmstorf S (2011) Global temperature evolution 1979–2010. *Environmental Research Letters* 6:044022.

François H, Morin S, Lafaysse M, George-Marcelpoil E (2014) Crossing numerical simulations of snow conditions with a spatially-resolved socio-economic database of ski resorts: A proof of concept in the French Alps. *Cold regions science and technology* 108:98-112.

Frei C, Schär C (1998) A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* 18:873-900.

Frei E, Bodin J, Walther G-R (2010) Plant species' range shifts in mountainous areas—all uphill from here? *Botanica Helvetica* 120:117-128.

Frei P, Kotlarski S, Liniger MA, Schär C (2018) Future snowfall in the Alps: projections based on the EURO-CORDEX regional climate models. *The Cryosphere* 12:1.

Gądek B, Leszkiewicz J (2010) Influence of snow cover on ground surface temperature in the zone of sporadic permafrost, Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Cold Regions Science and Technology* 60:205-211.

Gajić-Čapka M (2011) Snow climate baseline conditions and trends in Croatia relevant to winter tourism. *Theoretical and applied climatology* 105:181-191.

- Gardent M, Rabatel A, Dedieu J-P, Deline P (2014) Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Global and Planetary Change* 120:24-37.
- Gascoin S, Lhermitte S, Kinnard C, Bortels K, Liston GE (2013) Wind effects on snow cover in Pascua-Lama, Dry Andes of Chile. *Advances in Water Resources* 55:25-39.
- Gehrig-Fasel J, Guisan A, Zimmermann NE (2007) Tree line shifts in the Swiss Alps: climate change or land abandonment? *Journal of vegetation science* 18:571-582.
- Gerdol R, Siffi C, Iacumin P, Gualmini M, Tomaselli M (2013) Advanced snowmelt affects vegetative growth and sexual reproduction of *Vaccinium myrtillus* in a sub-alpine heath. *Journal of Vegetation Science* 24:569-579.
- Gonseth C (2013) Impact of snow variability on the Swiss winter tourism sector: implications in an era of climate change. *Climatic change* 119:307-320.
- Gottfried M, Pauli H, Futschik A, Akhalkatsi M, Barančok P, Alonso JLB, Coldea G, Dick J, Erschbamer B, Kazakis G (2012) Continent-wide response of mountain vegetation to climate change. *Nature Climate Change* 2:111.
- Grignolio S, Rossi I, Bassano B, Parrini F, Apollonio M (2004) Seasonal variations of spatial behaviour in female Alpine ibex (*Capra ibex ibex*) in relation to climatic conditions and age. *Ethology Ecology & Evolution* 16:255-264.
- Grytnes JA, Kapfer J, Jurasinski G, Birks HH, Henriksen H, Klanderud K, Odland A, Ohlson M, Wipf S, Birks HJB (2014) Identifying the driving factors behind observed elevational range shifts on European mountains. *Global Ecology and Biogeography* 23:876-884.
- Haeberli W, Hoelzle M, Paul F, Zemp M (2007) Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps. *Annals of glaciology* 46:150-160.
- Hantel M, Ehrendorfer M, Haslinger A (2000) Climate sensitivity of snow cover duration in Austria. *International Journal of Climatology* 20:615-640.
- Hantel M, Hirtl-Wielke LM (2007) Sensitivity of Alpine snow cover to European temperature. *International Journal of Climatology* 27:1265-1275.

Hantel M, Maurer C (2011) The median winter snowline in the Alps. *Meteorologische Zeitschrift* 20:267-276.

Hantel M, Maurer C, Mayer D (2012) The snowline climate of the Alps 1961–2010. *Theoretical and Applied Climatology* 110:517-537.

Hanzer F, Förster K, Nemeč J, Strasser U (2018) Projected cryospheric and hydrological impacts of 21st century climate change in the Ötztal Alps (Austria) simulated using a physically based approach. *Hydrology and Earth System Sciences* 22 (2018), Nr. 2 22:1593-1614.

Harsch MA, Hulme PE, McGlone MS, Duncan RP (2009) Are treelines advancing? A global meta-analysis of treeline response to climate warming. *Ecology letters* 12:1040-1049.

Helle T, Kojola I (2008) Demographics in an alpine reindeer herd: effects of density and winter weather. *Ecography* 31:221-230.

Henn B, Raleigh MS, Fisher A, Lundquist JD (2013) A comparison of methods for filling gaps in hourly near-surface air temperature data. *Journal of Hydrometeorology* 14:929-945.

Hernández-Henríquez MA, Déry SJ, Derksen C (2015) Polar amplification and elevation-dependence in trends of Northern Hemisphere snow cover extent, 1971–2014. *Environmental Research Letters* 10:044010.

Hiemstra CA, Liston GE, Reiners WA (2006) Observing, modelling, and validating snow redistribution by wind in a Wyoming upper treeline landscape. *Ecological Modelling* 197:35-51.

Hu J, Ogunisola OT, Song L, McPherson RA, Zhu M, Hong Y, Chen S (2014) Restoration of 1–24 hour dry-bulb temperature gaps for use in building performance monitoring and analysis—Part I. *HVAC&R Research* 20:594-605.

Huelber K, Gottfried M, Pauli H, Reiter K, Winkler M, Grabherr G (2006) Phenological responses of snowbed species to snow removal dates in the Central Alps: implications for climate warming. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 38:99-103.

Hülber K, Winkler M, Grabherr G (2010) Intraseasonal climate and habitat-specific variability controls the flowering phenology of high alpine plant species. *Functional Ecology* 24:245-252.

Hüsler F, Jonas T, Riffler M, Musial JP, Wunderle S (2014) A satellite-based snow cover climatology (1985–2011) for the European Alps derived from AVHRR data. *The Cryosphere* 8:73-90.

Hüsler F, Jonas T, Wunderle S, Albrecht S (2012) Validation of a modified snow cover retrieval algorithm from historical 1-km AVHRR data over the European Alps. *Remote sensing of environment* 121:497-515.

Huss M (2012) Extrapolating glacier mass balance to the mountain range scale: the European Alps 1900–2100. *The Cryosphere Discuss.* 6:1117-1156.

Imperio S, Bionda R, Viterbi R, Provenzale A (2013) Climate change and human disturbance can lead to local extinction of Alpine rock ptarmigan: New insight from the Western Italian Alps. *PloS ONE* 8:e81598.

Inouye DW (2008) Effects of climate change on phenology, frost damage, and floral abundance of montane wildflowers. *Ecology* 89:353-362.

Inouye DW, Morales MA, Dodge GJ (2002) Variation in timing and abundance of flowering by *Delphinium barbeyi* Huth (Ranunculaceae): the roles of snowpack, frost, and La Nina, in the context of climate change. *Oecologia* 130:543-550.

IPCC (2013) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jasper K, Calanca P, Gyalistras D, Fuhrer J (2004) Differential impacts of climate change on the hydrology of two alpine river basins. *Climate Research* 26:113-129.

Joly D, Bois B, Zakšek K (2012) Rank-ordering of topographic variables correlated with temperature. *Atmospheric and Climate Sciences* 2:139-147.

Jonas T, Geiger F, Jenny H (2008a) Mortality pattern of the Alpine chamois: the influence of snow–meteorological factors. *Annals of Glaciology* 49:56-62.

Jonas T, Rixen C, Sturm M, Stoeckli V (2008b) How alpine plant growth is linked to snow cover and climate variability. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 113, G03013.

Jones P, Lister D, Osborn T, Harpham C, Salmon M, Morice C (2012) Hemispheric and large-scale land-surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2010. *Journal of Geophysical Research* 117, D05127.

Jump AS, Penuelas J (2005) Running to stand still: adaptation and the response of plants to rapid climate change. *Ecology Letters* 8:1010-1020.

Jylhä K, Fronzek S, Tuomenvirta H, Carter TR, Ruosteenoja K (2008) Changes in frost, snow and Baltic sea ice by the end of the twenty-first century based on climate model projections for Europe. *Climatic Change* 86:441-462.

Klein G (2019) Variabilité du manteau neigeux des Alpes européennes entre 1950 et 2016 dans un contexte de changement climatique : revue bibliographique. *Climatologie* 15:22-45.

Klein G, Rebetez M, Rixen C, Vitasse Y (2018) Unchanged risk of frost exposure for subalpine and alpine plants after snowmelt in Switzerland despite climate warming. *International Journal of Biometeorology* 62:1755-1762.

Klein G, Vitasse Y, Rixen C, Marty C, Rebetez M (2016) Shorter snow cover duration since 1970 in the Swiss Alps due to earlier snowmelt more than to later snow onset. *Climatic Change* 139:637-649.

Koenig U, Abegg B (1997) Impacts of climate change on winter tourism in the Swiss Alps. *Journal of sustainable tourism* 5:46-58.

Körner C (2003) *Alpine plant life: functional plant ecology of high mountain ecosystems; with 47 tables.* Springer Science & Business Media.

Körner C (2012) *Alpine treelines: functional ecology of the global high elevation tree limits.* Springer Science & Business Media.

Korslund L, Steen H (2006) Small rodent winter survival: snow conditions limit access to food resources. *Journal of Animal ecology* 75:156-166.

Kumar A, Schei T, Ahenkorah A, Caceres Rodriguez R, Devernay J-M, Freitas M, Hall D, Killingtveit Å, Liu Z (2011) Hydropower. In *IPCC Special Report on Renewable Energy Sources and Climate Change Mitigation* [O. Edenhofer, R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, K. Seyboth, P. Matschoss, S. Kadner, T. Zwickel, P. Eickemeier, G. Hansen, S. Schlömer, C. von

Stechow (eds)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Ladinig U, Hacker J, Neuner G, Wagner J (2013) How endangered is sexual reproduction of high-mountain plants by summer frosts? Frost resistance, frequency of frost events and risk assessment. *Oecologia* 171:743-760.

Lamprecht A, Semenchuk PR, Steinbauer K, Winkler M, Pauli H (2018) Climate change leads to accelerated transformation of high-elevation vegetation in the central Alps. *New Phytologist* 220:447-459.

Laternser M, Schneebeli M (2003) Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931–99). *international Journal of climatology* 23:733-750.

Lehning M, Bartelt P, Brown B, Russi T, Stöckli U, Zimmerli M (1999) SNOWPACK model calculations for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations. *Cold Regions Science and Technology* 30:145-157.

Lehning M, Löwe H, Ryser M, Raderschall N (2008) Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain. *Water Resources Research* 44.

Lenoir J, Gégout J-C, Marquet P, De Ruffray P, Brisse H (2008) A significant upward shift in plant species optimum elevation during the 20th century. *science* 320:1768-1771.

Linsbauer A, Paul F, Machguth H, Haeberli W (2013) Comparing three different methods to model scenarios of future glacier change in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology* 54:241-253.

Livensperger C, Steltzer H, Darrouzet-Nardi A, Sullivan PF, Wallenstein M, Weintraub MN (2016) Earlier snowmelt and warming lead to earlier but not necessarily more plant growth. *AoB Plants* 8:plw021.

López-Moreno J, García-Ruiz JM (2004) Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees/Influence de l'accumulation et de la fonte de la neige sur les écoulements dans les Pyrénées centrales espagnoles. *Hydrological Sciences Journal* 49:787-802.

López-Moreno J, Revuelto J, Gilaberte M, Morán-Tejeda E, Pons M, Jover E, Esteban P, García C, Pomeroy J (2014) The effect of slope aspect on the response of snowpack to climate warming in the Pyrenees. *Theoretical and applied climatology* 117:207-219.

Magnusson J, Jonas T, López-Moreno I, Lehning M (2010) Snow cover response to climate change in a high alpine and half-glacierized basin in Switzerland. *Hydrology research* 41:230-240.

Marke T, Strasser U, Hanzer F, Stötter J, Wilcke RAI, Gobiet A (2015) Scenarios of future snow conditions in Styria (Austrian Alps). *Journal of Hydrometeorology* 16:261-277.

Martin M, Gavazov K, Körner C, Hättenschwiler S, Rixen C (2010) Reduced early growing season freezing resistance in alpine treeline plants under elevated atmospheric CO<sub>2</sub>. *Global Change Biology* 16:1057-1070.

Marty C (2008) Regime shift of snow days in Switzerland. *Geophysical research letters* 35, L12501.

Marty C, Blanchet J (2012) Long-term changes in annual maximum snow depth and snowfall in Switzerland based on extreme value statistics. *Climatic Change* 111:705-721.

Marty C, Meister R (2012) Long-term snow and weather observations at Weissfluhjoch and its relation to other high-altitude observatories in the Alps. *Theoretical and Applied Climatology* 110:573-583.

Marty C, Schlögl S, Bavay M, Lehning M (2017a) How much can we save? Impact of different emission scenarios on future snow cover in the Alps. *The Cryosphere* 11:517-529.

Marty C, Tilg A-M, Jonas T (2017b) Recent evidence of large-scale receding snow water equivalents in the European Alps. *Journal of Hydrometeorology* 18:1021-1031.

Matteodo M, Ammann K, Verrecchia EP, Vittoz P (2016) Snowbeds are more affected than other subalpine–alpine plant communities by climate change in the Swiss Alps. *Ecology and evolution* 6:6969-6982.

Matteodo M, Wipf S, Stöckli V, Rixen C, Vittoz P (2013) Elevation gradient of successful plant traits for colonizing alpine summits under climate change. *Environmental Research Letters* 8:024043.

Menzel A, Sparks TH, Estrella N, Koch E, Aasa A, Ahas R, ALM-KÜBLER K, Bissolli P, Braslavská O, Briede A (2006) European phenological response to climate change matches the warming pattern. *Global change biology* 12:1969-1976.

Météo-France (2018a). Page consultée le 10.07.2018.

<http://www.meteofrance.com/climat/france/ajaccio/20004002/normales>

Météo-France (2018b). Page consultée le 10.07.2018.

<http://www.meteofrance.com/climat/france/brest/29075001/normales>

MétéoSuisse (2018a). Page consultée le 10.07.2018.

<https://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/climat-de-la-suisse.html>

MétéoSuisse (2018b). Page consultée le 10.07.2018.

<https://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/le-climat-suisse-en-detail/normes-climatologiques/cartes-des-normales-saisonniere.html>

MétéoSuisse (2018c). Page consultée le 10.07.2018.

<https://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/changement-climatique-suisse/evolution-de-la-temperature-et-des-precipitations.html>

MétéoSuisse (2018d). Page consultée le 10.07.2018.

<https://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/changement-climatique-suisse/jours-tropicaux-jours-de-gel-et-autres-indicateurs-climatiques.html>

MétéoSuisse (2018e). Page consultée le 10.07.2018.

<https://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/climat-de-la-suisse.html>

MétéoSuisse (2019). Page consultée le 01.04.2019.

<https://www.meteosuisse.admin.ch/home/systemes-de-mesure-et-de-prevision/stations-au-sol.html>

Meunier M, Ancey C, Richard D (2004) *L'approche conceptuelle pour l'étude des avalanches*. Editions Quae.

Mignatti A, Casagrandi R, Provenzale A, von Hardenberg A, Gatto M (2012) Sex-and age-structured models for Alpine ibex *Capra ibex* population dynamics. *Wildlife Biology* 18:318-333.

- Mountain Research Initiative EDWWG (2015) Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change* 5:424.
- Nagy L, Grabherr G (2009) *The biology of alpine habitats*. Oxford University Press on Demand.
- Nicolet G, Eckert N, Morin S, Blanchet J (2018) Assessing climate change impact on the spatial dependence of extreme snow depth maxima in the French Alps. *Water Resources Research* 54:7820-7840.
- Novoa C, Astruc G, Desmet J-F, Besnard A (2016) No short-term effects of climate change on the breeding of Rock Ptarmigan in the French Alps and Pyrenees. *Journal of Ornithology* 157:797-810.
- Novoa C, Besnard A, Brenot JF, Ellison LN (2008) Effect of weather on the reproductive rate of Rock Ptarmigan *Lagopus muta* in the eastern Pyrenees. *Ibis* 150:270-278.
- Palacio S, Lenz A, Wipf S, Hoch G, Rixen C (2015) Bud freezing resistance in alpine shrubs across snow depth gradients. *Environmental and Experimental Botany* 118:95-101.
- Park S-H, Lee M-J, Jung H-S (2012) Analysis on the snow cover variations at Mt. Kilimanjaro using Landsat satellite images. *Korean Journal of Remote Sensing* 28:409-420.
- Pauli H, Gottfried M, Reiter K, Klettner C, Grabherr G (2007) Signals of range expansions and contractions of vascular plants in the high Alps: observations (1994–2004) at the GLORIA\* master site Schrankogel, Tyrol, Austria. *Global change biology* 13:147-156.
- Pederson GT, Betancourt JL, McCabe GJ (2013) Regional patterns and proximal causes of the recent snowpack decline in the Rocky Mountains, US. *Geophysical Research Letters* 40:1811-1816.
- Pellicciotti F, Bauder A, Parola M (2010) Effect of glaciers on streamflow trends in the Swiss Alps. *Water Resources Research* 46, W10522.
- Peng S, Piao S, Ciais P, Friedlingstein P, Zhou L, Wang T (2013) Change in snow phenology and its potential feedback to temperature in the Northern Hemisphere over the last three decades. *Environmental Research Letters* 8:014008.

Pepin N, Bradley R, Diaz H, Baraër M, Caceres E, Forsythe N, Fowler H, Greenwood G, Hashmi M, Liu X (2015) Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change* 5:424.

Pepin N, Daly C, Lundquist J (2011) The influence of surface versus free-air decoupling on temperature trend patterns in the western United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 116.

Pepin N, Lundquist J (2008) Temperature trends at high elevations: patterns across the globe. *Geophysical Research Letters* 35, L14701.

Petraglia A, Tomaselli M, Bon MP, Delnevo N, Chiari G, Carbognani M (2014) Responses of flowering phenology of snowbed plants to an experimentally imposed extreme advanced snowmelt. *Plant ecology* 215:759-768.

Plaut G, Simonnet E (2001) Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Climate Research* 17:303-324.

Pons M, López-Moreno JI, Rosas-Casals M, Jover È (2015) The vulnerability of Pyrenean ski resorts to climate-induced changes in the snowpack. *Climatic change* 131:591-605.

Pütz M, Gallati D, Kytzia S, Elsasser H, Lardelli C, Teich M, Waltert F, Rixen C (2011) Winter tourism, climate change, and snowmaking in the Swiss Alps: tourists' attitudes and regional economic impacts. *Mountain Research and Development* 31:357-362.

Rabatel A, Letréguilly A, Dedieu J, Eckert N (2013) Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010: evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls. *The Cryosphere* 7:1455-1471.

Radić V, Bliss A, Beedlow AC, Hock R, Miles E, Cogley JG (2014) Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models. *Climate Dynamics* 42:37-58.

Rammig A, Jonas T, Zimmermann N, Rixen C (2010) Changes in alpine plant growth under future climate conditions. *Biogeosciences* 7:2013.

Rangwala I, Miller JR (2012) Climate change in mountains: a review of elevation-dependent warming and its possible causes. *Climatic Change* 114:527-547.

Rangwala I, Sinsky E, Miller JR (2013) Amplified warming projections for high altitude regions of the northern hemisphere mid-latitudes from CMIP5 models. *Environmental Research Letters* 8:024040.

Rebetez M (1996) Seasonal relationship between temperature, precipitation and snow cover in a mountainous region. *Theoretical and applied climatology* 54:99-106.

Rebetez M, Reinhard M (2008) Monthly air temperature trends in Switzerland 1901–2000 and 1975–2004. *Theoretical and Applied Climatology* 91:27-34.

Reid PC, Hari RE, Beaugrand G, Livingstone DM, Marty C, Straile D, Barichivich J, Goberville E, Adrian R, Aono Y (2016) Global impacts of the 1980s regime shift. *Global change biology* 22:682-703.

Reveillet M, Vincent C, Six D, Rabatel A (2017) Which empirical model is best suited to simulate glacier mass balances? *Journal of Glaciology* 63:39-54.

Riediger J, Breckling B, Nuske RS, Schröder W (2014) Will climate change increase irrigation requirements in agriculture of Central Europe? A simulation study for Northern Germany. *Environmental Sciences Europe* 26:18.

Rixen C, Dawes MA, Wipf S, Hagedorn F (2012) Evidence of enhanced freezing damage in treeline plants during six years of CO<sub>2</sub> enrichment and soil warming. *Oikos* 121:1532-1543.

Rixen C, Freppaz M, Stoeckli V, Huovinen C, Huovinen K, Wipf S (2008) Altered snow density and chemistry change soil nitrogen mineralization and plant growth. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 40:568-575.

Rixen C, Schwoerer C, Wipf S (2010) Winter climate change at different temporal scales in *Vaccinium myrtillus*, an Arctic and alpine dwarf shrub. *Polar Research* 29:85-94.

Rixen C, Teich M, Lardelli C, Gallati D, Pohl M, Pütz M, Bebi P (2011) Winter tourism and climate change in the Alps: an assessment of resource consumption, snow reliability, and future snowmaking potential. *Mountain Research and Development* 31:229-236.

Robinson BG, Merrill EH (2012) The influence of snow on the functional response of grazing ungulates. *Oikos* 121:28-34.

Rolland C (2003) Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rates in Alpine regions. *Journal of Climate* 16:1032-1046.

Rousselot M, Durand Y, Giraud G, Mérindol L, Dombrowski-Etchevers I, Déqué M, Castebrunet H (2012) Statistical adaptation of ALADIN RCM outputs over the French Alps-application to future climate and snow cover. *The Cryosphere* 6:785-805.

Sanchez-Lorenzo A, Wild M (2012) Decadal variations in estimated surface solar radiation over Switzerland since the late 19th century. *Atmospheric Chemistry and Physics* 12:8635-8644.

Schaldach R, Koch J, der Beek TA, Kynast E, Flörke M (2012) Current and future irrigation water requirements in pan-Europe: An integrated analysis of socio-economic and climate scenarios. *Global and Planetary Change* 94:33-45.

Scheepens J, Stöcklin J (2013) Flowering phenology and reproductive fitness along a mountain slope: maladaptive responses to transplantation to a warmer climate in *Campanula thyrsoidea*. *Oecologia* 171:679-691.

Scherrer S, Ceppi P, Croci-Maspoli M, Appenzeller C (2012) Snow-albedo feedback and Swiss spring temperature trends. *Theoretical and applied climatology* 110:509-516.

Scherrer SC, Appenzeller C (2006) Swiss Alpine snow pack variability: major patterns and links to local climate and large-scale flow. *Climate Research* 32:187-199.

Scherrer SC, Appenzeller C, Laternser M (2004) Trends in Swiss Alpine snow days: The role of local-and large-scale climate variability. *Geophysical Research Letters* 31, L13215.

Scherrer SC, Begert M, Croci-Maspoli M, Appenzeller C (2016) Long series of Swiss seasonal precipitation: regionalization, trends and influence of large-scale flow. *International Journal of Climatology* 36:3673-3689.

Scherrer SC, Wüthrich C, Croci-Maspoli M, Weingartner R, Appenzeller C (2013) Snow variability in the Swiss Alps 1864–2009. *International journal of climatology* 33:3162-3173.

Schmidli J, Frei C (2005) Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century. *International Journal of Climatology* 25:753-771.

Schmucki E, Marty C, Fierz C, Lehning M (2015) Simulations of 21st century snow response to climate change in Switzerland from a set of RCMs. *International Journal of Climatology* 35:3262-3273.

Schmucki E, Marty C, Fierz C, Weingartner R, Lehning M (2017) Impact of climate change in Switzerland on socioeconomic snow indices. *Theoretical and Applied Climatology* 127:875-889.

Schöner W, Auer I, Böhm R (2009) Long term trend of snow depth at Sonnblick (Austrian Alps) and its relation to climate change. *Hydrological Processes: An International Journal* 23:1052-1063.

Schöner W, Koch R, Matulla C, Marty C, Tilg AM (2019) Spatiotemporal patterns of snow depth within the Swiss-Austrian Alps for the past half century (1961 to 2012) and linkages to climate change. *International Journal of Climatology* 39:1589-1603.

Schwaab J, Bavay M, Davin E, Hagedorn F, Hüsler F, Lehning M, Schneebeli M, Thürig E, Bebi P (2015) Carbon storage versus albedo change: radiative forcing of forest expansion in temperate mountainous regions of Switzerland. *Biogeosciences* 12:467-487.

Seager R, Kushnir Y, Nakamura J, Ting M, Naik N (2010) Northern Hemisphere winter snow anomalies: ENSO, NAO and the winter of 2009/10. *Geophysical research letters* 37, L14703.

Serquet G, Marty C, Dulex JP, Rebetez M (2011) Seasonal trends and temperature dependence of the snowfall/precipitation-day ratio in Switzerland. *Geophysical research letters* 38, L07703.

Serquet G, Marty C, Rebetez M (2013) Monthly trends and the corresponding altitudinal shift in the snowfall/precipitation day ratio. *Theoretical and applied climatology* 114:437-444.

Sevruk B (1997) Regional dependency of precipitation-altitude relationship in the Swiss Alps. *Climatic change at high elevation sites*. Springer, pp. 123-137.

Sharma V, Mishra VD, Joshi PK (2013) Implications of climate change on streamflow of a snow-fed river system of the Northwest Himalaya. *Journal of Mountain Science* 10:574-587.

Sherwood J, Debinski D, Caragea P, Germino M (2017) Effects of experimentally reduced snowpack and passive warming on montane meadow plant phenology and floral resources. *Ecosphere* 8(3):e01745.

Sierra-Almeida A, Cavieres LA, Bravo LA (2009) Freezing resistance varies within the growing season and with elevation in high-Andean species of central Chile. *New Phytologist* 182:461-469.

Smith PC, Heinrich G, Suklitsch M, Gobiet A, Stoffel M, Fuhrer J (2014) Station-scale bias correction and uncertainty analysis for the estimation of irrigation water requirements in the Swiss Rhone catchment under climate change. *Climatic change* 127:521-534.

Spandre P, François H, Morin S, George-Marcelpoil E (2015) Dynamique de la neige de culture dans les Alpes Françaises. Contexte climatique et état des lieux. *Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine* 103-2.

Steger C, Kotlarski S, Jonas T, Schär C (2013) Alpine snow cover in a changing climate: a regional climate model perspective. *Climate dynamics* 41:735-754.

Steiger R (2010) The impact of climate change on ski season length and snowmaking requirements in Tyrol, Austria. *Climate Research* 43:251-262.

Steiger R, Abegg B (2018) Ski areas' competitiveness in the light of climate change: Comparative analysis in the Eastern Alps. *Tourism in Transitions*. Springer, pp. 187-199.

Steiger R, Mayer M (2008) Snowmaking and climate change: Future options for snow production in Tyrolean ski resorts. *Mountain Research and Development* 28:292-298.

Steiger R, Stötter J (2013) Climate change impact assessment of ski tourism in Tyrol. *Tourism Geographies* 15:577-600.

Steinbauer MJ, Grytnes J-A, Jurasinski G, Kulonen A, Lenoir J, Pauli H, Rixen C, Winkler M, Bardy-Durchhalter M, Barni E (2018) Accelerated increase in plant species richness on mountain summits is linked to warming. *Nature* 556:231-234.

Tafari M, Cohas A, Bonenfant C, Gaillard J-M, Allainé D (2013) Decreasing litter size of marmots over time: a life history response to climate change? *Ecology* 94:580-586.

Taschler D, Neuner G (2004) Summer frost resistance and freezing patterns measured in situ in leaves of major alpine plant growth forms in relation to their upper distribution boundary. *Plant, Cell & Environment* 27:737-746.

Team RC (2015) R: A language and environment for statistical computing [Internet]. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing; 2014.

Team RC (2016) R: A Language and Environment for Statistical Computing. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing; 2014. R Foundation for Statistical Computing.

Terzago S, Fratianni S, Cremonini R (2013) Winter precipitation in Western Italian Alps (1926–2010). *Meteorology and Atmospheric Physics* 119:125-136.

Terzago S, Hardenberg Jv, Palazzi E, Provenzale A (2017) Snow water equivalent in the Alps as seen by gridded data sets, CMIP5 and CORDEX climate models. *The Cryosphere* 11:1625-1645.

Thibert E, Eckert N, Vincent C (2013) Climatic drivers of seasonal glacier mass balances: an analysis of 6 decades at Glacier de Sarennes (French Alps). *The Cryosphere* 7:47-66.

Tudoroiu M, Eccel E, Gioli B, Gianelle D, Schume H, Genesio L, Miglietta F (2016) Negative elevation-dependent warming trend in the Eastern Alps. *Environmental Research Letters* 11:044021.

Valt M, Cianfarra P (2010) Recent snow cover variability in the Italian Alps. *Cold Regions Science and Technology* 64:146-157.

Van Oldenborgh GJ, Drijfhout S, Van Ulden A, Haarsma R, Sterl A, Severijns C, Hazeleger W, Dijkstra H (2009) Western Europe is warming much faster than expected. *Climate of the Past* 5:1-12.

Venn SE, Morgan JW, Lord JM (2013) Foliar freezing resistance of Australian alpine plants over the growing season. *Austral ecology* 38:152-161.

Verfaillie D, Lafaysse M, Déqué M, Eckert N, Lejeune Y, Morin S (2018) Multi-component ensembles of future meteorological and natural snow conditions for 1500 m altitude in the Chartreuse mountain range, Northern French Alps. *The Cryosphere* 12:1249-1271.

Vernay M, Lafaysse M, Mérindol L, Giraud G, Morin S (2015) Ensemble forecasting of snowpack conditions and avalanche hazard. *Cold regions science and technology* 120:251-262.

Vincent C (2002) Influence of climate change over the 20th century on four French glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research* 107(D19), 4375.

Vionnet V, Brun E, Morin S, Boone A, Faroux S, Le Moigne P, Martin E, Willemet J (2012) The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7. 2. *Geoscientific Model Development* 5:773-791.

Vitasse Y, Klein G, Kirchner JW, Rebetez M (2017a) Intensity, frequency and spatial configuration of winter temperature inversions in the closed La Brevine valley, Switzerland. *Theoretical and Applied Climatology* 130:1073-1083.

Vitasse Y, Rebetez M, Filippa G, Cremonese E, Klein G, Rixen C (2017b) 'Hearing' alpine plants growing after snowmelt: ultrasonic snow sensors provide long-term series of alpine plant phenology. *International journal of biometeorology* 61:349-361.

Vitasse Y, Schneider L, Rixen C, Christen D, Rebetez M (2018a) Increase in the risk of exposure of forest and fruit trees to spring frosts at higher elevations in Switzerland over the last four decades. *Agricultural and Forest Meteorology* 248:60-69.

Vitasse Y, Signarbieux C, Fu YH (2018b) Global warming leads to more uniform spring phenology across elevations. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 115:1004-1008.

Vittoz P, Randin C, Dutoit A, Bonnet F, Hegg O (2009) Low impact of climate change on subalpine grasslands in the Swiss Northern Alps. *Global Change Biology* 15:209-220.

Walther G-R, Beißner S, Burga CA (2005) Trends in the upward shift of alpine plants. *Journal of Vegetation Science* 16:541-548.

Wheeler J, Hoch G, Cortés AJ, Sedlacek J, Wipf S, Rixen C (2014) Increased spring freezing vulnerability for alpine shrubs under early snowmelt. *Oecologia* 175:219-229.

Wheeler JA, Cortes AJ, Sedlacek J, Karrenberg S, Kleunen M, Wipf S, Hoch G, Bossdorf O, Rixen C (2016) The snow and the willows: earlier spring snowmelt reduces performance in the low-lying alpine shrub *Salix herbacea*. *Journal of Ecology* 104:1041-1050.

Wielke L-M, Haimberger L, Hantel M (2004) Snow cover duration in Switzerland compared to Austria. *Meteorologische Zeitschrift* 13:13-17.

Winkler DE, Butz RJ, Germino MJ, Reinhardt K, Kueppers LM (2018) Snowmelt timing regulates community composition, phenology, and physiological performance of alpine plants. *Frontiers in plant science* 9:1140.

Wipf S, Rixen C (2010) A review of snow manipulation experiments in Arctic and alpine tundra ecosystems. *Polar Research* 29:95-109.

Wipf S, Stöckli V, Herz K, Rixen C (2013) The oldest monitoring site of the Alps revisited: accelerated increase in plant species richness on Piz Linard summit since 1835. *Plant Ecology & Diversity* 6:447-455.

Wipf S, Stoeckli V, Bebi P (2009) Winter climate change in alpine tundra: plant responses to changes in snow depth and snowmelt timing. *Climatic Change* 94:105-121.

Wolfsegger C, Gössling S, Scott D (2008) Climate change risk appraisal in the Austrian ski industry. *Tourism Review International* 12:13-23.

WSL/SLF (2019). Page consultée le 01.04.2019. <https://www.slf.ch/en/avalanche-bulletin-and-snow-situation/measured-values/description-of-automated-stations.html>

Xu Y, Ramanathan V, Washington W (2016) Observed high-altitude warming and snow cover retreat over Tibet and the Himalayas enhanced by black carbon aerosols. *Atmospheric Chemistry and Physics* 16:1303-1315.

Zampieri M, Scoccimarro E, Gualdi S (2013) Atlantic influence on spring snowfall over the Alps in the past 150 years. *Environmental Research Letters* 8:034026.

Zemp M, Frey H, Gärtner-Roer I, Nussbaumer SU, Hoelzle M, Paul F, Haeberli W, Denzinger F, Ahlstrøm AP, Anderson B (2015) Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology* 61:745-762.

Zemp M, Haeberli W, Hoelzle M, Paul F (2006) Alpine glaciers to disappear within decades? *Geophysical Research Letters* 33.

Zierl B, Bugmann H (2005) Global change impacts on hydrological processes in Alpine catchments. *Water Resources Research* 41, W02028.

Zimmermann N, Gebetsroither E, Züger J, Schmatz D, Psomas A (2013) Future Climate of the European Alps, Management Strategies to Adapt Alpine Space Forests to Climate Change Risks, Gillian Ann Cerbu, Marc Hanewinkel, Giacomo Gerosa and Robert Jandl, IntechOpen. DOI: 10.5772/56278.



# **ANNEXES**



## Annexe 1 : algorithme détaillant le traitement des données des stations IMIS (Chapitre 4.5)

Le code ci-dessous, écrit en langage « R », détaille la procédure de traitement des données climatiques provenant des stations IMIS qui ont été utilisées dans le chapitre 6.2 de cette thèse. Ce code vient compléter la description de ce traitement de données, qui a été résumé dans le chapitre 4.5. Il a été déposé sur la plateforme « Github » et peut être retrouvé en ligne à l'adresse suivante : <https://github.com/jeff6868/IMIS-climate-data-processing>.

```
#####  
##### Nettoyage et reconstruction des données #####  
##### des séries climatiques IMIS #####  
#####  
##### KLEIN Geoffrey - Septembre 2016 #####  
#####  
  
# 2mAT: T°C de l'air à 2m ; GST: T°C du sol à 0m ; SST: T°C de surface de la neige  
  
#####  
## Choix du répertoire de travail pour la lecture et l'enregistrement des fichiers  
#####  
setwd(choose.dir())  
#####  
## Lancement des libraires nécessaires  
#####  
require(zoo)  
require(reshape2)  
#####  
## Lancement des fichiers  
#####  
# Lancement de la fonction #  
clean.sta <- function(file=NULL){  
# Lancement de la liste pour regrouper tous les paramètres par station #  
# Neige  
overfinal <- list()  
# Climatiques  
overfinal2 <- list()  
# Boucle afin de traiter plusieurs fichiers en même temps #
```

```

if (is.null(file))
file <- choose.files()
for (i in 1:length(file)) {
# Lecture du fichier pour une station #
myts <- read.table(file[i], sep=";", head=T, stringsAsFactors=F)
# Isoler le nom de la station #
nom_sta <- myts[nrow(myts),1]
#####
## Préparation des données et traitement préliminaire
#####
# Convertir en numérique les colonnes nécessaires #
myts[,2:6] <- sapply(myts[,2:6], as.numeric)
# Remplacer par NA les lignes identiques pour toutes les températures (2mAT, GST & SST) #
identique <- fonction(x){
  u<-unique(x)
  if(length(u)==1)
  { res<-rep(NA,length(x)) }
  else { res <- x }
  return(res) }
# Application de la fonction précédente
myts[(2:(nrow(myts)-1)),2:4]<-t(apply(myts[(2:(nrow(myts)-1)),2:4],1,identique))
myts[,2] <- as.numeric(myts[,2])
myts[,3] <- as.numeric(myts[,3])
myts[,4] <- as.numeric(myts[,4])
# Supprimer les données fausses & non nettoyables manuellement détectées pour certaines
stations #
if(nom_sta=="ANV3"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in%
c(56,57,91,92,142:148,162,248,264,342,472,585:595),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="ARO2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in%
c(83,95,155,239,240,271,473,528,618,623,627,628,629),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="ATT2"){
  myts[146400:149157,3] <- NA
  myts[12950:13500,5] <- NA
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(105:115,196:198),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="BED2"){
  myts[244050:244973,2] <- NA }
if(nom_sta=="BER3"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in%
c(219,137,148,151:160,256,358,409,429,560:569),NA,myts[,5])
  myts[238000:241520,5] <- 0
  myts[241520:244840,5] <- NA }

```

```

if(nom_sta=="BOG2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(405,472,519,610:626),NA,myts[,5])
  myts[26400:31550,3] <- NA }
if(nom_sta=="BOV2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in%
c(92,207,247,259,307,350,363,456,590:610),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="DAV3"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in%
c(368,369,388,400,428,488,529:533,541,552,559),NA,myts[,5])
  myts[c(251400:251900,268300:271850),3] <- NA }
if(nom_sta=="DAV5"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(0,102:106,110:117,139:161),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="DIA2"){
  myts[c(25148),3] <- NA
  myts[,3] <- ifelse(myts[,3] %in% c(191,192),NA,myts[,3]) }
if(nom_sta=="DTR2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(0,323,335,548,549),NA,myts[,5])
  myts[c(332850:nrow(myts)),5] <- 0 }
if(nom_sta=="EGH2"){
  myts[203593:204645,3:4] <- NA }
if(nom_sta=="ELA2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(468:474),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="ELM2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in%
c(195,200,220,252,280,285,289,302,309,328,343,347,419,438,456,457,
  471,474,484,488,491,500,524,547,556,569,562,619:625),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="FIS2"){
  myts[c(332965:332995),5] <- 37 }
if(nom_sta=="FNH2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(0,613,616,618),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="GAD2"){
  myts[155450:156565,2] <- NA }
if(nom_sta=="GAN2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in%
c(0,18,27,77:80,104,108,111,112,115,121,125:129,131,136,139:147,
  150,151,238,243,324,383,392,466,488,529,556,578:600),NA,myts[,5])
  myts[79577:79590,5] <- NA }
if(nom_sta=="GOR2"){
  myts[44288:44440,3] <- NA }
if(nom_sta=="ILI2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(78,166,175,226,441,536,609),NA,myts[,5])}
if(nom_sta=="KES2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(8,9),NA,myts[,5]) }

```

```

if(nom_sta=="KLO3"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in%
c(0,2,3,4,8,10,20,99,274,285,288,323,324,341,344,356,359,379:383,388,391,
  395,400,402,415,419,421,431,453:465,471,472,490:500,527:535),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="LAG2"){
  myts[c(100000:100170,100282:100350),2] <- NA
  myts[c(203130:206890,207000:207720,208800:217800),3] <- NA
  myts[c(51420:51450,53990:54110),4] <- NA
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(70,98,146,149,155,177,223,268,316),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="LAG3"){
  myts[91277:91620,2:5] <- NA
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(94,97,98,100,135,136,149,154,158,178,
  193,196,253,260:312),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="LAU2"){
  myts[235350:236065,2] <- NA }
if(nom_sta=="LHO2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in%
c(70,134,135,140,141,157:168,194,242,557,558),NA,myts[,5])
myts[c(31075:31370,31455:31560,31860:31895,32685:32755,32930:33050,33145:33200,335
60:33825,33995:34015,34180:34490),5] <- NA }
if(nom_sta=="MAE2"){
  myts[c(222390:225000,225960:226420,226780:234370),3] <- NA }
if(nom_sta=="MUT2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(391,398,399,411),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="NAR2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(50,64,150,163,566,680:690),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="NAS2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(130,157:165),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="NEN2"){
  myts[129360:130085,5] <- NA }
if(nom_sta=="OBW3"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(96,628,629),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="PAR2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(540:560),NA,myts[,5])
  myts[80279:86285,2] <- NA }
if(nom_sta=="PUZ2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(581:592),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="ROA2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(277,608,609),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="ROT2"){
  myts[133700:134175,2] <- NA
  myts[132090:135287,5] <- NA

```

```

myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in%
c(59,61,124,198,215,216,223,258,297,597,373,384,448,453,478,591:599),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="SAA2"){
myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in%
c(136,171,173,184,194,187,197,205,244,249,264,270,286,308,311,332,338,346,
384,432,442,446,458,473,524,527,528:532,540,592:598),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="SAA3"){
myts[c(193360:193530),5] <- NA }
if(nom_sta=="SCA3"){
myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(555:559),NA,myts[,5])
myts[97360:97387,5] <- NA }
if(nom_sta=="SCB2"){
myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(31,92,531:539),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="SHE2"){
myts[231000:231316,2] <- NA }
if(nom_sta=="SIM2"){
myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in%
c(139,150,213:229,234,390,399,453,499,513,568:579),NA,myts[,5])
myts[60050:60220,5] <- NA }
if(nom_sta=="SLF2"){
myts[c(173600:173845,174035:174380,174597:174720,175900:175980,176196:176650,1784
70:180143,182380:185000,190540:191200,243795:243830,244365:244380,244715:245350,2
45795:245810,246220:246370,248770:249793),3] <- NA
myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in%
c(14,34,67:71,79,80,88,97,103,108,128:142,156,159,160,163,169,194,213,215,237:240,244:2
48,282:284,355,367,405,450:455,529,561,562,568,569),NA,myts[,5])
myts[c(174390:175610,175990:176010,176035:176055,234730:236260),5] <- NA }
if(nom_sta=="SPN2"){
myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(563,638,639),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="SPN3"){
myts[c(149480:149497,307650:307682),5] <- NA }
if(nom_sta=="STH2"){
myts[235285:236150,2] <- NA }
if(nom_sta=="STN2"){
myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(191,231,295,417,443,522,594,595),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="TIT2"){
myts[220730:222435,3:4] <- NA }
if(nom_sta=="TUI3"){
myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(16,23,24,31,32,588),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="URS2"){
myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in%
c(86,87,159,232:236,306:309,380,379,385,451:454,525:533,598:609),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="VIN2"){

```

```

myts[187000:192000,5][myts[187000:192000,5] >= 100] <- NA
myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(25,53,54,60,65:67,73,90),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="WFJ2"){
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(0,351,674,998),NA,myts[,5]) }
if(nom_sta=="ZER4"){
  myts[c(32370:32437,34855:34880),5] <- NA
  myts[,5] <- ifelse(myts[,5] %in% c(74,77,78),NA,myts[,5]) }
# Reboucher les trous 30mn pour les stations ayant produit des données toutes les heures #
reb30mn <- function(x){
  for (i in 2:(length(x)-2)) {
    if(!is.na(x[i-1]) & is.na(x[i]) & !is.na(x[i+1]) & is.na(x[i+2])){
      x[i] <- mean(c(x[i-1],x[i+1])) } }
  return(x)
}
myts[,c(2:6)] <- apply(as.data.frame(myts[,c(2:6)]),2,reb30mn)
myts[,5] <- round(myts[,5],0)
#####
## Nettoyage général des données climatiques (valeurs ponctuelles)
#####
#####
#### Température ####
#####
# Suppression des valeurs impossibles pour la 2mAT et SST (>+40°C & <-40°C) #
impossible1 <- function (x){
  st <- ifelse (x<(-40) | x>40, NA,x)
  return(st)
}
myts[,c(2,4)] <- apply(as.data.frame(myts[,c(2,4)]),2,impossible1)
myts[,2] <- as.numeric(myts[,2])
myts[,4] <- as.numeric(myts[,4])
# Suppression des valeurs impossibles pour la GST (>+50°C & <-25°C) #
impossible2 <- function (x){
  st2 <- ifelse (x<(-25) | x>50, NA,x)
  return(st2)
}
myts[,3] <- apply(as.data.frame(myts[,3]),2,impossible2)
myts[,3] <- as.numeric(myts[,3])
#####
#### Neige ####
#####
# Suppression des valeurs impossibles (<= 0 & >=600cm) #
impossible3 <- function (x){
  st3 <- ifelse (x<=0 | x>=600,NA,x)

```

```

return(st3)
}
myts[,5] <- apply(as.data.frame(myts[,5]),2,impossible3)
myts[,5] <- as.numeric(myts[,5])
#####
## Nettoyage spécifique des données climatiques (séquences de données d'une même colonne)
#####
#####
#### Température ####
#####
# Suppression des sauts brutaux de T°C de séquences de données <=50 données pour tous les
capteurs #
out2NA <- fonction(x,seuil){
st1 = NULL
# Mémorisation de la dernière valeur correcte
temp <- st1[1] <- x[1]
# Création d'une séquence équivalente à la colonne traitée
st1 <- x
# Création de la reconnaissance temporelle de la boucle (pour les écarts)
tps <- time(x)
ind_temp <- 1
# Boucle de traitement
for (i in 2:length(x)){
if(!is.na(x[i])) & (!is.na(x[i-1])) & (abs((x[i])-(temp)) >= seuil) & (tps[i]-tps[ind_temp]
<= 50)){
st1[i] <- NA }
else {
temp <- x[i]
ind_temp <- i }}
return(st1)
}
myts[,2] <- apply(as.data.frame(myts[,2]),2,function(x) out2NA(x,8)) # Modifier le 8°C si
besoin (écart max) #
myts[,2] <- as.numeric(myts[,2])
myts[,3] <- apply(as.data.frame(myts[,3]),2,function(x) out2NA(x,15)) # Modifier le 15°C
si besoin (écart max) #
myts[,3] <- as.numeric(myts[,3])
myts[,4] <- apply(as.data.frame(myts[,4]),2,function(x) out2NA(x,15)) # Modifier le 15°C
si besoin (écart max) #
myts[,4] <- as.numeric(myts[,4])
# Si la variance de la 2mAT ou de la SST est nulle sur les 10 valeurs suivantes, alors NA #
# Création d'une colonne pour la variance pour les 2 paramètres
myts$variance2mAT <- myts$temp_200cm

```

```

myts$varianceSST <- myts$temp_surf_neige
# Calcul de la variance
vartemp <- function(x){
  for (i in 1:(length(x))) {
    if(!is.na(x[i])) {
      x[i] <- var(x[i:(i+10)],na.rm=T)
    } else {x[i] <- NA}
  }
  return(x)
}
myts[,8] <- apply(as.data.frame(myts[,8]),2,vartemp)
myts[,8] <- as.numeric(myts[,8])
myts[,9] <- apply(as.data.frame(myts[,9]),2,vartemp)
myts[,9] <- as.numeric(myts[,9])
# Suppression des T°C fausses
supprtemp <- function(x,y){
  for (i in 1:length(x)) {
    if((!is.na(x[i])) & (!is.na(y[i])) & (y[i]==0)) {
      x[i] <- NA}
  }
  return(x)
}
myts[,2] <- mapply(supprtemp,myts[,2],myts[,8])
myts[,4] <- mapply(supprtemp,myts[,4],myts[,9])
# Suppression des colonnes créées
myts$variance2mAT <- NULL
myts$varianceSST <- NULL
# Si la GST >7°C & sa variance <=0.1 sur les 20 valeurs suivantes, alors NA #
# Création d'une colonne pour la variance
myts$varianceGST <- myts$temp_0cm
# Calcul de la variance
vartemp2 <- function(x){
  for (i in 1:(length(x))) {
    if(!is.na(x[i])) {
      x[i] <- var(x[i:(i+20)],na.rm=T)
    } else {x[i] <- NA}
  }
  return(x)
}
myts[,8] <- apply(as.data.frame(myts[,8]),2,vartemp2)
myts[,8] <- as.numeric(myts[,8])
# Suppression des T°C fausses
supprtemp2 <- function(x,y){
  for (i in 1:length(x)) {
    if((!is.na(x[i])) & (!is.na(y[i])) & (x[i]>7) & (y[i]<=0.1)) {
      x[i] <- NA}
  }
}

```

```

    return(x)
  }
myts[,3] <- mapply(supprtemp2,myts[,3],myts[,8])
# Suppression de la colonne créée
myts$varianceGST <- NULL
# Suppression des bugs hivernaux pour la GST (séquence courte de T°C < -10°C) : si la
# moyenne des 200 valeurs précédant & suivant le bug est <3°C ou = NA & >-3°C ou = NA,
# alors NA (max 200 données) #
# Création de 200 lignes virtuelles pour avoir des valeurs numériques au départ et à la fin (en
# cas de NA à ces endroits)
myts <- rbind(0,myts)
rma <- myts[rep(1,199),]
myts <- rbind(rma,myts)
test <- myts[1:200,]
myts <- rbind(myts,test)
myts[,3] <- as.numeric(myts[,3])
fun1 <- function(x,n){
crit <- (x < -10)
rna <- rle(crit)
sna <- cumsum(rna$lengths)
for(i in which(rna$values)){
prev <- x[(sna[i - 1] - n + 1):sna[i - 1]]
aftr <- x[(sna[i] + 1):(sna[i] + n)]
if(((mean(prev,na.rm=T) < 3) | (is.na(mean(prev,na.rm=T)))) & ((mean(aftr,na.rm=T)
< 3) | (is.na(mean(aftr,na.rm=T))))
& ((mean(prev,na.rm=T) > -3) | (is.na(mean(prev,na.rm=T)))) & ((mean(aftr,na.rm=T)
> -3) | (is.na(mean(aftr,na.rm=T)))) & (((sna[i])-(sna[i - 1]))< 200))
x[(sna[i - 1]):(sna[i])] <- NA}
x
}
myts[,3] <- fun1(myts[,3], n = 200)
# Supprimer les lignes fakes
myts <- myts[-c(1:200),]
myts <- myts[-c((nrow(myts)-199):nrow(myts)),]
#####
#### Neige ####
#####
# Si la hauteur de neige >0cm et la variance de la neige est nulle sur les 100 valeurs suivantes,
# alors NA #
# Création d'une colonne pour la variance de la neige
myts$varianceneige <- myts$hauteur_neige
# Calcul de la variance
varneige <- function(x){

```

```

for (i in 1:(length(x))) {
  if(!is.na(x[i]) & ((x[i])>0)) {
    x[i] <- var(x[i:(i+100)],na.rm=T)
  } else {x[i] <- NA}
  return(x)
}
myts[,8] <- apply(as.data.frame(myts[,8]),2,varneige)
myts[,8] <- as.numeric(myts[,8])
# Suppression de la neige fausse
supprneige1 <- fonction(x,y){
  for (i in 1:length(x)) {
    if(!is.na(x[i]) & !is.na(y[i]) & (y[i]==0)) {
      x[i] <- NA}
    }
  return(x)
}
myts[,5] <- mapply(supprneige1,myts[,5],myts[,8])
# Suppression de la colonne créée
myts$varianceneige <- NULL
# Suppression des augmentations ou chutes brutales de hauteur de neige en 30mn (>=20cm ou
<= -10cm) sur max 100 valeurs #
# Reconstruction des données manquantes de courte durée par la dernière valeur correcte
avant ces données manquantes (10 valeurs max)
imputation <- fonction(x){
  met <- na.locf(x, maxgap = 10,na.rm=FALSE)
  return(met)
}
myts[,5] <- apply(as.data.frame(myts[,5]),2,imputation)
myts[,5] <- as.numeric(myts[,5])
avalanche <- fonction(x){
  st1 = NULL
  # Mémorisation de la dernière valeur correcte
  temp <- st1[1] <- x[1]
  # Création d'une séquence équivalente à la colonne traitée
  st1 <- x
  # Création de la reconnaissance temporelle de la boucle (pour les écarts)
  tps <- time(x)
  ind_temp <- 1
  # Boucle de traitement
  for (i in 2:(length(x))){
    if(!is.na(x[i]) & !is.na(x[i-1]) & (x[i]>0) & (((x[i])-(temp) >= 20)|((x[i])-(temp)
<= -10)) & (tps[i]-tps[ind_temp] <= 100)){
      st1[i] <- NA }
    else {

```

```

temp <- x[i]
ind_temp <- i } }
return(st1)
}
myts[,5] <- apply(as.data.frame(myts[,5]),2,avalanche)
myts[,5] <- as.numeric(myts[,5])
#####
## Nettoyage spécifique de la neige (selon GST & SST)
#####
# Suppression des hauteurs de neige invérifiables (sans GST + SST à côté) #
inverifiable <- fonction(x,y,z){
  for (i in 1:length(x)) {
    if(((is.na(x[i])) | (is.na(y[i]))) & (!is.na(z[i]))) {
      z[i] <- NA}}
    return(z)
  }
}
myts[,5] <- mapply(inverifiable,myts[,3],myts[,4],myts[,5])
# Si la GST varie fortement (>0.2) & que max SST >8°C, alors pas de neige (=0cm) #
# Création d'une colonne pour la variance de la GST
myts$varGST <- myts$temp_0cm
# Calcul de la variance
varGST <- fonction(x){
  for (i in 1:(length(x))) {
    if(!is.na(x[i])) {
      x[i] <- var(x[i:(i+49)],na.rm=T)}
    else {x[i] <- NA}}
  return(x)
}
myts[,8] <- apply(as.data.frame(myts[,8]),2,varGST)
myts[,8] <- as.numeric(myts[,8])
# Création d'une colonne pour le max de la SST
myts$maxSST <- myts$temp_surf_neige
# Calcul du max
maxSST <- fonction(x) {
  for (i in 1:(length(x))) {
    if(!is.na(x[i])) {
      x[i] <- (max(x[i:(i+49)],na.rm=T))
    }}
  return(x)
}
myts[,9] <- apply(as.data.frame(myts[,9]),2,maxSST)
myts[,9] <- as.numeric(myts[,9])
# Création d'une colonne pour le max de la GST

```

```

myts$maxGST <- myts$temp_0cm
# Calcul du max
maxGST <- function(x){
  for (i in 1:(length(x))) {
    if(!is.na(x[i])) {
      x[i] <- max(x[i:(i+49)],na.rm=T)
    } else {x[i] <- NA}
  }
  return(x)
}
myts[,10] <- apply(as.data.frame(myts[,10]),2,maxGST)
myts[,10] <- as.numeric(myts[,10])
# Suppression de la neige fausse
supprneige0 <- function(w,x,y,z){
  for (i in 1:length(x)) {
    # Faible hauteur de neige <=30cm =====> Probablement pas de neige #
    if(!is.na(z[i]) & ((z[i]<=30)){
      ##### Lorsque GST et SST OK pour valider la présence de neige en même temps
      # Check si tous les paramètres sont présents
      if(!is.na(x[i]) & !is.na(y[i]) & !is.na(w[i])) &
      # max >= 8°C pour la SST ou max >= 3°C pour la GST ou var > 1 pour la GST
      (((x[i]>=8) | ((y[i]>=3) | ((w[i]>1))))
      { z[i] <- 0 }}
    }
    return(z)
  }
}
myts[,5] <- mapply(supprneige0,myts[,8],myts[,9],myts[,10],myts[,5])
# Suppression de la neige fausse
supprneige2 <- function(w,x,y,z){
  for (i in 1:length(x)) {
    # Forte hauteur de neige >30cm =====> GST isolée #
    if(!is.na(z[i]) & ((z[i]>30)){
      ##### Lorsque GST et SST OK pour valider la présence de neige en même temps
      # Check si tous les paramètres sont présents
      if(!is.na(w[i]) & !is.na(x[i]) & !is.na(y[i])) &
      # max >= 8°C pour la SST
      ((x[i]>=8) &
      # max >= 3°C pour la GST + var GST >=0.2
      ((y[i]>=3) & ((w[i]>=0.2))
      { z[i] <- 0 }}
    }
    return(z)
  }
}
myts[,5] <- mapply(supprneige2,myts[,8],myts[,9],myts[,10],myts[,5])
# Suppression des colonnes créées
myts$varGST <- NULL

```

```

myts$maxSST <- NULL
myts$maxGST <- NULL
#####
## Reconstruction des données
#####
#####
#### Température ####
#####
# Reconstruction des trous hivernaux pour la GST : si la moyenne des 500 valeurs précédant &
suivant la séquence de données manquantes est <2°C & >-2°C, et si le max est <6°C, alors on
rebouche avec "0°C" (max 500 NA) #
# Création de 500 lignes virtuelles pour avoir des valeurs numériques au départ et à la fin (en
cas de NA à ces endroits)
myts <- rbind(0,myts)
rma <- myts[rep(1,499),]
myts <- rbind(rma,myts)
test <- myts[1:500,]
myts <- rbind(myts,test)
myts[,3] <- as.numeric(myts[,3])
fun2 <- function(x,n){
  na <- is.na(x)
  rna <- rle(na)
  sna <- cumsum(rna$lengths)
  for(i in which(rna$values)){
    prev <- x[(sna[i - 1] - n + 1):sna[i - 1]]
    aftr <- x[(sna[i] + 1):(sna[i] + n)]
    if((mean(prev,na.rm=T) < 2) & (mean(aftr,na.rm=T) < 2)
      & (mean(prev,na.rm=T) > -2) & (mean(aftr,na.rm=T) > -2)
      & (sum(is.na(prev))<(n/2)) & (sum(is.na(aftr))<(n/2))
      & (max(prev,na.rm=T) < 6 & (max(aftr,na.rm=T) < 6)
      & (((sna[i])-(sna[i - 1]))< 500))
      x[(sna[i - 1]):(sna[i])] <- 0)
  }
  x
}
myts[,3] <- fun2(myts[,3], n = 500)
# Supprimer les lignes virtuelles
myts <- myts[-c(1:500),]
myts <- myts[-c((nrow(myts)-499):nrow(myts)),]
# Remplissage des séquences de données manquantes de courte durée de NA pour toutes les
T°C (max 12 données : 6h) #
imputation2 <- function(x){
  met <- na.approx(x, maxgap = 12,na.rm=FALSE)
  return(met)
}

```

```

}
myts[,c(2:4)] <- apply(as.data.frame(myts[,c(2:4)]),2,imputation2)
#####
#### Neige ####
#####
# Remplissage des séquences de données manquantes de courte durée de NA (max 48
données : 1 jour) #
imputation2 <- function(x){
met <- na.approx(x, maxgap = 48,na.rm=FALSE)
return(met)
}
myts[,5] <- apply(as.data.frame(myts[,5]),2,imputation2)
myts[,5] <- as.numeric(myts[,5])
# Enregistrement des données traitées #
write.table(myts,file=paste(nom_sta,"_reconstruit.csv",sep=""),sep=";", quote=F, row.names
= FALSE)}
return(myts)
}
# Choisir le ou les fichiers à traiter, et application de la fonction #
clean.sta()
#####
## Fin du script ##
#####

```

## Annexe 2 : statistiques des différents modèles à effets mixtes (Article 3, Chapitre 6.2)

**Table 4** Summary of the statistics of the best mixed effect models (with stations or elevation as a random effect) used in this study for both IMIS and MeteoSwiss networks. For each analysis, no alternative model with a close AIC was found.

Weather network	Parameter	Type of model	AIC	Degrees of freedom	p-value
<i>Relationships with the time of snowmelt (see 2<sup>nd</sup> paragraph in the Results section)</i>					
IMIS	Frost frequency	Exponential	1582	952	<0.001
MeteoSwiss	Frost frequency	Exponential	835	258	<0.001
IMIS	Frost intensity	Linear	4625	932	<0.001
MeteoSwiss	Frost intensity	Linear	1163	258	<0.001
<i>Temporal trends (see 3<sup>rd</sup> and 4<sup>th</sup> paragraph in the Results section)</i>					
MeteoSwiss	GDD 100	Linear	2095	258	<0.001
MeteoSwiss	Frost frequency	Linear	931	258	0.45
MeteoSwiss	Frost intensity	Linear	1228	258	0.13
MeteoSwiss	Last frost day	Linear	2451	273	<0.001
MeteoSwiss	Duration between last frost day and snowmelt	Linear	2485	267	0.32



## Annexe 3 : évolution des températures minimales et maximales mensuelles de l'air sur la période 1970-2016 (Article 3, Chapitre 6.2)

**Table 5** Estimated trends ( $^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ ) for the monthly mean minimum (left side of the slash) and maximum air temperatures (right side of the slash) for the six MeteoSwiss stations over the 1970-2016 period, calculated from the Theil-Sen test. Significant slopes are marked in bold. The significance level, calculated with the Mann-Kendall test, is indicated with stars (\*  $p < 0.05$ , \*\*  $p < 0.01$  and \*\*\*  $p < 0.001$ ).

Code	Elevation	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
SMM	1418	0.23/0.55	0.29/0.04	<b>0.51</b> */0.34	<b>0.62</b> ***/ <b>0.90</b> ***	<b>0.36</b> **/ <b>0.65</b> *	<b>0.46</b> ***/ <b>0.65</b> **	<b>0.27</b> */0.34	<b>0.26</b> */0.44	0.08/-0.14	<b>0.36</b> */0.00	<b>0.46</b> **/0.38	0.25/0.12
GRC	1550	0.26/0.20	0.19/0.16	<b>0.66</b> **/ <b>0.85</b> **	<b>0.94</b> ***/ <b>0.89</b> ***	<b>0.57</b> **/ <b>0.74</b> **	<b>0.76</b> ***/ <b>0.85</b> ***	<b>0.54</b> ***/ <b>0.40</b> *	<b>0.54</b> ***/ <b>0.43</b> *	<b>0.43</b> */0.37	<b>0.56</b> ***/ <b>0.53</b> *	<b>0.59</b> **/ <b>0.40</b> *	0.24/0.00
DAV	1560	-0.12/-0.08	-0.08/-0.06	0.19/0.32	<b>0.50</b> ***/ <b>0.88</b> ***	<b>0.34</b> */0.38	<b>0.53</b> ***/ <b>0.54</b> **	<b>0.38</b> **/0.33	<b>0.38</b> **/0.41	0.22/-0.10	0.29/0.18	<b>0.34</b> */0.27	0.09/-0.03
ARO	1750	0.11/0.45	0.10/0.50	0.39/ <b>0.72</b> **	<b>0.78</b> ***/ <b>1.08</b> ***	<b>0.56</b> **/ <b>0.93</b> ***	<b>0.61</b> ***/ <b>0.93</b> ***	<b>0.43</b> **/ <b>0.61</b> **	<b>0.42</b> **/ <b>0.81</b> **	0.14/0.32	<b>0.42</b> **/ <b>0.79</b> **	<b>0.51</b> **/ <b>0.75</b> **	0.11/0.26
GRH	1970	0.31/0.07	0.13/-0.29	0.43/-0.11	<b>0.78</b> ***/0.40	0.34/0.12	<b>0.63</b> ***/0.24	<b>0.42</b> */-0.09	<b>0.41</b> */-0.20	0.19/-0.44	0.27/-0.13	<b>0.44</b> */0.23	0.20/-0.18
WFJ	2540	0.11/0.02	-0.01/-0.13	0.34/0.19	<b>0.70</b> ***/ <b>0.52</b> **	0.32/0.27	<b>0.58</b> ***/ <b>0.72</b> **	<b>0.38</b> */ <b>0.61</b> **	<b>0.40</b> */ <b>0.57</b> *	0.12/0.06	0.24/0.16	<b>0.41</b> */0.23	-0.13/-0.31
<i>Mean</i>		<i>0.15/0.20</i>	<i>0.10/0.04</i>	<i>0.42/0.39</i>	<i>0.72/0.78</i>	<i>0.42/0.52</i>	<i>0.60/0.66</i>	<i>0.40/0.37</i>	<i>0.40/0.41</i>	<i>0.20/0.01</i>	<i>0.36/0.26</i>	<i>0.46/0.38</i>	<i>0.13/-0.03</i>



## Annexe 4 : évolution du GDD 100 et de la date de dernière occurrence de gel de la saison sur la période 1970-2016 (Article 3, Chapitre 6.2)

**Table 6** Temporal trends for the GDD 100 calculated after the time of snowmelt (days decade<sup>-1</sup>) and for the occurrence of the last frost day of the season (days decade<sup>-1</sup>), estimated for the six MeteoSwiss stations over the 1970-2016 period and calculated from the Theil-Sen test. Significant slopes are marked in bold. The significance level, calculated with the Mann-Kendall test, is indicated with stars (\*  $p < 0.05$ , \*\*  $p < 0.01$  and \*\*\*  $p < 0.001$ ).

Code	Elevation	GDD 100	Last frost day
SMM	1418	<b>-5.0*</b>	<b>-4.2**</b>
GRC	1550	<b>-7.0***</b>	<b>-4.7**</b>
DAV	1560	<b>-4.3***</b>	-2.1
ARO	1750	<b>-6.2***</b>	-2.3
GRH	1970	<b>-4.3**</b>	-1.0
WFJ	2540	<b>-4.7**</b>	<b>-10.0*</b>
<i>Mean</i>		-5.3	-4.1



## Annexe 5 : errata des articles (Chapitres 1.2, 5.2 et 6.2)

### Errata concernant l'article 2 (Chapitre 5.2) :

- Page 78, dans la phrase suivante : “On average, the snow season **now** starts 12 days later and ends 26 days earlier than in 1970.”
  - “**now**” signifie en 2015.
- Page 87-88, dans la phrase suivante : “The observed increasing trend in sunshine duration (Auer et al. 2007; Sanchez-Lorenzo & Wild 2012) may have had a particularly strong impact on snowmelt, as **the sunrays are much higher** in March-July compared to October-December, the time of snow onset.”
  - “**the sunrays are much higher**” est à mettre en lien avec les paramètres orbitaux de la terre et notamment son inclinaison.

### Errata concernant l'article 3 (Chapitre 6.2) :

- Page 103, dans la légende de la Figure 16 : **Temperature warming [°C]**
  - Il s'agit de l'évolution par décennie, donc de « **[°C per decade]** ».
- Page 109, dans la phrase suivante : “Understanding the role of frost events in different climates will considerably improve our predictions of vegetation changes under ongoing **climate.**”
  - “climate” est entendu ici comme le changement climatique, donc « **climate change** ».



## **Annexe 6 : résumé de l'article “‘Hearing’ alpine plants growing after snowmelt: ultrasonic snow sensors provide long-term series of alpine plant phenology”**

*Résumé de l'article intitulé “‘Hearing’ alpine plants growing after snowmelt: ultrasonic snow sensors provide long-term series of alpine plant phenology”, publié dans la revue “International Journal of Biometeorology” en août 2016 (participation en tant que co-auteur).*

### **‘Hearing’ alpine plants growing after snowmelt: ultrasonic snow sensors provide long-term series of alpine plant phenology**

Yann Vitasse<sup>1,2,3</sup>, Martine Rebetez<sup>1,2</sup>, Gianluca Filippa<sup>4</sup>, Edoardo Cremonese<sup>4</sup>, Geoffrey Klein<sup>1,2</sup> and Christian Rixen<sup>3</sup>

<sup>1</sup>University of Neuchatel, Institute of Geography, Neuchatel, Switzerland

<sup>2</sup>WSL Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Neuchatel, Switzerland

<sup>3</sup>WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, Group Mountain Ecosystems, Davos, Switzerland

<sup>4</sup>Environmental Protection Agency of Aosta Valley, ARPA VdA, Climate Change Unit, Aosta, Italy

**Keywords:** Phenology, Snowmelt, Alpine vegetation, Climate warming, Growth onset, Photoperiod, Thermal time, Ultrasonic sensor

## **Abstract**

In alpine environments, the growing season is severely constrained by low temperature and snow. Here, we aim at determining the climatic factors that best explain the interannual variation in spring growth onset of alpine plants, and at examining whether photoperiod might limit their phenological response during exceptionally warm springs and early snowmelts. We analysed 17 years of data (1998-2014) from 35 automatic weather stations located in subalpine and alpine zones ranging from 1560 to 2450 m asl in the Swiss Alps. These stations are equipped with ultrasonic sensors for snow depth measurements that are also able to detect plant growth in spring and summer, giving a unique opportunity to analyse snow and climate effects on alpine plant phenology. Our analysis showed high phenological variation among years, with one exceptionally early and late spring, namely 2011 and 2013. Overall, the timing of snowmelt and the beginning of plant growth were tightly linked irrespective of the elevation of the station. Snowmelt date was the best predictor of plant growth onset with air temperature after snowmelt modulating the plants' development rate. These multiple series of alpine plant phenology suggest that currently alpine plants are directly tracking climate change with no major photoperiod limitation.

## **Annexe 7 : résumé de l'article "Intensity, frequency and spatial configuration of winter temperature inversions in the closed La Brevine valley, Switzerland"**

*Résumé de l'article intitulé "Intensity, frequency and spatial configuration of winter temperature inversions in the closed La Brevine valley, Switzerland", publié dans la revue "Theoretical and Applied Climatology" en septembre 2016 (participation en tant que co-premier auteur, cf. manuscrit).*

### **Intensity, frequency and spatial configuration of winter temperature inversions in the closed La Brevine valley, Switzerland**

Yann Vitasse<sup>1,2,3</sup>, Geoffrey Klein<sup>1,2</sup>, James W. Kirchner<sup>4,5</sup> and Martine Rebetez<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>University of Neuchatel, Institute of Geography, Neuchatel, Switzerland

<sup>2</sup>WSL Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Neuchatel, Switzerland

<sup>3</sup>WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, Group Mountain Ecosystems, Davos, Switzerland

<sup>4</sup>Department of Environmental Systems Science, ETH Zurich, 8092 Zurich, Switzerland

<sup>5</sup>Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL, 8903 Birmensdorf, Switzerland

**Keywords:** Cold air pools, NAO index, Radiative cooling, Sheltering, Temperature inversions, Temperature lapse rate, Valley cooling

## **Abstract**

Some of the world's valleys are famous for having particularly cold microclimates. The La Brevine valley, in the Swiss Jura Mountains, holds the record for the lowest temperature ever measured in an inhabited location in Switzerland. We studied cold air pools (CAPs) in this valley during the winter of 2014-2015 using 44 temperature data loggers distributed between 1033 and 1293 m asl. Our goals were to (i) describe the climatic conditions under which CAPs form in the valley, (ii) examine the spatial configuration and the temperature structure of the CAPs and (iii) quantify how often temperature inversions occur in winter using long-term series of temperature from the valley floor. Our results show that CAPs occurred every second night on average during the winter of 2014-2015 and were typically formed under cloudless, windless and high-pressure conditions. Strong temperature inversions up to 28°C were detected between the valley floor and the surrounding hills. The spatial temperature structure of the CAPs varies among the different inversion days, with the upper boundary of the cold pool generally situated at about 1150 m asl. Although mean temperatures have increased in this area over the period 1960-2015 in connection with climate change, the occurrences of extreme cold temperatures did not decrease in winter and are highly correlated with the North Atlantic Oscillation and the East Atlantic indices. This suggests that CAPs in sheltered valleys are largely decoupled from the free atmosphere temperature and will likely continue to occur in the next decades under warmer conditions.

## **Annexe 8 : résumé de l'article "Snow seasonality and summer temperature have an additive effect in shaping alpine plant communities"**

*Résumé de l'article intitulé "Snow seasonality and summer temperature have an additive effect in shaping alpine plant communities", soumis dans la revue "Journal of Vegetation Science" (participation en tant que co-auteur).*

### **Snow seasonality and summer temperature have an additive effect in shaping alpine plant communities**

Yann Vitasse<sup>1,2,3</sup>, Martine Rebetez<sup>1,2</sup>, Geoffrey Klein<sup>1,2</sup>, André Fichtner<sup>3,4</sup>, Andreas Scharl<sup>3</sup> and Christian Rixen<sup>3</sup>

<sup>1</sup>University of Neuchatel, Institute of Geography, Neuchatel, Switzerland

<sup>2</sup>WSL Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Neuchatel, Switzerland

<sup>3</sup>WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, Group Mountain Ecosystems, Davos, Switzerland

<sup>4</sup>University of Gießen, Institute of Botany, Systematic Botany Group, Gießen, Germany

**Keywords:** Alpine vegetation, Climate change, Ecological indicator values, Plant diversity, Snowpack, Time of snowmelt

## **Abstract**

**Aim:** Snowpack and temperature drastically change along elevational gradients and are generally assumed to shape the functional diversity of alpine plant communities. Yet, snow and temperature effects on alpine plants are generally mixed and their individual and combined effects are often ignored. Here, we aimed to tease apart the effects of snowpack and temperature during the snow free season (when plants are exposed to air temperature) on alpine plant communities.

**Location:** Subalpine and alpine belt from 1560 to 2950 m asl in the Swiss Alps.

**Methods:** We conducted vegetation relevés at more than a hundred sites at the exact location of a weather station, which recorded both snow depth and air temperature over the last five years. Based on plant composition, we calculated mean ecological indicator values and biodiversity indices for each relevé. Communities' traits values were partially correlated to summer temperature, snowmelt and minimum temperature occurring during the vulnerable period of plants, i.e. a few weeks after the snowmelt.

**Results:** Overall, partial correlation analyses showed that both summer temperature and the time of snowmelt were highly correlated with several ecological indicator values of the plant communities, even after removing the effect of either variables. In contrast, some other indicators and the plant richness were only correlated to snowmelt. The snowmelt effects on plant species richness might be due to the exposure of plants to freezing temperatures: at a given elevation, the harsher the climatic conditions shortly after snowmelt, the more diverse the plant communities.

**Conclusions:** Our results suggest that the effects of summer temperatures and snowmelt are mostly additive for several aspects of alpine community composition. This finding implies that that under continued global warming, alpine plant communities will not only respond to temperature increase during the growing season but also to earlier snowmelt in an additive way.

## **Annexe 9 : résumé de l'article "Increasing the realism of process-based phenology models"**

*Résumé de l'article intitulé "Increasing the realism of process-based phenology models", soumis à la revue "International Journal of Biometeorology" (participation en tant que co-auteur).*

### **Increasing the realism of process-based phenology models**

Daphné Asse<sup>1,2,3</sup>, Christophe F. Randin<sup>2</sup>, Geoffrey Klein<sup>1,4,5</sup>, Anne Delestrade<sup>1</sup> and Isabelle Chuine<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Centre de Recherches sur les Ecosystèmes d'Altitude, Chamonix Mont-Blanc, France

<sup>2</sup>Department of ecology and Evolution, University of Lausanne, Switzerland

<sup>3</sup>Centre d'Ecologie Fonctionnelle et Evolutive, UMR 5175, CNRS - Université de Montpellier - Université Paul-Valéry, Montpellier - EPHE. 1919 route de Mende, Montpellier F-34293 cedex 05, France

<sup>4</sup>University of Neuchatel, Institute of Geography, Neuchatel, Switzerland

<sup>5</sup>WSL Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Neuchatel, Switzerland

**Keywords:** Budburst, Ecodormancy, Elevation gradients, Alps, Citizen science

## Abstract

Several models dedicated to predicting the date of budburst of tree species have been developed in the last decades. Phenology process-based models are built upon explicitly stated causal relationships between environmental drivers and phenological event dates. However, their degree of realism might still be insufficient to provide accurate projections for the future.

In this study, we aimed at incorporating in process-based phenology models new hypotheses on the effect of temperature on bud cell elongation in order to increase their degree of realism. We tested whether this improves their efficiency as well as their robustness in new climatic conditions. We tested the potential effects of soil temperature, daytime temperature, daily temperature amplitude and sunrise temperature, which have been shown to impact the budburst date of different species in several experimental studies. We tested these hypotheses using eight years of budburst date observations of *Betula pendula* Roth, *Larix decidua* Mill., *Fraxinus excelsior* L., *Corylus avellana* L. and *Picea abies* L. across the entire French Alps.

Among these hypotheses, only the effect of soil temperature improved slightly the models' efficiency, although not significantly. Statistical compensatory effects between predicting variables might explain such result. Further controlled experiments are thus still required to determine whether hypotheses on cell elongation hold true for these species and might improve the models efficiency and robustness in future climatic conditions.