



HAL
open science

Caractérisation et modélisation de l'évolution des conditions météorologiques et d'enneigement dans les Alpes européennes

Diego Monteiro

► **To cite this version:**

Diego Monteiro. Caractérisation et modélisation de l'évolution des conditions météorologiques et d'enneigement dans les Alpes européennes. Sciences de la Terre. Université de Toulouse, 2024. Français. NNT : 2024TLSEP042 . tel-04631409

HAL Id: tel-04631409

<https://theses.hal.science/tel-04631409v1>

Submitted on 2 Jul 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Doctorat de l'Université de Toulouse

préparé à Toulouse INP

Caractérisation et modélisation de l'évolution des conditions
météorologiques et d'enneigement dans les Alpes
européennes

Thèse présentée et soutenue, le 26 avril 2024 par

Diego MONTEIRO

École doctorale

SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace

Spécialité

Océan, Atmosphère, Climat

Unité de recherche

CNRM - Centre National de Recherches Météorologiques

Thèse dirigée par

Samuel MORIN

Composition du jury

M. Gerhard KRINNER, Président et rapporteur, CNRS Alpes

M. Richard ESSERY, Rapporteur, The University of Edinburgh

Mme Juliette BLANCHET, Examinatrice, CNRS Alpes

Mme Nora HELBIG, Examinatrice, WSL-SLF

M. Samuel MORIN, Directeur de thèse, Météo-France

Remerciements

Cette section de remerciement, la dernière que j'écris, est sans doute la plus difficile à boucler. Je trouve ça toujours compliqué de devoir faire un bilan, d'autant plus lorsqu'il s'agit de trois années de vie aussi dense et riche.

Beaucoup de souvenirs me viennent en tête en pensant aux personnes à remercier. Mon début de stage de fin d'étude en confinement immédiat durant la pandémie, m'amenant à ne rencontrer mon futur encadrant de thèse qu'après trois mois d'échanges téléphoniques (et de transfert de données en ftp, faut bien travailler quand même!). La première conférence internationale à Vienne avec des collègues rapidement devenus des amis et les soirées au bar jusque tard le soir après nos présentations respectives passées. Les nombreuses discussions avec Samuel, quelles soient scientifiques ou quelles concernent le fonctionnement de la recherche et des institutions plus généralement.

L'expérience a été intense, autant du côté professionnel que personnel, avec des retournements qui évidemment débordent d'un côté comme de l'autre, puisqu'après tout, au travail on reste des êtres humains.

Et d'ailleurs, quel cadre le CEN a été en ce qui concerne les rencontres et le travail. Petit laboratoire (à taille humaine justement!) au bout du campus qu'on a peine à quitter et dans lequel j'ai réellement passé d'excellents moments.

Pour ça je dois remercier l'ensemble des personnes qui composent (et ont composé, parce que y'a du mouvement!) le CEN, pour leur accueil chaleureux, toujours sous le regard bienveillant de Marie, meilleure cheffe de labo pour sûr.

Je remercie l'équipe CENMOD qui m'a accueilli et m'a fait grandir professionnellement au travers des discussions scientifiques, et tout particulièrement Matthieu qui a été au cours de ces trois années un réel appui dans mes travaux de recherche, notamment lorsqu'il s'agit de tester la robustesse des études réalisées. Mathieu aussi, pour son appui technique souriant et sans faille dans les longues sessions de debugging d'AROME ou de SURFEX.

Évidemment, le bureau c'est l'endroit où j'ai probablement passé le plus de temps éveillé (quoique pas toujours) au cours des trois dernières années. Quel plaisir de l'avoir partagé avec Ange et Matthieu (cf. tableau des points chiants et compteur à moustiques), devenus maintenant bien plus que des collègues.

Je dois également remercier les collègues du CNRM à Toulouse et plus spécifiquement l'équipe MOSCA, en quelque sorte ma deuxième équipe de recherche de rattachement. Merci à Cécile et Antoinette pour leur temps et leurs disponibilités dans les nombreux méandres m'amenant à faire tourner AROME ainsi que la qualité de leurs conseils.

L'ensemble de cette expérience a été réalisé avec Samuel qui, malgré un emploi du temps surhumain s'est toujours trouvé disponible pour répondre à quelques sollicitations que ce soit. Son soutien et son encadrement ont été parfaits pour mon épanouissement dans le monde de la recherche, et c'est très certainement grâce à lui que j'y ai pris goût, pour cela je le remercie sincèrement.

Je suis bien obligé de terminer par Amélie. Merci d'avoir été là et de continuer à l'être, nos chemins respectifs sont côte à côte, depuis de nombreuses années déjà et j'espère pour de nombreuses à venir car j'adore les voies que nous empruntons tous les deux et ensemble.

Abstract

Mountain regions are unique, and particularly sensitive to changes in climate conditions. Under the influence of climate change, these regions have already undergone important modifications of their snow-meteorological conditions, resulting in higher temperatures and a decline in snow cover at low and intermediate elevations. These past trends are expected to continue in the future. In this context, the quantification of past and future climate conditions is proving to be the foundation for the development of in-depth knowledge concerning climate impacts and risks for human societies and ecosystems.

Due to their geographical characteristics, mountain regions present numerous challenges for characterizing their climate and its evolution. The observation networks that provide the main material for studies of past climate in the European Alps are sparse, or even virtually non-existent above 3000 m altitude, both historically and currently.

Furthermore, the horizontal resolution of the regional climate models used until recently (of the order of 10 km), limits their ability to represent past and future changes in the mountain snowpack and its main explanatory variables, temperature and precipitation.

In the first part, this thesis evaluates the ability of global and regional reanalyses (ERA5, ERA5-Land, MESCAN-SURFEX, CERRA-Land) and regional climate simulations (CNRM-ALADIN, CNRM-AROME) to represent snow-meteorological conditions over recent decades in the European Alps. While winter temperature, precipitation and snow depth climatologies are well simulated in ERA5, MESCAN-SURFEX and CERRA-Land, we highlight several artifacts responsible for incorrect climate trends. Conversely, despite strong overestimations of snow accumulation in ERA5-Land, CNRM-ALADIN and CNRM-AROME, the latter provide past trends consistent with the literature. Finally, we show that no single modeling strategy outperforms all others within our sample, and that upstream choices have important consequences for the quality and use that can be made of the datasets produced.

We then explore the potential of new high horizontal resolution (2.5 km) regional climate simulations performed with the CNRM-AROME model to provide robust climate information on past and future snow and meteorological conditions in the French Alps.

Although the simulations carried out with CNRM-AROME offer several advantages over the outputs of coarser-resolution regional climate models, namely temperature and precipitation fields closer to observational references, their evaluation highlights biases in snow cover, limiting its potential. These biases, also present in the results of the AROME model used for numerical weather prediction, have multiple causes, involving atmospheric processes and their influence on the surface, in addition to deficiencies in the surface model itself.

In a final section, we present improved configurations of the SURFEX-ISBA continental surface model used in CNRM-AROME, evaluated using coupled simulations covering the two winters of 2018-2019 and 2019-2020 in the European Alps. Our results show an improvement in the model's performance compared with the default version, thanks not only to improved model components but also to a better representation of the influence of the snowpack on the energy balance. These results open up prospects for the use of such configurations in climate simulations and numerical weather prediction with AROME.

Résumé

Les régions de montagne sont des régions singulières, particulièrement sensibles aux évolutions des conditions climatiques. Sous l'influence du changement climatique, ces régions ont déjà subi des modifications de leurs conditions nivo-météorologiques, se traduisant par une augmentation des températures et un déclin du manteau neigeux à basse et moyenne altitude. Il est projeté que ces tendances passées se poursuivent à l'avenir. Dans ce contexte, la quantification des conditions climatiques passées et futures se révèle être le socle indispensable à l'élaboration de connaissances approfondies concernant les impacts et risques climatiques pour les sociétés humaines et les écosystèmes.

En raison de leurs caractéristiques géographiques, les régions de montagne posent de nombreux défis pour caractériser leur climat et son évolution. Les réseaux d'observations qui fournissent le matériau principal des études sur le climat passé dans les Alpes Européennes sont éparés, voire quasi-inexistants au-dessus de 3000 m d'altitude, historiquement et actuellement.

De plus, la résolution horizontale des modèles climatiques régionaux utilisés jusqu'à récemment (de l'ordre de 10 km), limite leurs capacités de représentation des évolutions passées et futures du manteau neigeux en montagne et de ses principales variables explicatives, la température et les précipitations.

Dans une première partie, cette thèse évalue les capacités de réanalyses globales et régionales (ERA5, ERA5-Land, MESCAN-SURFEX, CERRA-Land) et de simulations climatiques régionales (CNRM-ALADIN, CNRM-AROME) à représenter les conditions nivo-météorologiques au cours des dernières décennies dans les Alpes Européennes. Si les climatologies de température, précipitations et hauteur de neige hivernales sont bien simulées dans ERA5, MESCAN-SURFEX et CERRA-Land, nous mettons en avant plusieurs artefacts responsables de tendances climatiques incorrectes. À l'inverse, malgré de fortes surestimations de l'accumulation de neige dans ERA5-Land, CNRM-ALADIN et CNRM-AROME, ces derniers fournissent des tendances passées cohérentes avec la littérature. Finalement, nous montrons qu'aucune stratégie de modélisation ne surpasse toutes les autres au sein de notre échantillon et que les choix en amont ont des conséquences importantes sur la qualité et l'usage qui peut être fait des jeux de données produits.

Nous explorons ensuite le potentiel de nouvelles simulations climatiques régionales à haute-résolution horizontale (2.5 km) réalisées avec le modèle CNRM-AROME pour fournir des informations climatiques robustes sur les conditions nivo-météorologiques passées et futures dans les Alpes françaises. Bien que les simulations réalisées avec CNRM-AROME présentent plusieurs avantages par rapport aux sorties des modèles climatiques régionaux à résolution plus grossière, à savoir des champs de températures et de précipitations plus proches des références observationnelles, leur évaluation met en évidence des biais en matière de couverture neigeuse, limitant son potentiel. Ces biais, également présent dans les résultats du modèle AROME utilisé pour la prévision numérique du temps, ont des causes multiples, impliquant des processus atmosphériques et leur influence sur la surface, en plus des déficiences du modèle de surface lui-même.

Nous présentons dans une dernière partie des configurations améliorées du modèle de surfaces continentales SURFEX-ISBA utilisé dans CNRM-AROME, évaluées au moyen de simulations couplées couvrant les deux hivers 2018-2019 et 2019-2020 dans les Alpes européennes. Nos résultats montrent une amélioration des performances du modèle par rapport à la version par défaut, grâce à l'amélioration des composants du modèle mais aussi à une meilleure représentation de l'influence du manteau neigeux sur le bilan d'énergie. Ces résultats ouvrent des perspectives pour l'utilisation de telles configurations pour les simulations climatiques et la prévision numérique du temps avec AROME.

Table des matières

1	Introduction	5
1.1	Définition des objets d'études	6
1.1.1	Le climat, définition et introduction	6
1.1.2	Les régions de montagne	6
1.1.3	Le manteau neigeux saisonnier	9
1.2	Le changement climatique : un élément perturbateur du milieu	16
1.2.1	Causes du changement climatique	16
1.2.2	Conséquences observées du changement climatique à grande échelle	17
1.2.3	Évolution passée du climat et de l'enneigement dans les Alpes européennes	19
1.2.4	Anticiper l'évolution future : les projections climatiques	22
1.3	Les outils de la connaissance du système climatique actuel	24
1.3.1	Observations	24
1.3.2	Modèles physiques pour la simulation du climat	28
1.3.3	Les produits hybrides	35
1.4	Verrous scientifiques et principales problématiques	39
2	Analyse multi-décennale des températures, précipitations et du manteau neigeux passées en hiver dans les Alpes européennes à partir de réanalyses, modèles climatiques et de jeux de données d'observations	41
2.1	Résumé de l'article	43
	Multi-decadal analysis of past winter temperatures, precipitation and snow cover data in the European Alps from reanalyses, climate models and observational datasets	44
2.2	Introduction	44
2.3	Data and Methods	47
2.3.1	Study domain	47
2.3.2	Variables of interest and indicators	47
2.3.3	Data	48
2.3.4	Evaluation methods	52
2.4	Results	55
2.4.1	Reference characteristics of the snow cover in the European Alps	55
2.4.2	Timing of the snow cover duration against MODIS observations	60
2.4.3	Interannual variability and trends	62

2.5	Discussion	68
2.5.1	Snow cover characteristics as seen by different modelling systems	70
2.5.2	On the complexity of assessing differences between modeling system	72
2.5.3	Representation of the interannual variability	72
2.5.4	Reliability of the trend values	73
2.6	Conclusion	74
2.7	Appendices	77
2.7.1	Reference characteristics of the Alpine snow cover	77
2.7.2	Interannual variability	80
2.7.3	Trends	84
3	Potentiels et limites du modèle à hautes-résolutions CNRM-AROME dans les Alpes françaises	89
3.1	Résumé de l'article	90
	Potential and limitations of convection-permitting CNRM-AROME climate modelling in the French Alps	91
3.2	Introduction	91
3.3	Material and Methods	93
3.3.1	Data	93
3.3.2	Methods	95
3.4	Results	97
3.4.1	Past climate conditions	97
3.4.2	Climate projections	100
3.5	Discussion	104
3.6	Conclusion	109
3.7	Appendices	111
4	Amélioration de la configuration de surface pour la simulation du manteau neigeux saisonnier dans les Alpes européennes avec le modèle climatique régional CNRM-AROME	113
4.1	Résumé de l'article	115
	Improvements of the land surface configuration to better simulate seasonal snow cover in the European Alps with the CNRM-AROME convection-permitting regional climate model	116
4.2	Introduction	116
4.3	Materials and methods	118
4.3.1	CNRM-AROME model	118
4.3.2	SURFEX : the surface platform	119
4.3.3	Land surface configurations	121
4.3.4	Geographical domain and simulations setup	126
4.3.5	Impact of the initialization (spin-up) approach on snowpack simulations	126
4.3.6	Observational references	127
4.3.7	Point-scale comparison, elevation bands analyses and used statistics	128
4.4	Results	131
4.4.1	Point-scale evaluation of snow depth values over the 2018-2019 winter	131
4.4.2	Snow cover duration evaluation using MODIS remote sensing data	132
4.5	Discussion	134
4.5.1	D95-3L : an overly simplistic configuration failing at reproducing the seasonal snowpack evolution	134
4.5.2	ES-DIF : an intermediate complexity surface configurations holding conceptual issues in coupled surface-atmosphere model if only one patch is used	135
4.5.3	ES-DIF-OPT : an optimized configuration towards addressing conceptual issues in snow representation in the ISBA LSM	137
4.5.4	Perspectives regarding error compensations and the effects of land surface atmosphere coupling	138
4.6	Appendices	143
4.6.1	Sensitivity of the snow cover fraction parameterization over vegetation	143
4.6.2	Impact of the initialization (spin-up) approach on snowpack simulations	145

4.6.3	All tested experiments	149
4.6.4	Multivariate comparison at four well-instrumented sites	151
5	Conclusions et perspectives	153
5.1	Approches hybrides dans les Alpes Européennes	153
5.2	Potentiels et limites de CNRM-AROME	155
5.3	Amélioration de la représentation de l'enneigement avec CNRM-AROME	156
5.4	Perspectives pour la représentation de l'enneigement avec CNRM-AROME	157
5.5	Les orientations des études sur le climat	158

CHAPITRE 1

Introduction

Contents

1.1	Définition des objets d'études	6
1.1.1	Le climat, définition et introduction	6
1.1.2	Les régions de montagne	6
1.1.3	Le manteau neigeux saisonnier	9
1.2	Le changement climatique : un élément perturbateur du milieu	16
1.2.1	Causes du changement climatique	16
1.2.2	Conséquences observées du changement climatique à grande échelle	17
1.2.3	Évolution passée du climat et de l'enneigement dans les Alpes européennes	19
1.2.4	Anticiper l'évolution future : les projections climatiques	22
1.3	Les outils de la connaissance du système climatique actuel	24
1.3.1	Observations	24
1.3.2	Modèles physiques pour la simulation du climat	28
1.3.3	Les produits hybrides	35
1.4	Verrous scientifiques et principales problématiques	39

1.1 Définition des objets d'études

Dans cette première section introductive, nous définissons les principaux objets et concepts d'études, et leurs caractéristiques générales pertinentes pour l'analyse qui en est faite par la suite.

1.1.1 Le climat, définition et introduction

L'usage scientifique contemporain définit le climat d'un espace donné comme la distribution des valeurs des variables atmosphériques et/ou de surfaces qui déterminent les conditions environnementales de cet espace sur une période donnée. C'est une définition qui se concentre sur l'importance des conditions météorologiques pour les activités humaines, par un prisme anthropocentré.

Cette distribution des variables atmosphériques et de surface est souvent caractérisée par un état moyen, et un ensemble de fluctuations de fréquences caractéristiques variables. L'état moyen et ses fluctuations peuvent être définis sur des périodes allant de quelques décennies à plusieurs millions d'années.

Les fluctuations sont produites par des phénomènes physiques agissant sur une large gamme d'échelles spatio-temporelles, et peuvent être de différentes natures, définissant des modes de variabilité dont l'amplitude de l'effet est fortement dépendante de la variable d'intérêt. Les phénomènes physiques d'origine "naturelle" peuvent être distingués entre ceux qui constituent la variabilité interne du système climatique, résultant des interactions entre ses différentes composantes et de son caractère instable et chaotique, et la variabilité forcée, qui comprend tous les forçages externes au système climatique.

Voici ci-après quelques mécanismes responsables des fluctuations du climat sur des échelles de temps variables :

- Millénaire et globale du fait des cycles de milankovitch, moteur principal des transitions des périodes glaciaires et inter-glaciaires sur le dernier million d'années.
- Saisonnière et globale du fait de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan solaire.
- Pluri-annuelle et régionale pour l'ENSO (El Nino Southern Oscillation), dont la manifestation cyclique est associée à la variabilité de l'intensité des alizés et des périodes de refroidissement/réchauffement de partie de l'océan pacifique altérant la circulation atmosphérique régionale entre l'équateur et les pôles.
- Multi-décennale et régionale pour l'AMV (Atlantic Multidecadal Variability) qui est associée à de faibles variations de la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord (O'Reilly et al., 2017).

La distribution des conditions météorologiques est définie sur une période de temps suffisamment longue pour qu'elle soit représentative de chaque période de durée équivalente choisie dans le même état climatique. (i.e. sans perturbation de l'état).

Le climat est ainsi un concept général qui peut avoir des significations bien différentes suivant l'objet d'étude et la discipline scientifique, en particulier en ce qui concerne l'échelle spatio-temporelle de référence pour son étude.

Pour l'étude du climat contemporain et de ses évolutions (du 19^e aux 21^e siècle), l'Organisation météorologique mondiale (OMM) définit par convention le climat sur des périodes de 30 ans. Cette définition permet d'une part de disposer de suffisamment de valeurs annuelles pour en tirer des valeurs statistiques pertinentes, et d'autre part de limiter l'effet des fluctuations décennales des conditions météorologiques dans l'estimation des valeurs de référence climatologiques (dont la moyenne est dénommée "normale").

1.1.2 Les régions de montagne

Les régions de montagne constituent des milieux géographiques présentant une large gamme d'altitude et une topographie accidentée (voir Figure 1.1).

Du fait de la forte topographie et de l'influence de cette dernière sur les écoulements atmosphériques, les régions de montagne sont soumises à une forte variabilité de leurs conditions atmosphériques de surface. Au premier ordre, ces zones présentent une variabilité climatique régionale de la température montrant un fort étagement vertical (voir Figure 1.2).

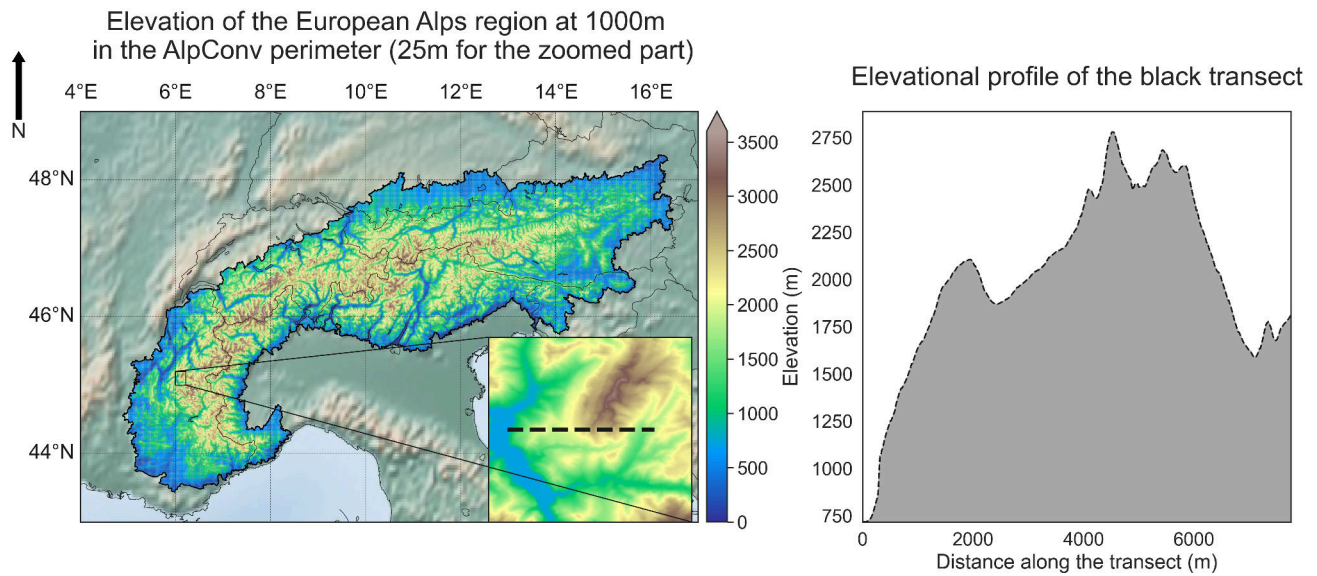


FIGURE 1.1 : Topographie des Alpes Européennes (à 1000 m de résolution) dans les contours définis par la Convention Alpine (Convention, 2020) et profil d'altitude le long d'un transect horizontal dans le massif des Grandes-Rousses en France à 25 m de résolution.

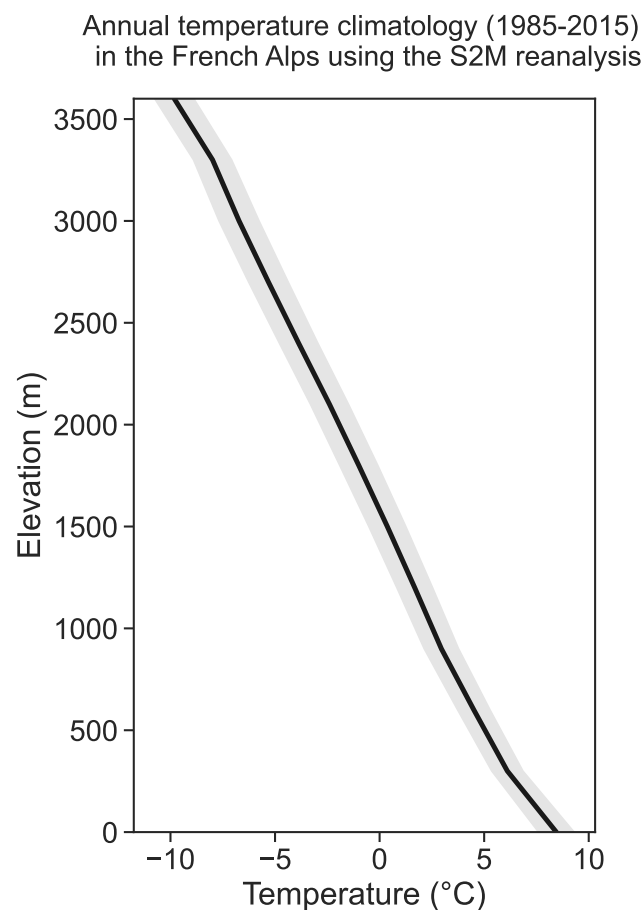


FIGURE 1.2 : Climatologie des températures moyennes annuelles de l'air proches de la surface sur la période 1985-2015 dans les Alpes Françaises à partir de la réanalyse S2M (Vernay et al., 2022). Le trait plein représentent la moyenne sur les 30 années, la zone grisée la variabilité inter-annuelle (un écart-type).

Dans les Alpes Européennes, principalement soumises à un climat continental et tempéré, ces conditions entraînent la coexistence d'un grand nombre d'écosystèmes spécifiques dans un espace restreint. On peut ainsi observer la présence dans un même bassin versant de plaines alluviales, de forêts subalpines, de prairies alpines et de glaciers, avec un manteau neigeux saisonnier qui peut y jouer un rôle substantiel.

Chacune des composantes présentes en surface affectent plus ou moins fortement en retour les conditions atmosphériques proches de la surface, ainsi que les grandeurs physiques qui caractérisent l'état de la surface et du sol.

Dans cette thèse, nous nous intéresserons plus particulièrement à l'une des composantes spécifiques de ces régions, le manteau neigeux saisonnier.

1.1.2.1 L'importance du manteau neigeux saisonnier

Le manteau neigeux saisonnier désigne la neige recouvrant les surfaces de façon saisonnière, c'est à dire qu'elle fond totalement au moins pendant l'été. Dans les Alpes Européennes, sa formation débute à l'approche de l'hiver, et sa disparition totale s'étale de la fin de l'hiver à l'été, variant en extension et en durée d'une année à l'autre en fonction des conditions atmosphériques qui composent l'année, ainsi que de sa localisation dans la chaîne de montagne. Les facteurs influençant sa variabilité sur une large gamme d'échelles sont développés dans les parties suivantes.

La Figure 1.3 montre que le manteau neigeux saisonnier couvre en moyenne de 50% à 80% des surfaces durant plusieurs mois de l'année dans les Alpes européennes (Gascoïn et al., 2022).

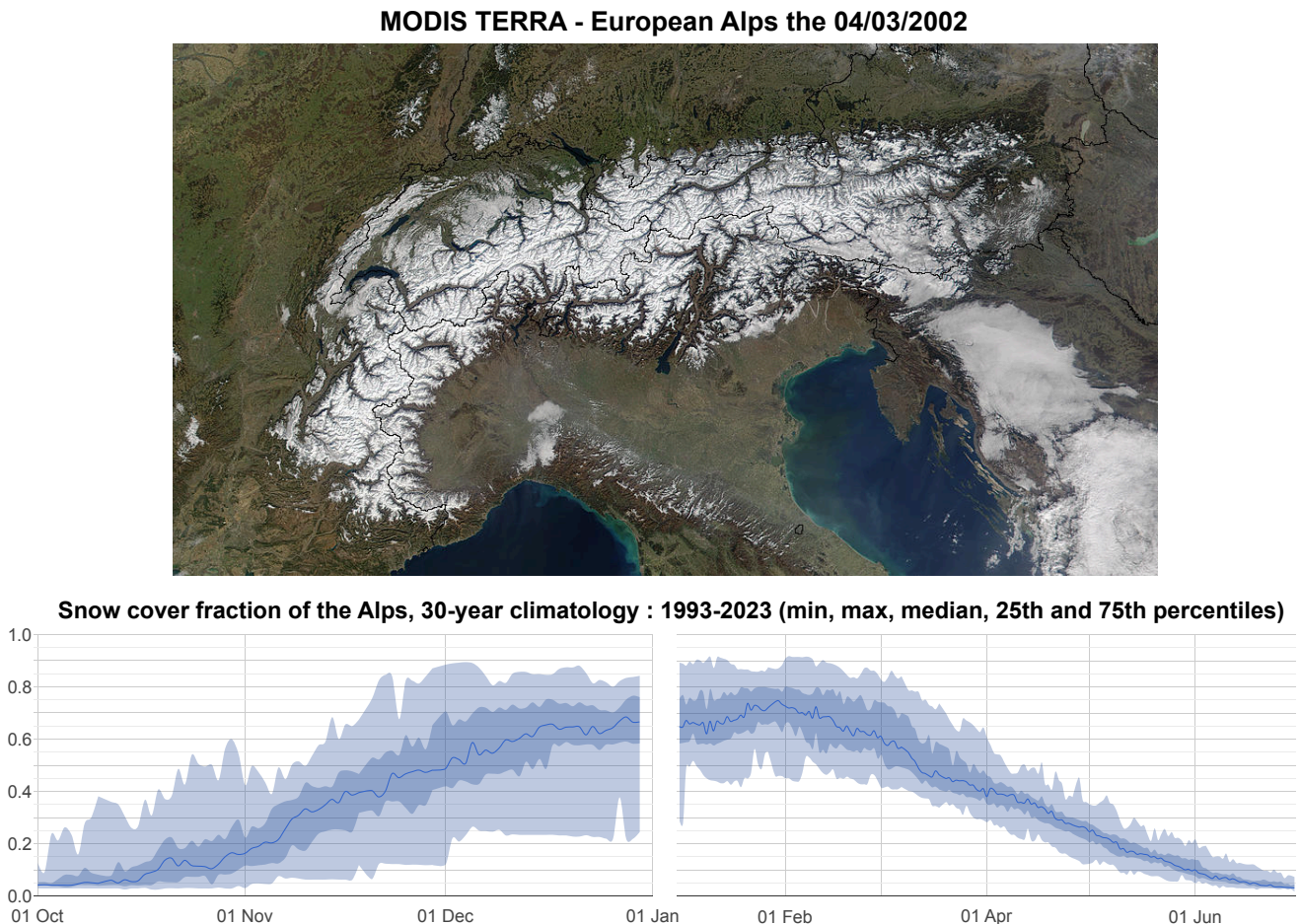


FIGURE 1.3 : MODIS/TERRA visible images the 04/03/2002. Snow cover fraction climatology over 1993-2023, with min, max, median, 25th and 75th quantiles range in blue shaded areas, from Gascoïn et al. (2022)

La présence de la neige au sol (manteau neigeux) est un élément clé agissant sur les dynamiques des conditions atmosphériques, de l'état de la surface et du sol, avec des effets en cascades pour un grand nombre de socio-écosystèmes présents en montagne et en aval.

Les caractéristiques physiques du manteau neigeux, plus particulièrement son albédo et sa faible conductivité thermique modifient profondément le bilan d'énergie de la surface et du sol sous-jacent, en réfléchissant la majeure partie du rayonnement solaire, et en constituant un isolant thermique entre le sol et l'atmosphère proche de la surface.

Le manteau neigeux est constitué de particules de glace, qui font de lui une réserve d'eau douce substantielle, stockée une partie de la saison hivernale en surface, puis relâchée progressivement par ruissellement lors de la fonte. Il module ainsi fortement les apports en eau des milieux et du réseau hydrologique de montagne et se retrouve être un composant essentiel des dynamiques des bassins versants des régions de montagne et en aval.

1.1.2.2 Les activités humaines dans les régions de montagne

Malgré la rudesse des conditions climatiques inhérentes aux régions de montagne, dans les Alpes Européennes, les sociétés humaines sont très largement installées, avec une population estimée à 13 millions de personnes (CIPRA) dans les contours définis par la Convention Alpine (Convention, 2020)).

Dans cette région, leurs activités sont multiples et intégrées à l'environnement montagneux, dont une des spécificités est la variété des fonctions que peut revêtir le manteau neigeux saisonnier.

La topographie spécifique fait des Alpes Européennes un environnement favorable à la production hydroélectrique via l'installation de barrages. Pour la France, celle-ci assure 11 à 12% de l'énergie électrique totale produite, dont plus de 50% dans les régions alpines seules ((RTE), 2022). La quantité d'eau au niveau des barrages situés dans les bassins versants incluant des zones au manteau neigeux substantiel est ainsi fortement dépendante des retenues et apports liés au stockage et à la fonte de la neige dans le bassin versant. Le manteau neigeux est dans ce cas un élément parmi d'autres à prendre en compte dans l'activité avec des effets potentiels sur son fonctionnement.

Le manteau neigeux est une ressource essentielle pour les usages domestiques de l'eau pour la population pérenne et touristique, ainsi que pour les usages agricoles de ces régions et en aval, puisqu'il affecte de manière importante les débits des rivières et des fleuves (Bavay et al., 2013). Il faut ici aussi tenir compte des usages industriels à forte consommation d'eau (e.g. micro-électronique et métallurgie, par exemple dans le bassin grenoblois, (Grenoble Alpes, 2021)).

Le manteau neigeux constitue aussi la ressource principale conditionnant le maintien d'activité de loisirs et de tourisme. Le tourisme occupe aujourd'hui une place centrale dans l'économie des régions de montagne (INSEE). Dans cette catégorie, l'exploitation de la montagne par les stations de sport d'hiver représente une part importante de l'économie touristique et repose en grande partie sur la présence d'un manteau neigeux suffisant (Marty, 2013; Morin et al., 2021).

Le manteau neigeux induit également des enjeux en matière de risques naturels. Sa fonte rapide lors d'épisode de pluie sur neige par exemple, peut engendrer des crues éclair des rivières et fleuves, entraînant un risques d'inondations en aval. Les caractéristiques du manteau neigeux jouent un rôle central dans le déclenchement et la propagation des avalanches de neige, qui constituent un enjeu important pour les infrastructures et villages de montagne, ainsi que pour les activités de loisirs qui s'y déroulent.

1.1.3 Le manteau neigeux saisonnier

1.1.3.1 La variabilité de la déposition de neige au sol

La formation d'un manteau neigeux saisonnier débute par la chute de neige et son accumulation au sol. Dans les Alpes Européennes, une grande partie des chutes de neige substantielles sont associées à la circulation atmosphérique de large échelle (i.e. méso-échelle à synoptique) amenant des masses d'airs humides et perturbées. Ces flux humides interagissent avec les chaînes de montagnes lorsqu'ils s'en approchent et les traversent, modulant l'intensité et la phase des précipitations (pluie ou neige). Les précipitations résultant de ces interactions sont regroupées sous le terme de précipitations orographiques.

Il existe un large ensemble de façons dont l'orographie peut altérer le flux atmosphérique de large échelle, atténuant ou intensifiant les précipitations à l'échelle régionale, en fonction de la vitesse et de la direction du flux par rapport à la chaîne de montagne, de la quantité d'humidité transportée et de la stratification de l'atmosphère

proche de la surface (Houze, 2012; Colle et al., 2013). Néanmoins, le principal effet de l'orographie est de forcer mécaniquement le soulèvement de la masse d'air humide à son approche, refroidissant la colonne d'air, provoquant la condensation puis la chute des hydrométéores sous forme solide ou liquide. Cet effet dynamique tend à intensifier la chute des précipitations sur les massifs au vent du relief et proche de la zone de soulèvement initial, avec un maximum proche des crêtes et l'atténuer sous le vent et loin de la zone de soulèvement initial du fait de l'assèchement progressif de la masse d'air, avec un minimum généralement situé en vallée (Houze, 2012; Mott et al., 2018). Ainsi, une part importante de la variabilité de méso-échelle des précipitations peut-être directement reliée à la direction majoritaire du flux synoptique amenant ces masses d'airs humides perturbées.

Dans la partie ouest des Alpes Européennes, cet effet explique le gradient Nord-Ouest/Sud-Est des précipitations hivernales, du fait de la prévalence des régimes d'ouest et de nord-ouest amenant les principales perturbations sur cette partie des Alpes (voir Figure 1.4).

Winter (Nov-Apr) precipitation climatology over 1985-2015 from LAPrec dataset

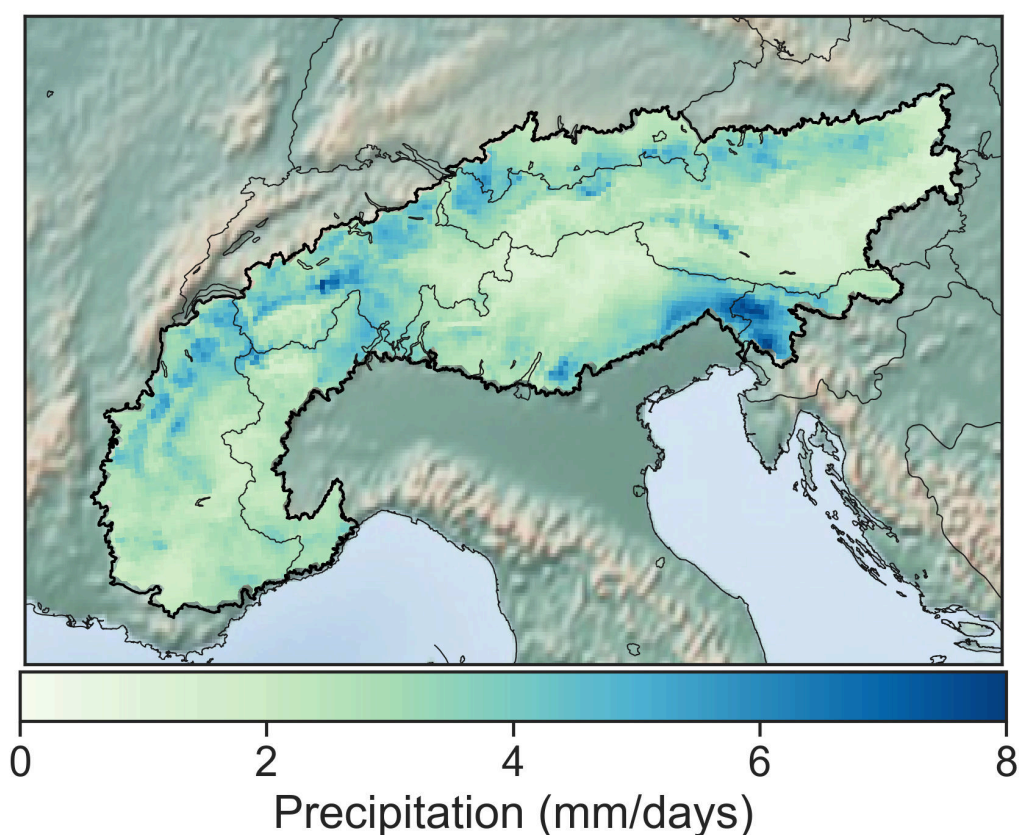


FIGURE 1.4 : Climatologie des précipitation hivernales sur la période 1985-2015 dans les Alpes Européennes à partir du jeu de données LAPrec (F. Isotta et al., 2021a)

Ces phénomènes expliquent la variabilité des précipitations à l'échelle de la chaîne de montagne. Il convient toutefois d'ajouter un second facteur pour expliquer la variabilité des chutes de neige à large échelle, il s'agit du profil de température de l'air au moment des précipitations.

Du fait de la distribution altitudinale des températures, les chutes de neige sont plus fréquentes aux altitudes élevées. L'altitude qui marque la délimitation entre précipitations liquides et solides lors d'un événement précipitant est appelée limite pluie-neige. À la variabilité des précipitations s'ajoute ainsi un second découpage

qui zone verticalement la quantité de neige qui tombe au sol pour une région donnée. Ce découpage délimite la zone limite d'enneigement, variant fortement d'une année à l'autre (voir Figure 1.5)

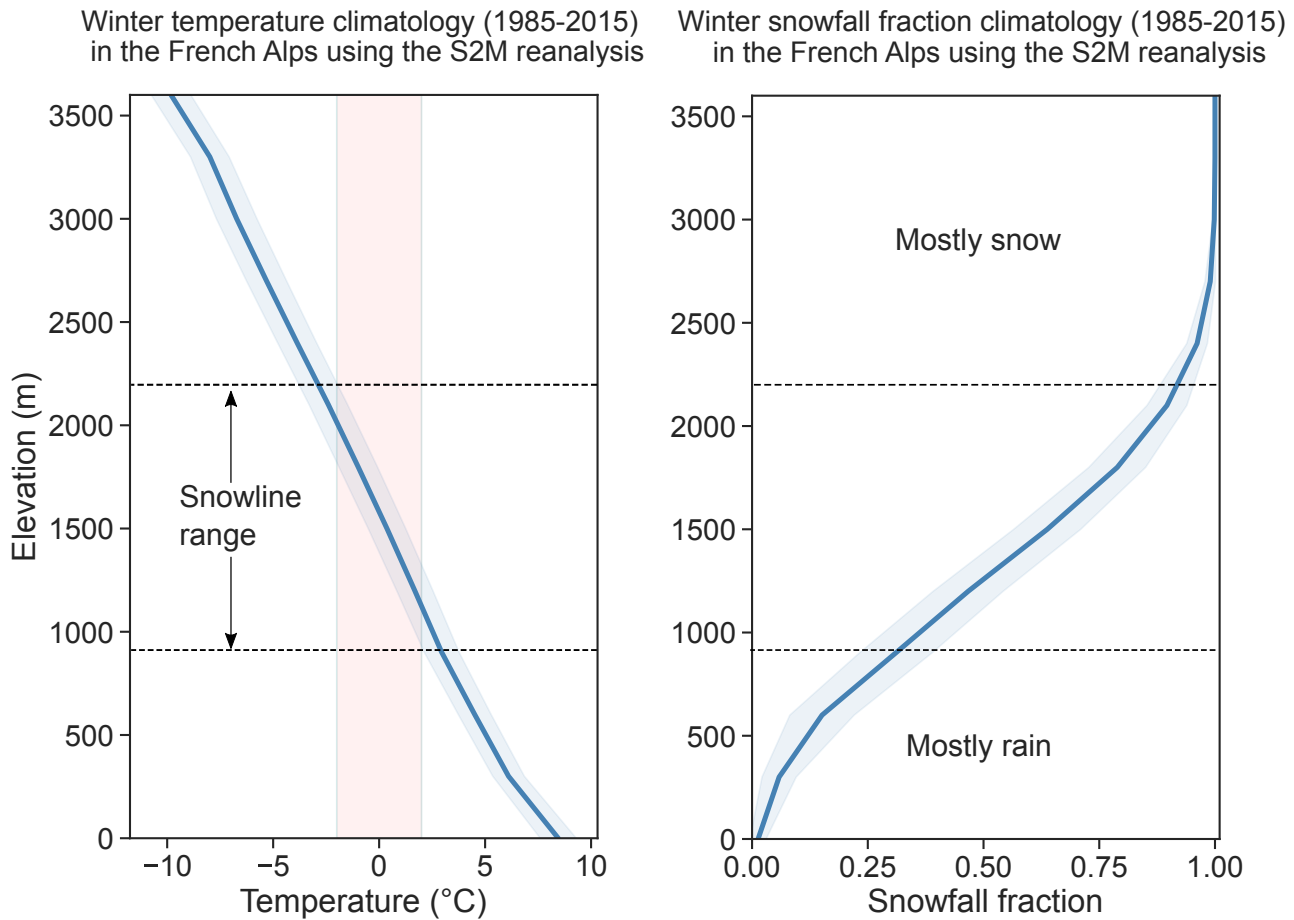


FIGURE 1.5 : Climatologie des températures et de la fraction de précipitation solides sur les mois allant de novembre à avril sur la période 1985-2015 dans les Alpes Françaises à partir de la réanalyse S2M (Vernay et al., 2022). Les traits pleins représentent la moyenne sur les 30 années, les zones grisées la variabilité inter-annuelle (1 écart-type). La zone rouge grisée encadre les isothermes -2°C et $+2^{\circ}\text{C}$, gamme de température dans laquelle les deux phases des précipitations (solides et liquides) peuvent coexister.

Malgré la présence d'un grand nombre d'autres processus générateurs de variabilité du manteau neigeux saisonnier explicités plus loin, les connaissances scientifiques s'accordent sur le fait que, dans un contexte climatique donné, les précipitations et l'altitude (via la température et majoritairement ses effets sur les précipitations) restent les facteurs dominant la variabilité du manteau neigeux saisonnier à l'échelle régionale (Fayad et al., 2017; Tennant et al., 2017; Mott et al., 2018).

Un certain nombre de processus peuvent néanmoins conduire à une forte variabilité de l'accumulation de neige au sol lors du dépôt à l'échelle des crêtes et des pentes, c'est-à-dire à des échelles décamétriques à hectométriques. Ces processus qui affectent la répartition des chutes de neige résultent principalement de l'interaction entre les flux atmosphériques et le terrain à l'échelle locale. Mott et al. (2018) les distinguent en deux principales catégories :

- L'intensification des chutes de neige liée à la formation de nuages bas au niveau des crêtes, constituant un réservoir d'humidité supplémentaire pour la croissance des flocons lors de leur chute, favorisant l'accumulation près des crêtes.
- La déposition préférentielle des chutes de neige, causée par des divergences et des convergences locales dans

le champ de vitesse du vent déformé par la géométrie de la crête, favorisant l'accumulation de neige sous le vent du relief au détriment de la déposition au vent du relief, avec un maximum à proximité de la crête.

1.1.3.2 La redistribution après son dépôt

Outre son évolution au cours de la saison sous l'effet des processus physiques qui s'y déroulent, la répartition du manteau neigeux saisonnier, même en l'absence de chutes de neige, peut être fortement affectée à l'échelle de la pente, par deux processus principaux (Freudiger et al., 2017; Mott et al., 2018) :

- Le transport de neige par le vent, défini comme le transport de particules détachées du manteau neigeux selon trois principaux modes de déplacement (saltation, reptation et suspension) (Pomeroy et al., 1998). Notons qu'on associe généralement au transport de neige par le vent une intensification de la sublimation, notamment lors de la mise en suspension des particules de neige (Strasser et al., 2008). Selon Haddjeri et al. (2023), l'amplitude de la redistribution induite par ces processus joue un rôle dominant près des crêtes et des sommets à haute altitude, mais est moins importante que la variabilité des chutes de neige aux altitudes basses et intermédiaires.
- Les avalanches de neige. La fréquence et l'intensité de cette redistribution gravitaires sont plus fortes pour les pentes élevées.

Ces processus, comme ceux discutés dans les sections suivantes, peuvent localement générer des variations considérables dans les caractéristiques du manteau neigeux, pouvant rendre l'utilisation de mesures ponctuelles difficile et délicate en termes de représentativité. La diversité de ces processus et leur échelle d'action caractéristique doivent également être prises en compte lors de l'élaboration d'approches de modélisation physique pour représenter le manteau neigeux des montagnes à différentes échelles.

1.1.3.3 Évolution du manteau neigeux, principes généraux

Déposés en quantité suffisante pour ne pas fondre instantanément, les flocons s'accumulent et forment progressivement un manteau neigeux. Loin d'être inerte, le manteau neigeux subit d'importantes modifications au cours de la saison, en fonction des nouvelles chutes de neige et de l'évolution des conditions météorologiques près de la surface, de sa localisation géographique sur le relief et de l'environnement dans lequel il se situe. De nombreux facteurs influencent son évolution, générant une grande variabilité dans sa distribution spatiale.

Le manteau neigeux est un matériau poreux à base de glace dont l'agencement définit sa microstructure, et dans lequel l'eau coexiste généralement sous ses trois phases (glace, eau liquide et vapeur d'eau). Dans un contexte où sa température est fréquemment proche du point de fusion de la glace (0°C), le manteau neigeux est en perpétuelle évolution, sous l'influence des échanges thermiques avec l'atmosphère à sa surface, le sol à sa base, et à l'intérieur de lui-même du fait de l'hétérogénéité de ses caractéristiques physiques sur la verticale, principalement régie par la stratification induite par les chutes de neige successives. Ces échanges d'énergie modifient la microstructure de ses couches dans une série de processus appelés métamorphisme. (Fierz et al., 2009).

Au cours d'une saison hivernale, la succession d'événements météorologiques altère progressivement la structure du manteau neigeux, modifiant ses propriétés par métamorphisme, déposant de la neige fraîche ou conduisant à sa fonte partielle. L'intermittence de ces différents événements entraîne une hétérogénéité verticale de ses caractéristiques. Par conséquent, à des fins d'étude et de modélisation, le manteau neigeux est généralement divisé en couches dont les caractéristiques sont considérées comme homogènes en termes d'un certain nombre de quantités macroscopiques (température, masse, teneur en eau liquide, densité) et microscopiques (variables géométriques caractérisant sa microstructure, présence d'impuretés).

Les principaux échanges d'énergies qui affectent l'évolution du manteau neigeux sont illustrés sur la figure 1.6. Les modes de transfert de chaleur à l'interface entre la surface du manteau neigeux et l'atmosphère dominent l'évolution du manteau neigeux au premier ordre (Anderson, 1976) et peuvent être résumées en deux principales catégories :

- Les échanges d'énergie radiative, résultant de l'absorption du rayonnement incident (rayonnement solaire visible et proche infrarouge, rayonnement thermique atmosphérique), de la réflexion du rayonnement solaire et de l'émission du rayonnement infrarouge (thermique) par le manteau neigeux.

- Les échanges turbulents, séparés en flux de chaleur sensible (i.e. transfert direct de chaleur) et flux de chaleur latente (i.e. lié au changement de phase de l'eau). Ces échanges sont générés par les gradients de température et d'humidité entre l'atmosphère proche de la surface et la surface, et par la turbulence comme mécanisme de mélange.

Au sein du manteau neigeux, les échanges de chaleur sont principalement liés aux flux de chaleur par conduction (i.e. induits par le gradient thermique entre les différentes couches de neige), à la pénétration du rayonnement solaire incident, ainsi qu'au dégagement de chaleur latente lors des changements de phases de l'eau (i.e. regel, fonte, sublimation) (Anderson, 1976 ; Brun et al., 1989 ; Vionnet et al., 2012). Les échanges de chaleurs entre la base du manteau neigeux et le sol se font principalement par conduction thermique et changement de phase de l'eau.

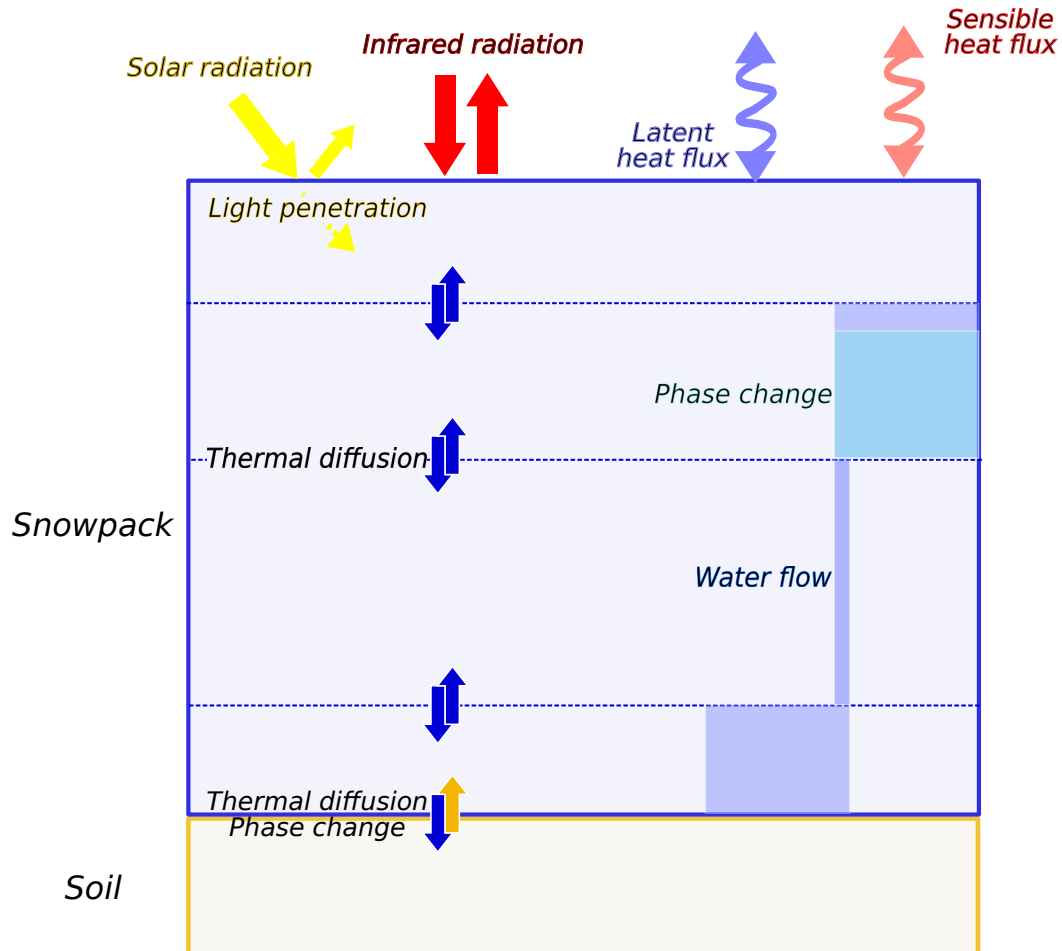


FIGURE 1.6 : Illustration schématique des principaux modes d'échanges d'énergies d'un manteau neigeux, à sa surface, à sa base et en son sein.

La fonte du manteaux neigeux Dans la bande de latitudes intermédiaires (30°-60°) dans laquelle se situent les Alpes Européennes, la fonte du manteau neigeux se produit majoritairement à l'arrivée du printemps sous l'effet de l'augmentation du rayonnement solaire incident. Mais dans l'ensemble, c'est le bilan énergétique à la surface du manteau neigeux qui détermine l'occurrence et l'intensité de la fonte. peut donc se produire à différents moments de la saison, en fonction des conditions météorologiques et de l'état du manteau neigeux. Par exemple, les échanges turbulents à la surface du manteau neigeux, bien que faibles lorsqu'ils sont moyennés sur l'ensemble

de l'hiver, peuvent dépasser les flux radiatifs sur des périodes allant de quelques heures à quelques jours (Hock, 2005).

1.1.3.4 Les éléments générateurs de variabilité du manteau neigeux saisonnier lors de son évolution

La topographie La forte variation topographique des régions de montagne explique une large partie de la variabilité du manteau neigeux saisonnier au cours de son évolution.

Déjà évoquée plus tôt pour expliquer la variabilité de l'accumulation de neige, l'altitude joue un rôle clé dans son effet sur la quantité de rayonnement infrarouge atteignant la surface et sur la température de l'air proche de la surface. Ces facteurs déterminent une grande partie de l'énergie disponible pour la fonte et génèrent en moyenne une composante altitudinale de l'amplitude de la fonte.

L'orientation a un impact immédiat sur la quantité de rayonnement solaire absorbée, puisqu'elle détermine la durée d'exposition des surfaces. Ainsi, aux latitudes tempérées dans l'hémisphère nord, ce sont les pentes orientées nord qui reçoivent le moins d'énergie, à l'inverse des pentes sud qui en reçoivent le maximum, induisant un enneigement généralement plus abondant sur les pentes nord que sur les pentes sud (López-Moreno et al., 2013 ; Saydi et Ding, 2020). L'effet de l'angle de la pente vient se cumuler à l'effet de l'orientation sur l'énergie absorbée aux latitudes intermédiaires. En effet, la pente modifie l'angle d'incidence du rayonnement solaire avec la surface, entraînant en hiver et au début du printemps un accroissement de l'énergie absorbée sur les surfaces pentues et exposées.

Enfin, pour un point donné, l'effet de la topographie environnante est multiple, puisqu'elle peut réduire le rayonnement solaire incident par ombrage, mais aussi en réfléchir une partie et en émettre du fait de sa température de surface, exerçant ainsi une influence sur les surfaces environnantes.

L'ensemble de ces facteurs topographiques explique une grande partie des caractéristiques du manteau neigeux saisonnier à l'échelle hectométrique et kilométrique (M. Clark et al., 2011 ; Freudiger et al., 2017).

Les interactions entre la végétation et le manteau neigeux Les interactions entre la végétation et le manteau neigeux saisonnier exercent une forte influence sur ce dernier, dont l'effet est particulièrement important dans le cas d'une végétation plus haute que la hauteur du manteau neigeux. Les principaux effets sont liés à l'interception et à l'ombrage.

Pendant la période d'accumulation, une partie de la neige tombant est interceptée par les branches et le feuillage des arbres, créant un déficit de neige dans un certain rayon autour de chaque arbre (en fonction de sa taille et des caractéristiques de son feuillage). Une partie de la neige interceptée, qui est plus exposée au rayonnement solaire et à la sublimation, est généralement perdue avant d'atteindre le sol, ce qui réduit l'accumulation de neige au sol dans les zones forestières par rapport aux zones ouvertes (Freudiger et al., 2017 ; Sicart et al., 2023).

La canopée a une double influence sur le bilan énergétique à la surface du manteau neigeux, en réduisant la quantité de rayonnement solaire incident grâce à l'ombrage, tout en émettant un rayonnement infrarouge en raison de sa température.

Le processus dominant entre l'interception de la neige, réduisant l'accumulation et l'effet masquant du rayonnement solaire sur la réduction de la fonte est dépendant d'un grand nombre de facteurs (exposition, climat, types de forêt) et difficile à généraliser (Gelfan et al., 2004). Les études suggèrent que l'impact de l'interception sur l'accumulation de neige est substantiel, puisqu'il peut concerner jusqu'à 60% des chutes de neige (et réduire la quantité de neige tombant au sol jusqu'à 30-40% du fait de la sublimation) (Pomeroy et al., 1998 ; Musselman et al., 2008). De son côté, la réduction de la fonte par ombrage peut entraîner jusqu'à 25% d'accumulation de neige supplémentaires sur le versant nord des arbres, diminuant la vitesse de fonte d'un facteur 1.5 à 2 et ainsi fortement accroître la durée d'enneigement total (Gelfan et al., 2004 ; Musselman et al., 2008). Certaines études montrent que dans certains cas les deux effets peuvent se compenser en ce qui concerne la date de fonte du manteau neigeux (M. Clark et al., 2011), avec une disparition synchrone du manteau neigeux pour les zones ouvertes et forestières, malgré une accumulation près de deux fois inférieure sous la canopée (Musselman et al., 2008).

Bien que l'échelle de variabilité spatiale induite par la présence de la végétation, de l'ordre du mètre à la dizaine de mètre est faible, l'effet de la présence d'une forêt sur l'hydrologie à l'échelle d'un bassin versant est substantiel, s'agissant d'effets intégrés.

L'effet d'une couverture partielle de neige Les facteurs abordés précédemment l'ont été en considérant une surface enneigée relativement homogène. Cependant, à l'approche de la fin de la saison de fonte, du fait de l'ensemble des processus amenant à une variabilité dans l'accumulation et la fonte du manteau neigeux, il est fréquent que jusqu'à des échelles de l'ordre de quelques mètres, des surfaces enneigées côtoient des surfaces intégralement déneigées (Mott et al., 2018).

Ces hétérogénéités génèrent de grandes disparités concernant l'énergie reçue par les surfaces et d'important gradients horizontaux de températures peuvent se mettre en place, dans le sol et dans l'air près de la surface. Il est estimé que l'advection de chaleur entre les zones non-couvertes et couvertes de neige peut avoir un impact notable sur la vitesse de fonte du manteau neigeux (C. B. Ménard et al., 2014 ; Mott et al., 2018).

Conclusion Un ensemble de facteurs, dont l'effet sur la variabilité du manteau neigeux saisonnier est décrit individuellement plus haut, se combinent, s'amplifiant ou s'atténuant, amenant à une plus ou moins grande variabilité spatiale du manteau neigeux à des échelles allant de la pente au bassin versant. Selon Tennant et al. (2017), étudiant la variabilité du manteau neigeux saisonnier à l'échelle d'un bassin versant dans les Rocheuses (aux États Unis d'Amérique), l'altitude reste le facteur qui explique la plus grande part de la variabilité du manteau neigeux dans les sites avec une importante présence de végétation, tandis que l'orientation domine dans les sites alpins ouverts.

Ainsi, en fonction de l'échelle d'intérêt, la modélisation du manteau neigeux et de ses effets sur l'hydrologie et l'état physique des surfaces doit requérir la prise en compte d'un grand nombre de processus. À l'échelle du bassin versant, pertinente pour l'hydrologie et un grand nombre d'études d'impacts du changement climatique, une approche par la modélisation physique nécessite une résolution suffisamment fine pour capturer une large part des variations altitudinales, la prise en compte des autres facteurs topographiques (orientations et pentes) ainsi que l'impact de la végétation si son influence peut être substantielle dans la zone d'étude.

1.2 Le changement climatique : un élément perturbateur du milieu de montagne et de son manteau neigeux

Un changement climatique dénote la modification de l'état du climat d'un espace donné sur une période de temps suffisamment longue. On quantifie celui-ci par des changements persistants (i.e. de l'ordre de plusieurs décennies) de l'état moyen et/ou de la variabilité de grandeurs physiques utilisées pour décrire l'état de l'atmosphère ou de la surface. Ces changements persistants peuvent être causés par des processus internes aux composantes du système climatique qui contribuent à la variabilité interne du climat (e.g. les fluctuations décrites dans la section 1.1.1) ou par des forçages externes au système climatique en lui-même : on parle alors de variabilité forcée. Ces forçages externes sont de différentes natures et incluent les changements d'intensité de l'énergie solaire reçue, l'effet des éruptions volcaniques ainsi que les modifications anthropiques persistantes de la composition de l'atmosphère et du changement d'usage des sols.

1.2.1 Causes du changement climatique

Il est depuis de nombreuses décennies attesté que le système climatique qui caractérise l'époque contemporaine (i.e. du début du 20^e siècle à nos jours) est en déséquilibre énergétique, c'est à dire qu'il s'éloigne de l'état dans lequel il se trouvait auparavant. Le déséquilibre se manifeste en pratique par la modification de l'état moyen et de la variabilité de l'état de ses composantes (océan, atmosphère et surface continentales), entraînant de nombreux impacts pour l'ensemble des socio-écosystèmes de notre planète. Ce changement climatique est généralement illustré par l'évolution temporelle d'un indicateur physique : la moyenne planétaire de la température de l'air proche de la surface. De 1850-1900 à 2011-2020, celle-ci a augmenté de 1.09 [0.84 à 1.10]^oC (Climate Change (IPCC), 2023a) (voir Figure 1.7), avec un taux de réchauffement variant selon les décennies et qui a augmenté depuis les années 1970.

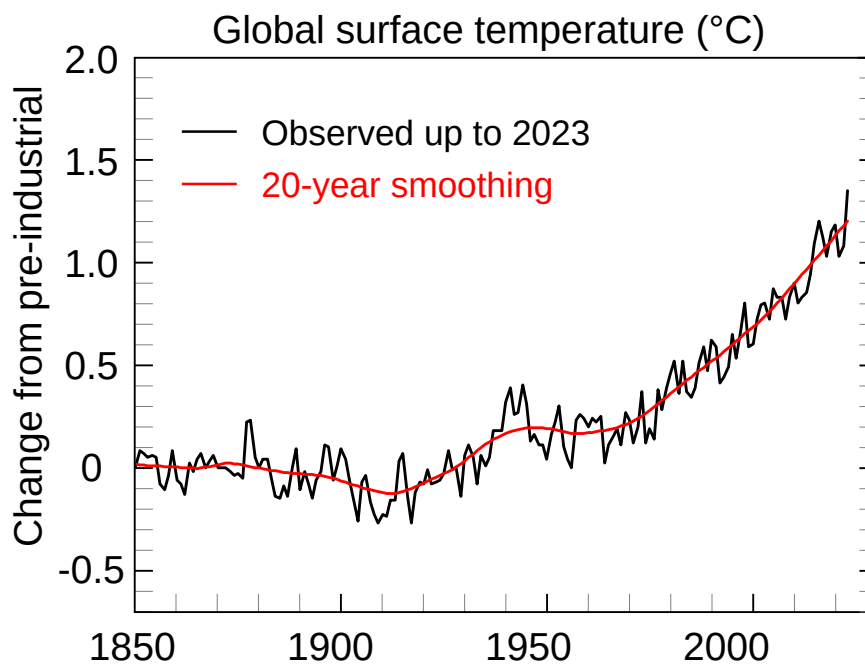


FIGURE 1.7 : Changements de la température de surface mondiale lors des 170 dernières années (ligne noire) par rapport à l'ère pré-industrielle (1850-1900) et en moyenne annuelle. Figure SPM.1b (Climate Change (IPCC), 2023a)

Suggéré depuis la fin du 19^e siècle à plusieurs reprises (Arrhenius, 1896 ; Callendar, 1938 ; Manabe et Wetherald, 1967), l'établissement d'un lien de causalité entre l'augmentation de la température de l'air et l'augmentation de

la concentration de gaz à effet de serre (le dioxyde de carbone principalement) dans l'atmosphère a attendu les années 1970-1980 pour faire consensus dans la communauté scientifique. La conférence mondiale sur le climat à Genève en 1979, la publication du rapport Charney (Charney et al., 1979), et la conférence de James Hansen devant le congrès des États-Unis d'Amérique en 1988 ont été des événements marquants allant dans ce sens et permettant de le faire émerger aux yeux du grand public. Suite à cela a été créé en 1988 le GIEC (Groupe Intergouvernemental d'Experts sur le Climat), avec pour mission de documenter et informer les gouvernements du monde entier sur les modifications du système climatique, ses conséquences et les moyens d'en limiter les effets néfastes.

Il est alors attesté que l'augmentation de la concentration du dioxyde de carbone (CO_2) et avec lui d'un ensemble de gaz à effet de serre, à travers leurs capacités à absorber une partie du rayonnement solaire et terrestre engendre un déséquilibre dans le bilan d'énergie du système Terre. L'augmentation de la concentration de ces gaz est directement liée aux activités des sociétés thermo-industrielles dont le fonctionnement repose en grande partie sur la combustion de ressources fossiles (gaz, charbon, pétrole) pour générer d'immenses quantités d'énergie, rejetant d'importantes quantités de CO_2 dans l'atmosphère par la même occasion. Bien qu'expliquant une large part du déséquilibre du système climatique, le CO_2 émis lors de la combustion d'énergie fossile n'est pas le seul gaz à effet de serre rejeté par nos sociétés. Le méthane et le protoxyde d'azote par exemple, tous deux de puissants gaz à effet de serre dont la concentration a fortement cru durant les dernières décennies, sont émis dans l'atmosphère majoritairement au travers des activités agricoles, en particulier via l'élevage.

L'expansionnisme qui caractérise les sociétés modernes transforme également en profondeur les paysages, en modifiant l'usage des terres émergées pour l'exploitation de ressources et leur transport, l'urbanisation ou les activités agricoles. Ce changement d'affectation de l'usage des sols a un impact sur le déséquilibre du système climatique, certains d'entre eux contribuant à la dégradation des capacités de puits et de stockage de carbone de ces sols.

Certaines activités industrielles et de transport ont aussi un effet refroidissant sur le système climatique. En effet, l'émission de composés gazeux précurseurs des particules atmosphériques (ou directement de particules) contribue à accroître l'albédo, amenant à une diminution de la quantité de rayonnement solaire atteignant la surface de la Terre et donc un refroidissement relatif.

Les effets de ces différents facteurs sur la quantité d'énergie absorbée par le système climatique sont résumés sur la Figure 1.8.

Ensemble, la modification de la concentration des composés chimiques atmosphériques et le changement d'usage des sols définissent les forçages externes d'origine anthropique.

Ces forçages externes, produits des sociétés thermo-industrielles dont l'émergence remonte à la révolution industrielle dans l'Europe occidentale du 19^e siècle, ont depuis lors un effet croissant sur le bilan d'énergie terrestre. Ils ont déstabilisé un large ensemble de grandeurs physiques du système climatique en conduisant à une augmentation de la quantité totale d'énergie absorbée par le système Terre à tout instant, estimé à environ 2 Wm^{-2} depuis le début de l'ère industrielle.

1.2.2 Conséquences observées du changement climatique à grande échelle

Le déséquilibre énergétique croissant induit par ces forçages externes d'origine anthropique depuis le début du 19^e siècle a engendré une série de modifications du climat par rapport aux références pré-industrielle. Ces modifications ont de nombreux effets sur les variables atmosphériques et de surface de grandes échelles, tout en présentant une forte variabilité régionale.

Dans cette section, nous introduisons brièvement les changements observés à grande échelle qui affectent les variables d'intérêts déterminant au premier ordre les composants de la cryosphère, et particulièrement le manteau neigeux saisonnier.

1.2.2.1 Température de l'air proche de la surface

La moyenne globale de la température de l'air proche de la surface a augmenté depuis la période pré-industrielle, mais ce réchauffement n'est homogène ni dans le temps (voir figure 1.7), ni dans l'espace. Le réchauffement est ainsi près de deux fois supérieur sur les terres qu'au-dessus des océans (du fait de l'inertie thermique plus importante des océans), montrant un réchauffement entre 1850-1900 et 2011-2020 de 1.59 [1.34 to 1.83] °C contre 0.88 [0.68 to

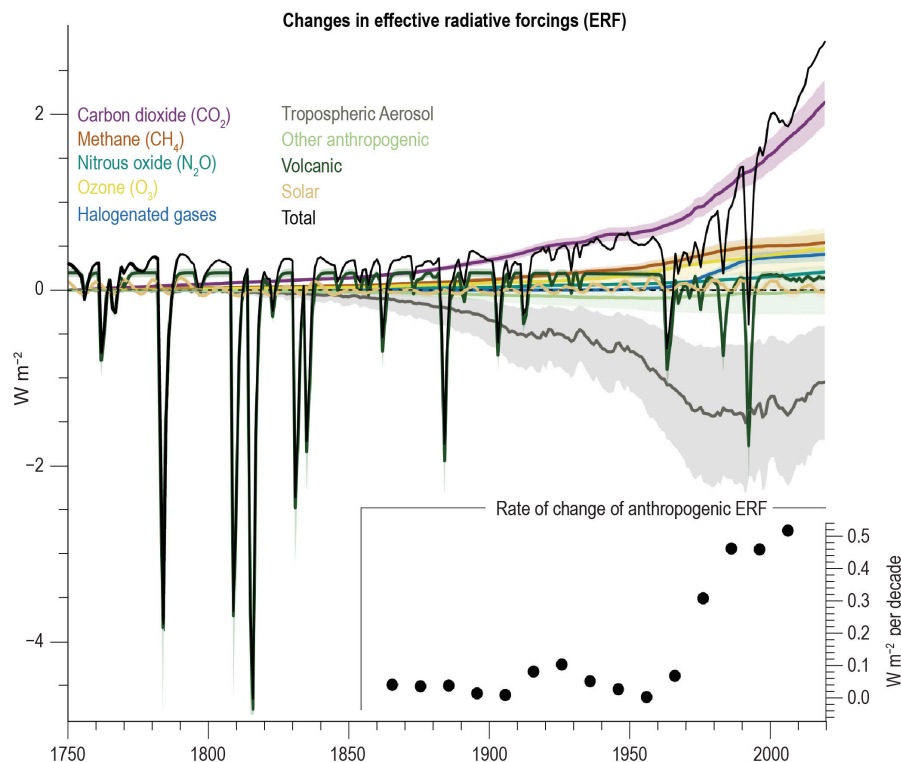


FIGURE 1.8 : Évolution temporelle du forçage radiatif effectif (ERF) en fonction des forçages externes. Source : figure 2.10 de l'AR6 du GIEC (Climate Change (IPCC), 2023a)

1.01] °C (Climate Change (IPCC), 2023a). Il est également amplifié dans les zones polaires et particulièrement en Arctique où le réchauffement observé sur les 50 dernières années atteint près de quatre fois la moyenne planétaire (Rantanen et al., 2022). Cette amplification polaire est attribuée à plusieurs rétroactions positives, impliquant la diminution de l'albédo du fait du rétrécissement de la banquise Arctique et du raccourcissement de la durée de l'enneigement saisonnier, des modifications de la circulation de grande-échelle, la présence d'un gradient de réchauffement dans la troposphère et l'augmentation de la nébulosité dans la région arctique (Stuecker et al., 2018).

1.2.2.2 Précipitations

À l'échelle planétaire, les changements de précipitations et d'évaporation sont déterminés par le bilan d'énergie terrestre, tandis qu'à l'échelle régionale, ils répondent à des changements dynamiques et thermodynamiques du transport d'humidité.

Une intensification du cycle de l'eau (principalement, précipitations et évaporation) est attendue à l'échelle planétaire en réponse à l'augmentation de la température, du fait de la relation physique de Clausius-Clapeyron, stipulant que l'humidité spécifique à basse altitude peut augmenter à un taux de 7%/°C (en supposant une humidité relative constante). Néanmoins, du fait de la forte variabilité interne des précipitations à l'échelle régionale et d'incertitudes substantielles concernant les jeux de données utilisés, aucune augmentation des précipitations à l'échelle globale n'a pu pour le moment être détectée et attribuée aux forçages anthropiques (Climate Change (IPCC), 2023c).

Quelques changements régionaux ont toutefois pu être détectés au cours du 20^e siècle et répondent à des modifications thermodynamiques (i.e. intensification des transferts d'humidité) et dynamiques (i.e. modification de la circulation de large-échelle). Ceci s'est traduit par une augmentation des précipitations annuelles sur les surfaces continentales aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord ainsi qu'un renforcement du contraste entre les zones sèches subtropicales et humides tropicales. Climate Change (IPCC) (2023c) conclut également à une

augmentation généralisée de l'intensité des précipitations quotidiennes depuis la deuxième moitié du 20^e siècle sur les terres émergées.

Finalement, les chutes de neige, composante essentielle des précipitations dans les bassins versants des hautes latitudes et des zones de montagne montrent une réduction significative de la surface sur laquelle les chutes de neige se produisent depuis les années 1980. La diminution la plus importante est observée dans les Alpes Européennes (Tamang et al., 2020).

1.2.2.3 Composants de la cryosphère

L'évolution des composantes spécifiques principales qui définissent la cryosphère : les calottes polaires, la banquise, les glaciers, le permafrost et le manteau neigeux saisonnier font l'objet d'une attention particulière de la part de la communauté scientifique. Ce sont des composantes particulièrement sensibles aux modifications du climat et dont les évolutions ont des effets potentiels majeurs pour l'ensemble des socio-écosystèmes à l'échelle globale. Jusqu'à présent, l'évolutions des composantes de la cryosphère vont pour la grande majorité des cas dans le sens d'une forte dégradation en réponse à l'augmentation de la température de l'air proche de la surface. Les calottes polaires (Groenland et Antarctique) et glaciers continentaux perdent en masse, l'extension de la banquise arctique se réduit, le permafrost se réchauffe progressivement et l'extension printanière du manteau neigeux saisonnier de l'hémisphère nord décline depuis les années 1950 (Climate Change (IPCC), 2023b). La quantification de l'évolution passée et à venir des composantes de la cryosphère est essentielle pour nos sociétés. En effet, la fonte des calottes et glaciers continentaux a contribué pour la majeure partie de la hausse du niveau des mers observée jusqu'à présent (Oppenheimer et al., 2019), et que de forts enjeux autour des approvisionnements en eaux douces dans les bassins versants des hautes latitudes et des zones de montagne vont émerger du fait du déclin des glaciers et du manteau neigeux saisonnier (Hock et al., 2019).

1.2.3 Évolution passée du climat et de l'enneigement dans les Alpes européennes

Nous avons introduit dans la section 1.1.2 les particularités des régions de montagne, en ce qu'elles sont des zones présentant une large gamme de conditions climatiques dans un espace restreint du fait de leurs caractéristiques topographiques. De ce fait, dans ces régions coexistent de nombreuses populations humaines (majoritairement situées dans les plaines et vallées), des écosystèmes très hétérogènes entre vallées et zones d'altitudes et plusieurs composantes de la cryosphère (glaciers, pergélisols et manteau neigeux saisonnier). Dans ces régions, la fenêtre climatique permettant le maintien des composantes de la cryosphère est particulièrement étroite et conditionne la subsistance de nombreux écosystèmes et une large part des activités humaines.

À l'échelle globale, sous l'influence du changement climatique, les composantes de la cryosphère sont soumises à des évolutions rapides depuis le début du 20^e siècle. Cependant, ces tendances ne sont pas homogènes dans toutes les régions de montagne (Hock et al., 2019) et, dans cette section, nous nous concentrons sur les changements qui ont affecté les Alpes européennes.

1.2.3.1 Température de l'air proche de la surface

Si l'on se réfère au rapport spécial du GIEC sur l'océan et la cryosphère dans un climat changeant (SROCC) (Hock et al., 2019) qui fait état des connaissances scientifiques à l'époque de sa sortie, depuis 1960 les Alpes Européennes sont soumises à un réchauffement de l'ordre de $0.3 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ par décennie (/dec), se trouvant dans la gamme de réchauffement observée pour la plupart des autres chaînes de montagne du globe. Ce réchauffement est au-delà de ce qui est observé à l'échelle planétaire (de l'ordre de $0.17^{\circ}\text{C}/\text{dec}$), et surpasse légèrement ce qui est constaté sur les terres émergées ($0.25^{\circ}\text{C}/\text{dec}$) (Gulev et al., 2021). Le réchauffement présente une saisonnalité : il est plus marqué à l'été et au printemps, mais ne semble pas montrer de variation géographique marquée.

En 2015, Pepin et al. (2015) ont résumé un ensemble d'études suggérant une dépendance altitudinale du réchauffement (EDW : Elevation Dependant Warming) observée en région de montagne, en Asie particulièrement. Cette étude émet des hypothèses sur les mécanismes qui pourraient l'expliquer : l'amplification due à des modifications de l'albédo des surfaces du fait de l'absence de plus en plus fréquente de couverture neigeuse (SAF : Snow Albedo Feedback), une modification altitudinale de la nébulosité affectant le bilan radiatif en surface, des

variations de la quantité d'aérosols émise dans certaines couches de la troposphère et des différences de sensibilité au rayonnement infrarouge induites par la vapeur d'eau. Dans les Alpes Européennes cependant, le SROCC ne rapporte pas particulièrement d'observation d'EDW, et insiste sur les résultats contradictoires obtenus entre différentes chaînes de montagne (voir au sein d'une même chaîne de montagne), ce qui a été depuis repris par Pepin et al. (2022).

Les études postérieures à la parution du rapport spécial SROCC ne remettent pas en question les principales conclusions sur le réchauffement dans les Alpes. Pour les Alpes Suisses, le réchauffement des dernières décennies (depuis 1960) est de l'ordre de $0.3^{\circ}\text{C}/\text{dec}$ en hiver et légèrement plus marqué à basse altitude (Rottler et al., 2019; Scherrer, 2020), plutôt autour de $0.35\text{-}0.40^{\circ}\text{C}/\text{dec}$ au printemps et en été, avec un réchauffement plus marqué au-delà de 2000 m (F. Isotta et al., 2019; Rottler et al., 2019). Des valeurs similaires ont été reportées sur les Alpes françaises (Beaumet et al., 2021), tant pour leur saisonnalité que pour leurs distributions altitudinales.

L'ensemble des études rapportant un réchauffement plus marqué à basse altitude lors de la période automnale et hivernale l'explique par une diminution de la quantité d'aérosols émise lors de la deuxième moitié du 20^e siècle dans les régions industrialisées, ainsi que des modifications de la nébulosité qui serait liée à une variation dans la fréquence des régimes de temps (F. Isotta et al., 2019; Rottler et al., 2019). Le réchauffement plus marqué durant l'été et le printemps à hautes altitudes est plutôt attribué à une diminution de l'enneigement et ainsi une augmentation de la quantité d'énergie reçue par les surfaces à ces altitudes autrefois couverte de neige durant ces périodes (Snow albedo feedback). On retrouve ainsi un certain accord dans la littérature concernant l'évolution des températures dans l'arc alpin malgré une diversité de jeux de données utilisés. Le réchauffement est légèrement supérieur à ce qu'il est en moyenne sur les terres émergées et ne semble pas présenter de variations régionales importantes, mais une dépendance à l'altitude et à la saison, selon des mécanismes d'amplification variables nécessitant de plus amples études pour déterminer leurs rôles respectifs. Notons toutefois que depuis l'étude de synthèse de Auer et al. (2007), fournissant des estimations de l'accroissement de température pour l'ensemble de l'Arc Alpin, ce travail n'a pas été mis à jour.

1.2.3.2 Précipitations

L'évolution des précipitations au cours du dernier siècle dans les régions de montagne et plus spécifiquement les Alpes Européennes est quantifiée avec bien plus d'incertitudes que celle de la température. Plusieurs facteurs expliquent ces différences, en particulier des réseaux de mesures épars notamment à haute altitude, de très larges incertitudes concernant les précipitations neigeuses et une forte variabilité interne des précipitations à ces échelles rendant difficile la détection de signaux statistiquement robustes ((Hock et al., 2019; Ménégoz et al., 2020)).

Quelques études ont toutefois pu établir une augmentation de l'ordre de 5% à 20% des précipitations hivernales sur le dernier siècle sur la partie nord des Alpes (D. Masson et C. Frei, 2016; Ménégoz et al., 2020) associée à une augmentation de l'intensité des précipitations lors des jours de pluie. Une diminution des précipitations en été et au printemps de l'ordre de -5% à -15% a été établie, particulièrement à basse altitude et plus marquée dans la partie sud des Alpes, en lien avec une nette diminution du nombre de jours de pluie (D. Masson et C. Frei, 2016; Ménégoz et al., 2020).

Des résultats plus contrastés et bien moins robustes sont toutefois obtenus si l'on s'intéresse à l'évolution à partir de la deuxième moitié du 20^e siècle, avec une diminution des précipitations sur l'hiver, le printemps et l'été sur une large partie de l'arc alpin détectée sur la Suisse par F. Isotta et al. (2019), plus marquée au sud dans l'étude de Ménégoz et al. (2020).

En ce qui concerne la littérature sur les chutes de neige dans les Alpes Européennes, celle-ci est particulièrement restreinte. Bien que le SROCC s'accorde sur une diminution des chutes de neige à l'échelle globale (se basant sur une littérature extensive en Asie) au cours des dernières décennies, plus fortes à basse altitude, celle-ci n'a pour base qu'un seul article dans les Alpes Européennes (Serquet et al., 2011) (cf SROCC - table SM2.4). Sur la base d'observations in situ situées en Suisse, cette étude indique une diminution du rapport entre quantité de chutes de neige et précipitations totales, fortement dépendante de l'altitude. Elle est plus marquée à basse altitude et aux stations où la moyenne de la température est proche de 0°C , avec des valeurs comprises entre -15% et -30% depuis les années 1960, plutôt autour de -5% pour les altitudes supérieures à 2000 m (Serquet et al., 2011). Dans une étude utilisant des réanalyses planétaires, Tamang et al. (2020) détectent sur la période 1979-2017 une réduction de la quantité de chute de neige de l'ordre de 20 mm/dec dans les Alpes Européennes. Une étude récente se concentrant sur l'analyse d'observations in situ dans une partie des Alpes Italiennes (Tyrol du sud) confirme

la forte dépendance altitudinale des tendances sur la période 1980-2020 (Bertoldi et al., 2023). Ils rapportent une diminution des chutes de neige aux altitudes basses en lien avec l'augmentation de température, une forte variabilité aux altitudes intermédiaires et hautes (1000 m-2000 m et supérieures à 2000 m) avec une diminution des précipitations de neige en début et fin de saison et des tendances plus contrastées en plein hiver pouvant aller jusqu'à une légère augmentation à hautes altitudes.

La couverture spatiale et temporelle des tendances des chutes de neige dans les Alpes est donc faible et de plus amples études seraient nécessaires afin de mieux les cartographier, pour dans un second temps pouvoir effectuer des études de détection et, le cas échéant, d'attribution. L'attribution des changements de précipitations reste néanmoins difficile puisqu'elle nécessite de larges périodes pour s'affranchir de l'importante variabilité inter-annuelle des précipitations et des chutes de neige, dont les récentes diminutions ont pu être reliées à plusieurs modes de variabilités naturelles telle que la NAO (Terzago et al., 2013) et l'AMO (Brugnara et Maugeri, 2019).

1.2.3.3 Manteau neigeux saisonnier

L'évolution du manteau neigeux, notamment de sa hauteur moyenne et de la durée d'enneigement au cours de la saison, a fait l'objet d'un grand nombre d'études et est ainsi relativement bien quantifiée dans les Alpes européennes. Depuis les années 1950, l'ensemble des régions de montagne présente une diminution significative de la durée d'enneigement, à basse altitude de l'ordre de 5 jours/dec \pm 5, reliée à une diminution de la hauteur de neige moyenne sur la saison (Hock et al., 2019).

Dans les Alpes européennes, les études s'accordent sur cette gamme de valeur, allant de -4 jours/dec à -8 jours/dec (Matiu et al., 2021a)), avec des tendances plus fortes sous 2000 m. Au sein de l'arc alpin, les études régionales ne présentent que de faibles divergences généralement proches de cette estimation. En Suisse, depuis les années 1960-1970, Klein et al. (2016) montrent une diminution de l'ordre de -9 jours/dec sans variation altitudinale, et des valeurs de l'ordre de -4 ± 2 jours/dec par Vorkauf et al. (2021) sur des stations situées à plus hautes altitudes. Sur des périodes proches, Olefs et al. (2020) obtiennent une diminution de -7 jours/dec en Autriche et Schöner et al. (2019) des diminutions comprises entre -5 jours/dec et -10 jours/dec, plus grandes aux altitudes basses. Ces valeurs sont proches des valeurs dans les Alpes françaises présentant également une diminution plus marquée à basses et moyennes altitudes (Beaumet et al., 2021). Le raccourcissement de la durée d'enneigement, quelle que soit l'altitude, est majoritairement lié à un avancement de la date de déneigement plutôt qu'à un recul de la date d'enneigement (Klein et al., 2016 ; Vorkauf et al., 2021).

En ce qui concerne la quantité de neige, l'estimation des tendances est à la diminution également dans l'ensemble de la région alpine. Fontrodona Bach et al. (2018) calculent une perte allant de -5% à -25% de hauteur de neige moyenne sur le Nord des Alpes, estimée à -5 cm/dec à -12 cm/dec par Schöner et al. (2019), avec une plus forte diminution en altitude et sur la partie sud de l'Autriche et de la Suisse. À l'échelle des Alpes, la diminution relative reportée de la hauteur de neige est de l'ordre de -5%/dec à -10%/dec, plus fortes sous 2000 m Matiu et al. (2021a).

Les Alpes européennes voient ainsi depuis la seconde moitié du 20^e siècle un déclin du manteau neigeux, dans sa quantité moyenne au cours de la saison et dans la durée d'enneigement, avec une sensibilité accrue aux altitudes où les températures moyennes sur l'hiver sont proches ou supérieures à 0°C. Les raisons de cette baisse sont attribuées à basse et moyenne altitudes à l'augmentation des températures printanières (Klein et al., 2016 ; Vorkauf et al., 2021), et à la diminution des précipitations sous forme solide. Les diminutions aux plus hautes altitudes sont en revanche expliquées par la variabilité des précipitations totales (Marty et al., 2017 ; Schöner et al., 2019). En ce sens, Mankin et Diffenbaugh (2015) insistent sur les larges incertitudes passées et à venir concernant les tendances d'accumulation de neige dans l'hémisphère nord, du fait de la forte variabilité interne régionale qui caractérise les précipitations de ces régions, en réponse aux oscillations des modes de variabilités basses fréquences documentés dans la section précédente comme la NAO ou l'AMO pour l'arc alpin. Une étude récente a néanmoins pu attribuer le déclin du manteau neigeux en mars dans l'hémisphère nord au cours de la période 1981-2020 à l'augmentation de la température associée au forçage anthropique (Gottlieb et Mankin, 2024). L'étude montre également une forte non-linéarité dans la réponse du manteau neigeux à l'augmentation de la température, avec une diminution exacerbée dans les zones où la température moyenne hivernale est supérieure à -8°C.

1.2.4 Anticiper l'évolution future : les projections climatiques

La description des évolutions récentes du climat est cruciale, tant pour aboutir à une cartographie de l'état présent du climat et de l'ensemble des composantes sensibles à son évolution, que pour en comprendre les dynamiques et les processus physiques à l'oeuvre.

L'arrêt des activités humaines, en particulier la combustion des ressources fossiles amenant à la déstabilisation du climat, n'est pas prévu d'ici la fin de rédaction de ce manuscrit, et peu probable d'ici les cinquante prochaines années. Ces grandeurs physiques vont donc continuer d'évoluer avec l'augmentation des forçages anthropiques, produisant en cascade un ensemble de conséquences pour l'ensemble des socio-écosystèmes à la surface terrestre y compris dans les régions de montagne.

Anticiper les changements futurs du climat n'est toutefois pas aisé, puisqu'outre la variabilité naturelle du climat ils sont fortement conditionnés par l'évolution des forçages anthropiques, et donc les évolutions futures des sociétés humaines. La communauté scientifique élabore alors un ensemble de scénarios qui décrivent des trajectoires plausibles des sociétés humaines (i.e. en terme de démographie, d'activités industrielles, dans des contextes géopolitiques amenant à plus ou moins de conflictualité et de coopérations entre les régions du monde), ensuite traduits en termes d'évolutions des principaux forçages anthropiques (émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols et changement d'usage de sols). Ceci permet de définir l'évolution du forçage radiatif planétaire, utilisé pour contraindre des modèles numériques permettant de simuler le système climatique et l'ensemble de ces composantes (décrits plus amplement dans la section à venir).

Ces scénarios amènent à produire des simulations représentant des évolutions possibles du climat qui peuvent fortement diverger. Ces divergences caractérisent une source d'incertitude importante appelée incertitude socio-économique, que la communauté scientifique échantillonne par l'utilisation des différents scénarios d'évolutions mentionnés ci-dessus.

Deux autres sources d'incertitudes viennent limiter nos connaissances de l'évolution future du climat.

La première, appelée incertitude de modélisation, ou incertitude épistémique, est directement liée aux limites de connaissances et approximations qui sont effectuées dans les modèles physiques utilisés pour simuler l'évolution du climat. Ces approximations résultent de simplifications dans la représentation de la dynamique des fluides atmosphériques, leur discrétisation numérique, ainsi que la paramétrisation de processus physiques qui ne peuvent être résolus explicitement. Plusieurs approches sont possibles pour effectuer ces approximations et la communauté scientifique estime que l'utilisation d'ensemble de modèles, utilisant des approches différentes, permet d'échantillonner la gamme des erreurs qui sont apportées par le manque de connaissances ou les simplifications de la modélisation.

La seconde source d'incertitude, appelée incertitude aléatoire, concerne la variabilité interne du système climatique, définissant les fluctuations naturelles de fréquences variables auxquelles sont soumises la plupart des grandeurs physiques caractérisant le système climatique.

Il est important de noter que ces trois sources d'incertitude n'affectent pas les différentes variables et indicateurs représentatifs des conditions climatiques de la même manière, ni le même indicateur d'une région à l'autre, ni de la même manière au cours de la durée de la projection climatique, que ce soit en termes d'amplitude ou en termes de proportion de leur contribution aux incertitudes totales (Evin et al., 2021).

1.2.4.1 Les évolutions projetées dans les Alpes Européennes

La littérature concernant l'évolution des variables nivo-météorologiques dans les Alpes Européennes diverge peu dans ses conclusions, au moins depuis une dizaine d'années. Selon le SROCC (Hock et al., 2019), quel que soit le scénario, l'augmentation de la température se poursuivra au rythme observé sur les dernières décennies de 0.3°C ($\pm 0.2^{\circ}\text{C}$) jusqu'à la moitié du 21^e siècle, car dans tous les scénarios considérés les émissions se poursuivent au cours des prochaines décennies.

En revanche, les scénarios déterminent largement l'amplitude du réchauffement projeté pour la fin du 21^e siècle, avec une stabilisation des températures dans le cas du RCP2.6 (pour lequel les émissions nettes atteignent une valeur nulle aux alentours de 2070), une augmentation atténuée selon le RCP4.5 (poursuite de la hausse puis début de la baisse des émissions au milieu du 21^e siècle) ou une poursuite du réchauffement pour le RCP8.5 (poursuite de fortes émissions tout au long du 21^e, définissant une gamme de réchauffement de la température annuelle dans les Alpes Européennes de 1 à 4°C entre la période 1980-2010 et 2070-2100 (Kotlarski et al., 2023). D'après cette

étude, quel que soit le scénario, l'augmentation des températures est plus marquée en été et automne qu'en hiver et au printemps, avec un réchauffement plus marqué de l'ordre de +0.5 à +1°C aux altitudes proches de 1500 m en hiver et au printemps, et autour de 2000 m en été et à l'automne. Les différences entre les saisons trouvent plusieurs explications dans les études scientifiques, incluant une amplification du fait d'une diminution de l'humidité des sols (en lien avec une baisse des précipitations estivales et automnales), des changements dynamiques (circulation de large-échelle) et thermodynamiques (affectant la stabilité de l'atmosphère proche de la surface). Concernant les réchauffements plus marqués en altitude, ils entrent en contradiction avec les observations du réchauffement passé, plus marqué à basse altitude selon certaines études (Rottler et al., 2019; F. Isotta et al., 2019), mais nous avons vu dans la section 1.2.3 que des divergences sont présentes dans la littérature concernant les tendances passées et que des zones d'ombres persistent sur le rôle des différents mécanismes d'amplification du réchauffement avec l'altitude. Il se pourrait ainsi que le gradient de réchauffement dans les projections résulte d'une trop grande sensibilité des modèles climatiques à la rétroaction liée à la raréfaction de la neige (i.e. snow albedo feedback), conjointement à la représentation limitée des aérosols dans les modèles régionaux de climat utilisés pour ces études (Kotlarski et al., 2023).

À l'échelle annuelle, les projections de précipitations dans les Alpes européennes ne montrent pas de tendances claires, mais une redistribution saisonnière marquée, expliquée principalement par des changements de circulation de large-échelle. Rajczak et Schär (2017) ont montré que les Alpes se situent dans une zone de transition entre la diminution des précipitations sur la zone méditerranéenne et l'augmentation sur la partie nord de l'Europe occidentale. Cette zone de transition fluctue saisonnièrement, remontant au nord durant l'été, plaçant les Alpes dans la partie méditerranéenne où les projections indiquent une diminution des précipitations, descendant au sud durant l'hiver, entraînant une augmentation des précipitations sur les Alpes. Si les scénarios présentent peu de divergences dans le signe des changements, ils en affectent l'amplitude, les changements n'apparaissant qu'à partir de la seconde moitié du 21^e siècle pour les scénarios à fortes émissions. (Kotlarski et al., 2023). Malgré ces différences saisonnières, les extrêmes journaliers de précipitations simulés sont à la hausse pour l'ensemble des saisons, particulièrement durant la saison estivale où une diminution du nombre de jour de pluie est aussi projetée (Rajczak et Schär, 2017). Il est à noter que dans cette région, les précipitations présentent une variabilité interne élevée, et des écarts inter-modèles particulièrement grands, faisant des changements de précipitations à venir, notamment dans leurs distributions de valeurs extrêmes, une question scientifique conservant de nombreuses incertitudes.

En ce qui concerne les évolutions du manteau neigeux, Hock et al. (2019) et Kotlarski et al. (2023) s'accordent sur un déclin des hauteurs de neige à basse et moyenne altitude de l'ordre de 25% ($\pm 15\%$) d'ici la moitié de 21^e du siècle, quel que soit le scénario, qui pourra atteindre 80-90% selon le RCP8.5 à la fin du siècle, associé à une forte diminution de la durée d'enneigement. Comme pour les évolutions déjà observées, ces tendances, présentes aux altitudes basses et intermédiaires (i.e. sous 2000 m) s'expliquent majoritairement par la diminution des chutes de neige liée à l'augmentation de la température et qui surpasse l'augmentation projetée des précipitations hivernales (Kotlarski et al. (2023), particulièrement au début et à la fin de la saison hivernale (Piazza et al., 2014). Aux plus hautes altitudes (i.e. supérieures à 2000 m), les décroissances sont moins marquées mais présentes surtout via un raccourcissement de la durée d'enneigement au printemps par une fonte accélérée, et de grandes incertitudes persistent au-delà de 3000 m, en partie liées à la résolution trop grossière des modèles climatiques utilisés. Mieux appréhender la représentation des caractéristiques du manteau neigeux de montagne, dans toute la gamme d'altitudes concernées et sous diverses circonstances climatiques, constitue donc un enjeu scientifique majeur, qui est un des objectifs de ce travail de thèse.

1.3 Les outils de la connaissance du système climatique actuel

Dans cette section, nous présentons les principales sources de connaissances du système climatique, en nous concentrant sur les spécificités des régions de montagne et des Alpes européennes en particulier.

1.3.1 Observations

Par observations, on entend l'estimation de l'ensemble des grandeurs physiques mesurées directement ou indirectement, à l'aide d'outils de complexités hautement variables (de la règle graduée au satellite de télédétection active). Toute observation est affectée par une incertitude, qui peut être de différentes natures. Ces incertitudes peuvent être liées à la précision limitée des outils, à leurs limites d'utilisation dans certains contextes, ou bien à l'approximation faites dans la relation qui lie la grandeur physique d'intérêt à une autre observée. En outre, chaque observation, aussi précise soit-elle, se heurte à des questions de représentativité du système qu'elle cherche à caractériser. Par exemple, une mesure ponctuelle de la hauteur de neige est nécessairement affectée par la variabilité spatiale du manteau neigeux sur une échelle métrique à décamétrique, qui doit être prise en compte dans toute utilisation ou interprétation de ces mesures.

L'observation joue un rôle clé dans la connaissance du climat et de son évolution. Elle a historiquement permis de documenter l'augmentation de la concentration du dioxyde de carbone atmosphérique (i.e. courbe de Keeling) et l'augmentation de la température de l'air proche de la surface à plusieurs endroits dans le monde.

Les observations constituent une source d'informations sur l'état des composantes du système climatique dont les usages sont multiples pour la communauté des climatologues :

- La caractérisation de la variabilité spatio-temporelle et de l'évolution de grandeurs physiques
- La compréhension de processus physiques
- L'évaluation de modèles à bases physiques
- La construction de bases de données mixtes, s'appuyant sur des données de modèles corrigées par des observations

Selon le type d'usage, les enjeux autour de l'observation varient fortement. Si l'on souhaite définir la climatologie d'une grandeur physique dans un espace donné et que cette grandeur est hautement variable dans le temps et l'espace (e.g. températures de l'air, précipitations et hauteurs de neige), plusieurs considérations doivent être prises en compte :

- Une couverture spatiale (i.e. nombres et répartition des observations) suffisante pour échantillonner correctement la gamme de variations spatiales de cette grandeur afin que l'échantillon soit considéré comme "représentatif".
- Une couverture temporelle (i.e. durée d'enregistrement de la mesure) suffisamment longue pour échantillonner la gamme de variation temporelle à laquelle la grandeur physique est soumise dans cette espace (e.g. échantillonner au moins une large partie des modes de variabilités).

Si l'on cherche à déterminer l'évolution d'une grandeur physique dans un espace donné et sur une certaine période de temps et que cette grandeur est hautement variable dans le temps et l'espace, il faut :

- Une couverture spatiale (i.e. nombres et répartition des observations) suffisante pour échantillonner correctement les variations spatiales de l'évolution à laquelle est soumise cette grandeur.
- Une homogénéité temporelle de chaque observation dans le temps, à savoir qu'aucune (ou très peu) mesure ne soit ajoutée ou enlevée au cours de la période temporelle, ni que des mesures ne soient altérées (i.e. déplacements de l'instrument ou modification de son environnement).

Si l'on s'intéresse à l'évaluation d'un processus physique modélisé en un point donné, on cherchera à ce que la mesure soit la plus précise possible à cet endroit, et le plus fréquemment à ce qu'un ensemble de grandeurs

physiques soient mesurées simultanément pour rendre compte de l'ensemble des processus physiques (e.g. la mesure du bilan d'énergie d'une surface).

La répartition des observations disponibles est hautement variable dans l'espace et le temps puisque dépendante d'un très grand nombre de facteurs. Parmi eux, on peut évoquer (pour les stations in situ) l'intérêt porté à l'étude d'une région, le niveau d'investissement dans l'observation et la recherche météorologique dans le ou les pays qui contiennent ces régions ou s'y intéressent, ainsi que la grandeur physique d'intérêt, le coût et la complexité des outils nécessaires pour la mesurer, tous ces éléments étant également modulés par la facilité d'accès à la zone d'étude pour déployer et entretenir les dispositifs d'observation. Ces considérations technico-budgétaires s'appliquent aussi à l'observation satellitaire.

1.3.1.1 Observations dans les Alpes européennes

Les spécificités géographiques des régions de montagne en font des régions aux réseaux d'observations historiques et actuels relativement éparés, même pour des régions fortement étudiées comme les Alpes européennes (Adler et al., 2018).

Observations in situ Les observations in situ regroupent l'ensemble des mesures qui sont effectuées sur le lieu d'acquisition de la mesure d'une grandeur physique. La topographie particulière des Alpes européennes en font une région aux conditions climatiques hautement variables, peu favorables aux populations humaines aux moyennes et hautes altitudes. Les infrastructures d'accès sont fortement restreintes et ajoutent aux difficultés d'accessibilités et de maintenance liées aux conditions climatiques, expliquant pour une part la faible extension du réseau d'observations, particulièrement au-dessus de 1500 m (voir figure 1.9).

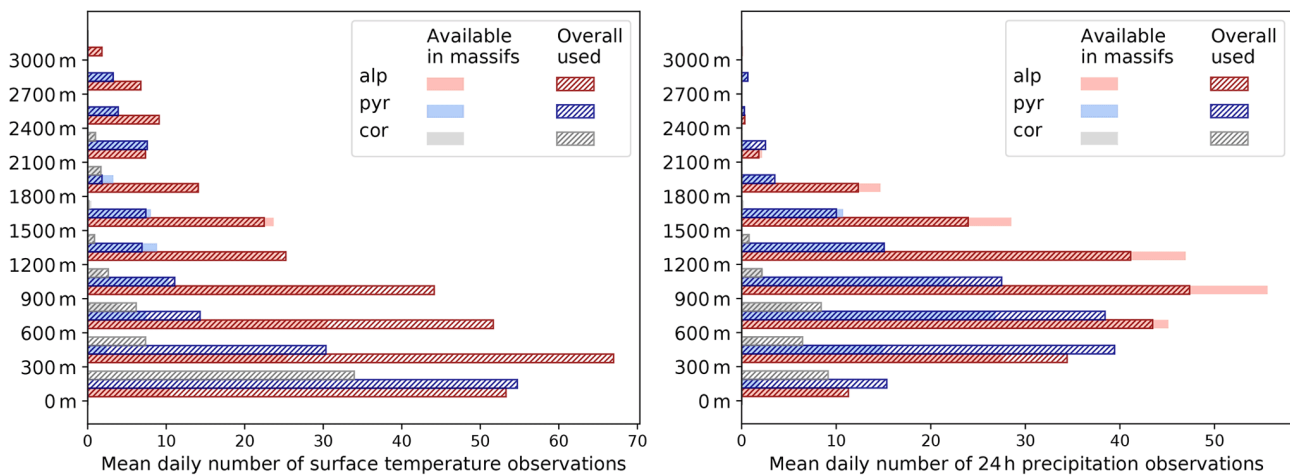


FIGURE 1.9 : Nombre moyen de sites d'observation de la température à 2 m et des précipitations sur 24 h réalisées (couleurs unies) et utilisés (hachures) pour produire la réanalyse S2M dans chaque bande d'altitude de 300 m pour les Alpes françaises, les Pyrénées et la Corse en moyenne pour la période 1958-2020 (Vernay et al., 2022).

La mesure de la température proche de la surface est assez répandue, elle nécessite peu de matériel (généralement peu coûteux), est assez fiable et facilement automatisable. Toutefois, à haute altitude des infrastructures robustes sont nécessaires pour abriter les capteurs de température, afin de résister aux conditions météorologiques extrêmes qui peuvent parfois y régner (vent, givre, fortes épaisseurs de neige).

La mesure des précipitations pose de nombreux défis, fortement exacerbés dans les régions de montagne et en hiver. En effet, les mesures de précipitations sont le plus souvent réalisées à l'aide de pluviomètres qui collectent et pèsent les précipitations. Les mesures de précipitations, en montagne, sont encore majoritairement réalisées manuellement. Des pluviomètres automatiques sont déployés de façon croissante, mais ces instruments demandent une maintenance fréquente du fait des nombreux dysfonctionnements qui peuvent les affecter. En outre, le mode

de collecte des précipitations est sensible à la phase des précipitations, et les pluviomètres ont tendance à sous-estimer les précipitations solides. Plusieurs études ont ainsi pu montrer que d'importantes sous-captations altèrent la mesure des précipitations, particulièrement en hiver et aux hautes altitudes et affectent à la fois les instruments manuels et automatiques. Ces sous-estimations qui peuvent excéder 50% (F. Isotta et al., 2021a; Kochendorfer et al., 2018; Kochendorfer et al., 2021), ont amené la communauté scientifique à développer de nouveaux instruments de référence pour la mesure des précipitations dans ces situations (Kochendorfer et al., 2023).

Ces éléments expliquent que la majeure partie des observations sont disponibles sous 1500 m d'altitudes dans les régions de montagne françaises (Figure 1.9) et le plus faible nombre d'observations de précipitation par rapport aux mesures de températures ainsi que l'augmentation rapide des mesures de températures à partir des années 1990 sur la Figure 1.10 grâce à l'essor de l'automatisation des mesures (Vernay et al., 2022).

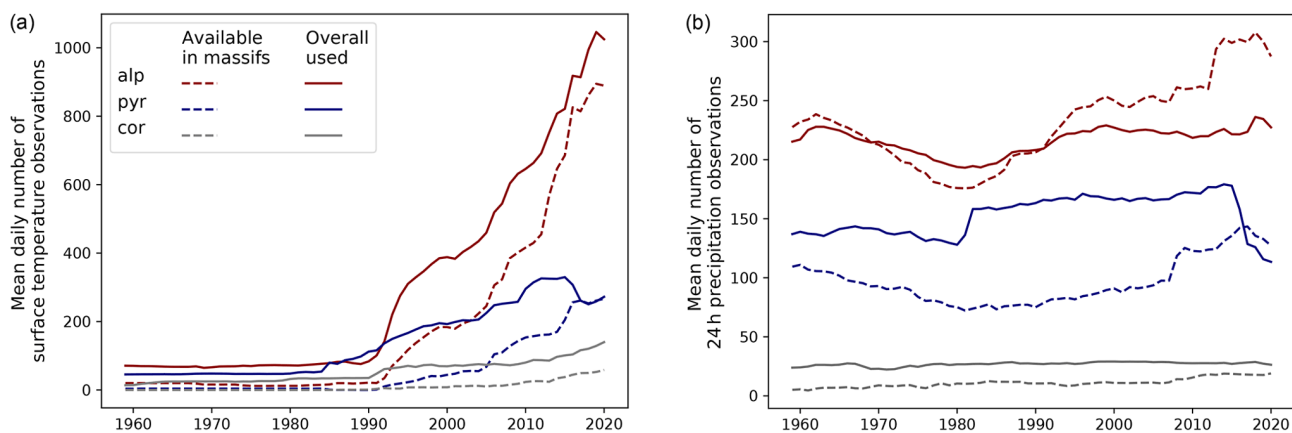


FIGURE 1.10 : Évolution temporelle du nombre moyen journalier d'observations de température de surface (à 2 m, a) et de précipitations sur 24 h (b) disponibles dans les limites des massifs français (tirets) et effectivement assimilées (traits pleins) pour chaque zone montagneuse sur la période couverte par la réanalyse (Vernay et al., 2022)

En ce qui concerne le manteau neigeux, la variable intégrée la plus mesurée est la hauteur de neige, qui peut être estimée par des observations manuelles ainsi que par des instruments automatiques à ultra-sons ou lasers. Les mesures de masse de neige (aussi appelées équivalent en eau, Snow Water Equivalent), sont également effectuées dans divers pays, mais avec plus de variations d'un pays à l'autre (voir : SnowBooklet). Les autres grandeurs physiques qui permettent de caractériser plus en détail la structure du manteau (caractéristiques des couches de neige telles que profil de température, de teneur en eau liquide, de type de neige, de résistance mécanique etc.) sont mesurées dans le cadre de réseaux de surveillance du manteau neigeux en vue de prévoir le risque d'avalanche, sans forte continuité temporelle des mesures, ainsi qu'en quelques sites ponctuels dans les Alpes européennes (e.g. Weissfluhjoch, Davos, Suisse et Col de Porte, France).

Une récente initiative de collecte et d'analyse des données de hauteur de neige mesurées depuis le début du 20^e siècle sur l'ensemble de l'arc alpin a été réalisée et présentée par Matiu et al. (2021a). Ce précieux travail a permis de regrouper, d'homogénéiser et de contrôler la qualité des données mesurées par plusieurs instituts (services météorologiques nationaux, services hydrographiques et services de prévision des risques d'avalanche) dans les pays de l'arc alpin, avant de les mettre à la disposition de la communauté scientifique, principalement pour la période 1970-2019. Comme pour les mesures de températures et de précipitations, la majeure partie du réseau se situe à basse altitude, le maximum de mesures se trouvant autour de 500 m, et aucune mesure n'est présente au-dessus de 3200 m (voir figure 1.11).

Comme pour les mesures de température et de précipitations, le réseau historique s'est étendu dans la seconde moitié du 20^e siècle, pour dépasser 1300 stations de mesure de la hauteur de neige dans l'arc alpin après les années 1980, offrant ainsi une couverture spatiale relativement étendue.

Cependant, si la reconstitution des conditions passées d'une journée donnée peut (et doit) se baser sur l'ensemble des données disponibles pour ce jour, l'analyse de l'évolution de ces indicateurs nécessite une profondeur

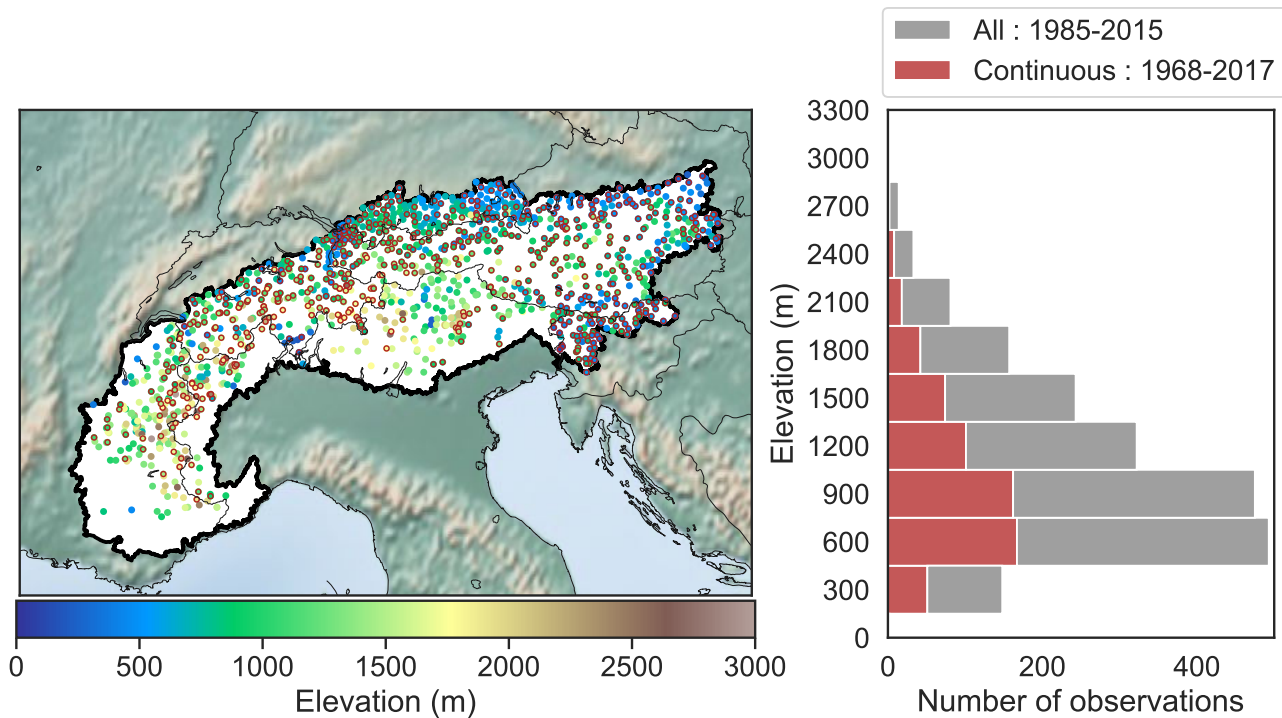


FIGURE 1.11 : Localisation géographique et distribution altitudinale des observations de hauteurs de neige présentées dans Matiu et al. (2021a). Les observations marquées en rouge correspondent aux observations disponibles de manière quasi-continues (i.e. 90% de continuité) sur la période 1968-2017, les autres à l'ensemble des observations disponibles sur la période 1985-2015.

temporelle d'à minima plusieurs décennies, et doit pouvoir s'appuyer sur des stations dont la mesure a été la plus continue possible sur la période. Il se trouve que ces critères restreignent considérablement le nombre d'observations utilisables, les faisant chuter à moins de 700 stations pour les hauteurs de neige sur la période 1968-2017, entraînant une forte disparité spatiale, avec bien moins d'observations sur la partie sud des Alpes que sur la partie nord et retirant le peu d'observations disponibles au-dessus de 2500 m d'altitude. C'est également le cas pour les mesures de précipitations sur l'arc Alpin, où la production d'une analyse journalière de précipitation a pu inclure en moyenne 5500 mesures par jour sur la période 1971-2008 (F. Isotta et al., 2014), tandis que la production d'un produit grillé homogène pour l'étude de tendances depuis le début du 20^e siècle a dû se restreindre à moins de 200 séries de mesures (F. Isotta et al., 2021a).

Les observations in-situ du manteau neigeux, de la précipitation et des températures dans les Alpes Européennes sont éparses, spatialement et temporellement, depuis le début du 20^e siècle. Bien que la couverture spatiale de ces observations s'avère généralement suffisante depuis les années 1980 pour la production d'analyse des conditions nivo-météorologiques quotidiennes à des résolutions effectives de l'ordre de la dizaine de kilomètres (F. Isotta et al., 2014), elles ne permettent pas de rendre compte de la variabilité des conditions à l'échelle kilométrique ou hectométrique, et sont d'autant plus limitées pour l'analyse de l'évolution de ces variables sur les dernières décennies.

Le manque d'observation le plus criant se situe sur les altitudes supérieures à 3000 m, pour lesquelles le nombre d'observations continues de précipitation et de hauteur de neige est nul, et très faible pour les températures. La faible fiabilité de la mesure des précipitations neigeuses dans l'ensemble de la région alpine ajoute également de grandes incertitudes concernant l'estimation ponctuelle des précipitations journalières ainsi que leurs évolutions sur les dernières décennies au-dessus de 1500 m.

Ces éléments expliquent la persistance de zones d'ombres sur l'évolution des précipitations neigeuses dans

l'ensemble de l'arc alpin, et le manque de connaissance de l'évolution des conditions nivo-météorologiques au-dessus de 3000 m.

Ces lacunes se retrouvent à l'échelle planétaire, dont la connaissance de l'évolution des précipitations neigeuses constituent un enjeu majeur selon Pritchard (2021), puisqu'il s'agit d'une des variables météorologiques les plus mal quantifiées (sur le plan climatologique et dans son évolution) et explique une grande partie de la variabilité de l'enneigement saisonnier et de l'accumulation de neige dans les zones glaciaires, conditionnant les ressources en eau de la plupart d'un grand nombre de bassins versants (Gascoin, 2023).

L'utilisation des satellites pour l'observation de la cryosphère La communauté scientifique s'intéressant à l'étude du manteau neigeux saisonnier s'est saisie depuis plus de deux décennies du potentiel de l'observation spatiale, par satellites. Celle-ci permet de fournir des informations précieuses concernant l'état du manteau neigeux, puisque pouvant atteindre de très hautes résolutions spatiales (de l'ordre du mètre), avec une couverture spatiale particulièrement large.

La principale variable du manteau neigeux mesurée depuis l'espace est la fraction du couvert neigeux par pixel, détectée, grâce à la signature spectrale particulière des surfaces enneigées, par des satellites à imagerie optique multi-spectrale (Salomonson et Appel, 2004). De la fraction du couvert neigeux peut être déduite la durée d'enneigement d'un pixel, ainsi que l'aire enneigée d'une surface donnée (Gascoin et al., 2015).

Les produits de fraction du couvert neigeux issues des satellites MODIS sont à l'heure actuelle ceux qui offrent le compromis le plus intéressant, fournissant des cartes de fraction des surfaces enneigées à l'échelle planétaire, à une résolution journalière et à 500 m de résolutions avec une fiabilité élevée (Hall et Riggs., 2020) et cela à partir de février 2000. Bien que présentant des limites en zones de montagne, notamment du fait des ombrages par le relief, de la présence de nuage et de forêt obstruant ponctuellement l'acquisition d'information, Gascoin et al. (2015) a pu montrer sur les Pyrénées que ce produit conservait une bonne précision avec des erreurs relativement faibles.

Le lancement de la mission Copernicus Sentinel-2 (deux satellites, lancés en 2015 et 2017) a rendu possible la production de cartes de fraction du couvert neigeux et de durée d'enneigement à des résolutions atteignant la dizaine de mètres, tous les 6 jours (fréquence de revisite du satellite en un point donné) depuis 2016. Leur haute résolution les rend particulièrement intéressants pour l'étude de la variabilité de la manteau neigeux, ainsi que pour des applications hydrologiques et de prévision opérationnelle. Cependant, comme toutes les observations spatiales dans le domaine optique, ces mesures sont affectées et perturbées par la présence de nuages.

D'autres produits permettant de caractériser l'état du manteau neigeux sont également développés, par exemple dans le domaine des micro-ondes et par télédétection active à l'aide de satellites équipés d'instruments SAR (radar à synthèse d'ouverture en bande C), notamment Sentinel-1, qui fournit des images tous les 6 jours à une résolution proche de 50 m. Ces images peuvent être utilisées pour détecter la présence d'eau liquide dans le manteau neigeux. Lievens et al. (2019) ont montré le potentiel de mesures radar en bande C pour estimer la hauteur de neige sur l'hémisphère Nord à résolution kilométrique.

La télédétection spatiale est prometteuse, que ce soit pour des enjeux opérationnels de suivi en temps réel du manteau neigeux, d'étude de processus et de variabilité à hautes-résolutions, et peut constituer une source de données majeure pour l'évaluation des modèles physiques.

Notons toutefois que la profondeur temporelle limitée des produits disponibles réduit leur apport potentiel pour la caractérisation de l'évolution climatique du manteau neigeux, affecté par une grande variabilité interannuelle et décennale et pour lequel seules des études couvrant plusieurs décennies apportent des informations pertinentes en matière d'évolution climatique.

1.3.2 Modèles physiques pour la simulation du climat

L'étude du climat et de son évolution repose en grande partie sur l'utilisation de modèles physiques, permettant de simuler la dynamique des composantes principales du système climatique (atmosphère, océan, surfaces continentales et cryosphère), de manière indépendante, ou couplée pour tenir compte de leurs interactions.

Pour l'atmosphère et les océans, les modèles physiques sont des représentations numériques des équations de la dynamique des fluides, de la thermodynamique et des principes de conservations de la masse et de l'énergie. Ces équations sont discrétisées spatialement sur une maille (voir figure 1.12), définissant des unités géographiques élémentaires (cubes ou autres géométries) dans lesquelles, à chaque pas de temps, la résolution d'un certain

nombre d'équations détermine l'évolution d'un ensemble de variables dites pronostiques (température, humidité, salinité, pression...) permettant de caractériser l'état moyen de l'atmosphère ou de l'océan au sein de cette maille. L'ensemble des variables pronostiques constitue le vecteur d'état du système modélisé, l'instanciation du modèle conduit à calculer l'évolution dans le temps de l'ensemble des variables pronostiques, constituant une simulation numérique du système considéré. A partir des variables pronostiques peuvent être calculées des variables dérivées, dites diagnostiques, qui permettent de synthétiser l'évolution de certaines parties du système modélisé.

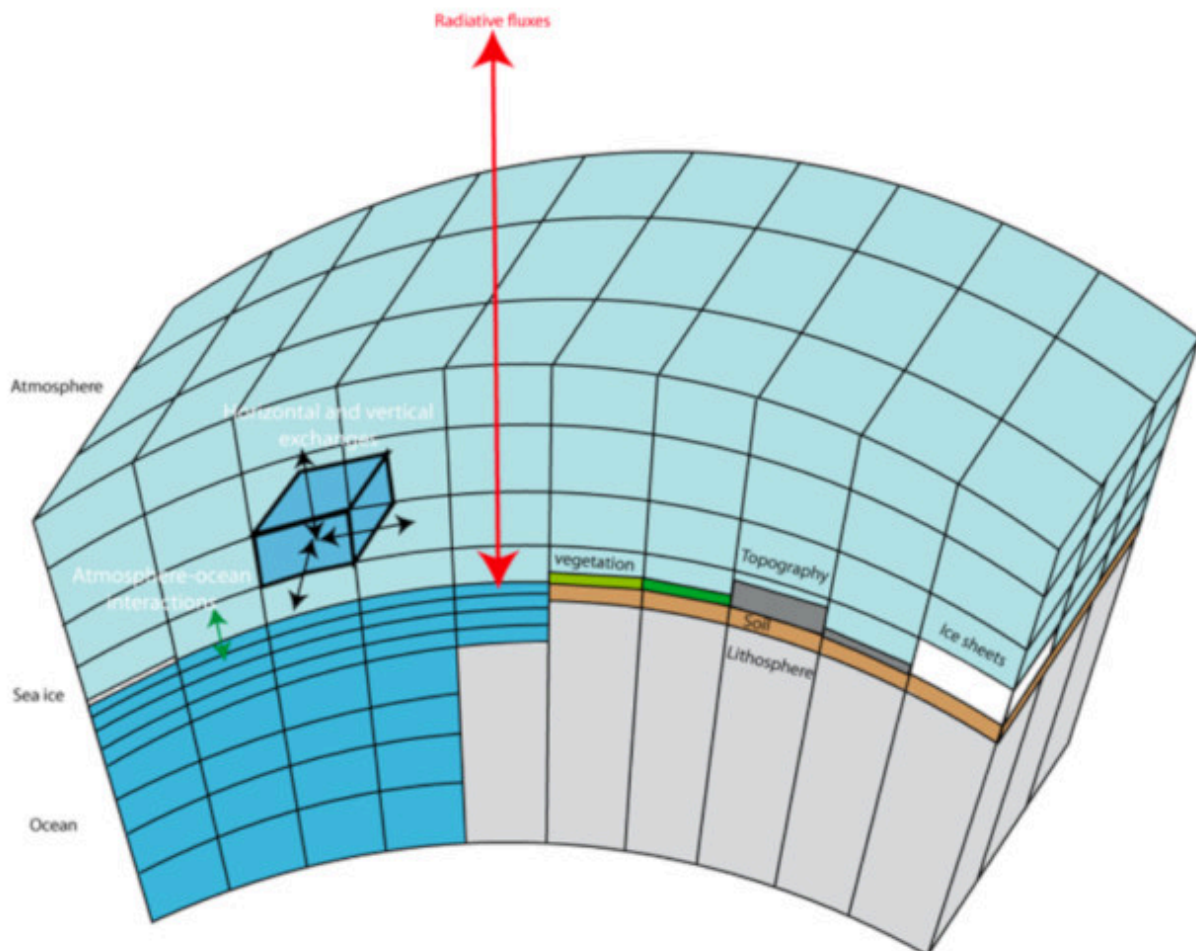


FIGURE 1.12 : Illustration schématique du système climatique discrétisé. [Source : (Goosse et al., 2010), licence CC-BY-NC]

Les mailles peuvent être de diverses résolutions, mais les contraintes en coût de calcul font qu'elles sont actuellement de l'ordre de la centaine de kilomètre horizontalement pour les modèles globaux du climat (i.e. simulant l'évolution du système climatique sur l'ensemble du globe), avec des pas de temps de l'ordre de quelques dizaines de minutes.

L'absence d'une solution analytique aux équations de la dynamique des fluides fait qu'il existe différentes méthodes pour les résoudre numériquement, dans lesquelles un certain nombre d'approximations sont faites. Cette partie des modèles atmosphériques est dénommée "dynamique", elle décrit la manière dont sont prises en compte les échanges horizontaux et verticaux liés à la dynamique des fluides entre les différentes mailles du modèle.

Un certain nombre de processus physiques ne peuvent être représentés explicitement par le modèle, car les échelles spatio-temporelles auxquelles ils se produisent sont inférieures à la taille de la maille ou au pas de temps

des modèles (par exemple les phénomènes de mélange liés à la turbulence et aux tourbillons, la formation des nuages, le transfert radiatif dans l'air ou l'eau, la convection profonde et peu profonde...). Ceux-ci doivent tout de même être pris en compte, et pour cela, les modélisateurs ont recours à des paramétrisations, dont l'objectif est de représenter de manière empirique, pour chaque maille, les effets de ces processus intra-maille.

Les approximations numériques liées à la résolution des équations de la dynamique, la méconnaissance de certains processus physiques et le recours aux paramétrisations physiques pour les processus sous-maille constituent conjointement l'une des sources d'incertitude de la modélisation climatique, dite incertitude de modélisation, ou incertitude épistémique plus généralement.

Les modèles atmosphériques pour la simulation du climat ont dans de nombreux cas une histoire commune avec les modèles de prévision numérique du temps (PNT), leur objectif commun étant de représenter l'évolution des conditions atmosphériques au cours du temps. Les principales différences résident dans le fait que les modèles de climat sont utilisés sur de longues périodes de temps sans réinitialisation, permettant de calculer une chronologie plausible de conditions météorologiques sur des périodes de plusieurs mois, années, décennies, là où les modèles de PNT sont fréquemment réinitialisés en utilisant des observations, afin de produire des prévisions pertinentes pour les prochaines heures et jours.

1.3.2.1 Modéliser les surfaces continentales et leurs hétérogénéités

La représentation des échanges d'eau et d'énergie entre le sol, la biosphère et l'atmosphère dans la modélisation météorologique et climatique constitue une partie importante de ces modèles, et est assurée par une classe de modèles spécifiques, les modèles de surfaces continentales (Land Surface Model : LSM). Ces modèles sont principalement basés sur les principes de conservation de l'énergie et de la masse.

Les LSMs ont été historiquement pensés comme des "réservoirs d'eau et de chaleur", avec une représentation des processus très simplifiée, dans l'objectif de fournir des conditions aux limites du bilan de masse et d'énergie pour les modèles atmosphériques de climat ou de PNT.

Toutefois, au regard de l'importance des surfaces continentales, porteuses d'un large ensemble d'enjeux pour les socio-écosystèmes (ressources en eaux, état des sols, impact sur l'ensemble de la biosphère), les modèles de surface ont pris une place centrale pour de nombreuses communautés qui s'intéressent aux impacts de l'évolution du climat et sont ainsi devenus des outils autonomes d'une communauté scientifique particulière.

Le niveau de complexité et les usages des modèles de surfaces continentales ont alors fortement évolué, s'enrichissant de la représentation d'un nombre grandissant de composantes et des processus physico-chimiques qui leurs sont associés, représentés avec des degrés de complexité hautement variables. Ces évolutions ont permis une amélioration substantielle de l'estimation des flux de surface en fonction des conditions météorologiques et de l'état de la surface (flux de chaleurs sensibles, latents, radiatifs, de quantité de mouvement, de dioxyde de carbone, d'aérosol et d'autres espèces chimiques).

Malgré des différences dans la manière de traiter certains processus et échanges entre différentes composantes, la structure et les fonctionnalités des LSMs les plus fréquemment utilisés dans les modèles de climat et de PNT sont relativement similaires. Puisqu'il est un des outils utilisés pour cette thèse, nous prenons ici l'exemple de la structure utilisée dans la plateforme de modélisation des surfaces SURFEX (V. Masson et al., 2013) et plus spécifiquement le LSM ISBA (Interactions Sol-Biosphère-Atmosphère) (Noilhan et Planton, 1989; Noilhan et Mahfouf, 1996).

Les LSMs sont le plus souvent des modèles unidimensionnels, simulant les échanges d'énergie et de masse entre les différentes composantes de la surface et du sol uniquement sur la verticale. Ils peuvent être utilisés dans différentes configurations, de manière indépendante (alimentés dans ce cas par une série temporelle de conditions météorologiques pré-établie) ou couplée à un modèle atmosphérique. Les LSMs simulent l'évolution des variables caractérisant la surface ainsi que les flux influençant la basse atmosphère. Les calculs sont effectués pour un point ou une série de points, correspondant aux éléments, en surface, d'une maille à des résolutions horizontales variant du mètre à la centaine de kilomètres, selon les usages.

De la même manière que pour les modèles atmosphériques, l'estimation précise des flux de surface sur une grande diversité de résolutions horizontales souvent grossières dans les modèles de climat nécessite de tenir compte des hétérogénéités sous-maille.

SURFEX offre pour cela la possibilité de découper l'estimation des flux d'énergie et de masse d'une maille entre différents environnements appelés tuiles (*tiles* en anglais). Quatre environnements distincts sont disponibles :

- les surfaces continentales dites "naturelles", incluant les sols nus, rocheux, les surfaces recouvertes de neige en permanence, les glaciers, la végétation et les cultures agricoles. Cette tuile NATURE fait donc plutôt référence aux zones de surfaces continentales non urbanisées.
- l'environnement urbain (tuile "TOWN").
- les masses d'eaux continentales à savoir les lacs et rivières (tuile "LAKE").
- les mers et océans (tuile "SEA").

En supplément de ce découpage par tuile, qui permet une première représentation de l'hétérogénéité d'une surface d'un élément de la maille du modèle en surface, un second découpage de la tuile NATURE est possible, pour tenir compte des hétérogénéités en son sein. Il s'agit d'une approche particulièrement répandue dans de nombreux LSMs utilisés dans les modèles de climat et de PNT, appelée "tiling approach". Dans celle-ci la maille est subdivisée sur la base de catégories de surfaces considérées comme ayant des caractéristiques physiques proches en ce qui concerne leur influence sur les flux de surface (l'albédo, la rugosité, l'indice foliaire pour la végétation...).

L'approche par tuiles d'ISBA est illustrée Figure 1.13, où un total de 19 sous-tuiles (appelées patches) sont disponibles et prédéfinis. La nomenclature et la catégorisation des 19 patches sont issues d'une base de donnée physiographique appelée ECOCLIMAP (Faroux et al., 2013). Le nombre de patches utilisés au sein de chaque tuile NATURE est réglable, variant de 1 à 12, ou utilisant directement les 19 patches prédéfinis. Dans le cas d'une activation de 1 à 11 patches, les caractéristiques physiques de plusieurs types de surface sont agrégés (en regroupant par catégories plus larges) en pondérant leurs contributions aux caractéristiques intégrées par leurs fractions respectives au sein de chaque maille tout en suivant les lois d'agrégation définies par Noilhan et al. (1997).

Pour une maille donnée, les flux atmosphériques sont donc identiques, mais un bilan d'énergie et de masse spécifique est calculé pour chacune des tuiles et pour chaque patch dans le cas de la tuile NATURE. Les flux de chacun des patches de la tuile NATURE sont ensuite agrégés en pondérant par la fraction surfacique relative de chacun des patches, et de même pour les flux de chacune des tuiles, permettant l'estimation de flux agrégés pour la maille.

Ce fonctionnement servant à tenir compte des hétérogénéités sous-maille, bien que pouvant présenter des variations (notamment dans le nombre de types de surface utilisé) est largement employé dans la plupart des LSMs utilisés par la communauté de modélisation du climat et de la PNT, par exemple pour HTESSEL (Balsamo et al., 2009), NOAH-MP (Niu et al., 2011), CLM5 (Lawrence et al., 2019), JULES (Best et al., 2011), ORCHIDEE (Krinner et al., 2005).

1.3.2.2 Modéliser le manteau neigeux

Le manteau neigeux est une composante incluse dans les modèles de surface (LSMs) depuis l'origine. Son rôle majeur dans les échanges d'énergie en surface (forte influence sur l'albédo) rendent sa représentation cruciale pour la simulation du climat dans les régions enneigées. Ultérieurement, la représentation du manteau neigeux dans les modèles de climat est devenue également essentielle au regard de sa capacité isolante vis à vis du sol sous-jacent, ainsi que par le stockage temporaire d'eau dans le manteau neigeux.

Cependant, le niveau de complexité de la représentation du manteau neigeux dans les modèles de surface continentale est hautement variable, généralement distingué en trois principales catégories : les schémas mono-couche, les schémas de complexité intermédiaire, et les modèles de neige détaillés. Les principales différences entre ces niveaux de complexité tiennent aux nombres et à la manière dont sont représentés les processus affectant l'évolution du manteau neigeux lui-même. Certains LSMs proposent plusieurs options de schémas de neige, permettant de choisir le niveau de complexité le plus adapté aux besoins et objectifs de la simulation. c'est le cas de SURFEX-ISBA qui possède trois options, allant du niveau de complexité le plus bas au plus élevé. Comme pour le fonctionnement des LSMs, nous prendrons le cas de SURFEX-ISBA comme exemple.

Représentation mono-couche du manteau neigeux : D95 (Douville et al., 1995) Dans ce modèle, le manteau neigeux est considéré comme un réservoir d'eau sur une couche intégrée à la couche superficielle du modèle de sol.

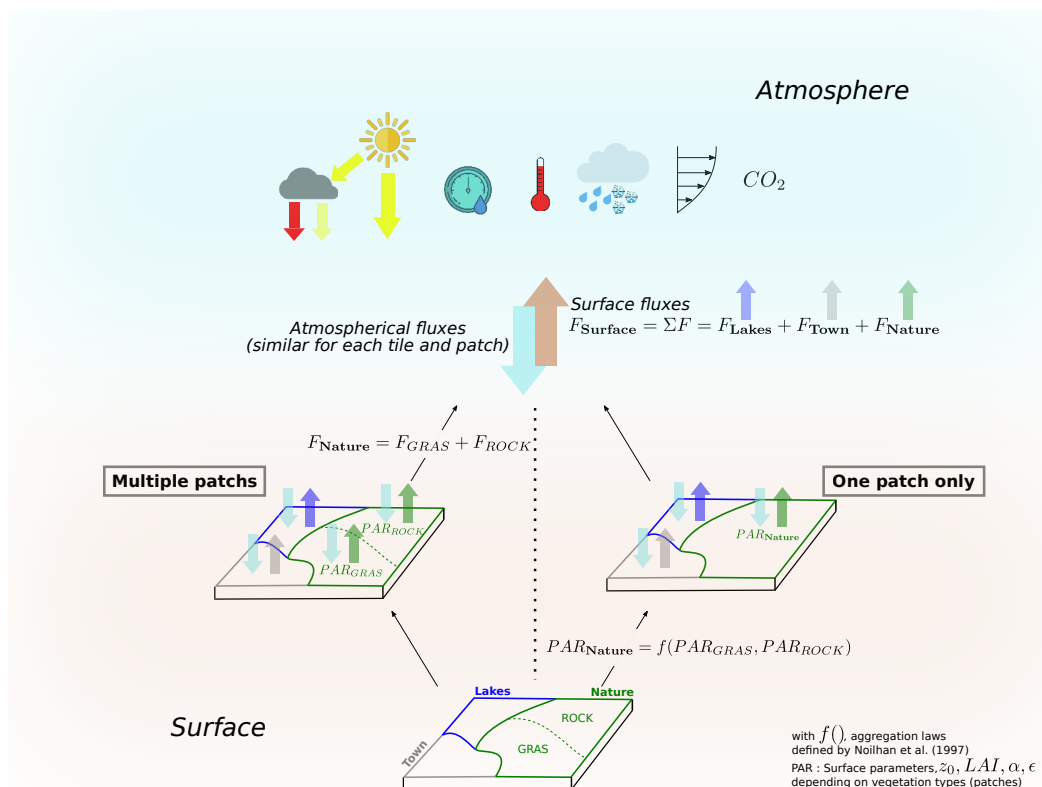


FIGURE 1.13 : Illustration schématique de l’approche par tuiles dans SURFEX-ISBA, permettant de séparer le calcul du bilan d’énergie par type de surface à l’intérieur d’une maille, plutôt que d’agréger les caractéristiques hétérogènes des surfaces au sein d’une maille et de calculer un bilan d’énergie unique.

Aucun bilan d’énergie explicite n’est réalisé pour déterminer son évolution, mais l’effet de sa présence sur le bilan d’énergie de surface est paramétrisé en fonction de la fraction qu’il occupe dans la maille et de ses caractéristiques. Il est décrit par trois variables pronostiques : sa densité (masse volumique), son albédo et son équivalent en eau (masse totale de neige par unité de surface). Le manteau neigeux module ainsi le bilan d’énergie de surface en modifiant les principales caractéristiques de la couche de surface en lien avec l’atmosphère : son albédo et sa conductivité thermique. L’intensité de la fonte du manteau neigeux est calculée en fonction de l’évolution de la température de la couche du sol superficielle.

Ce type d’approche permet de capturer l’évolution du manteau neigeux au premier ordre et de tenir compte de son impact sur le bilan d’énergie de surface, mais montre d’importantes limitations du fait de sa représentation simplifiée de l’évolution de ses caractéristiques et l’absence de prise en compte d’un certain nombre de processus (Boone et Etchevers, 2001 ; Etchevers et al., 2004). Toutefois, son coût numérique peu élevé explique qu’il a été longtemps utilisé dans les modèles de climat et de PNT, et est encore en usage dans la version opérationnelle actuelle du modèle de PNT AROME (Seity et al., 2011 ; Brousseau et al., 2016) et sa version utilisée pour les études climatiques CNRM-AROME (Caillaud et al., 2021), ainsi que dans la version PNT du modèle globale ARPEGE.

f

Schéma de complexité intermédiaire : Explicit Snow (ES) (Boone et Etchevers, 2001 ; Decharme et al., 2016) Avec cette approche, le manteau neigeux est représenté explicitement, sur plusieurs couches (jusqu’à douze), chacune faisant l’objet d’un bilan d’énergie et de masse spécifique, duquel est déduit son évolution.

Trois variables pronostiques caractérisent chacune des couches : la densité (masse volumique), l’épaisseur, et le contenu en chaleur (i.e. enthalpie spécifique). L’albédo représente une quatrième variable pronostique calculée pour la couche de surface uniquement.

Le bilan de masse du manteau neigeux résulte d'un calcul faisant intervenir les précipitations sur la neige (solides et liquides puisque chaque couche peut avoir un contenu en eau liquide), l'évaporation et la sublimation en surface, ainsi qu'un terme décrivant l'écoulement de l'eau à la base du manteau neigeux.

Le bilan d'énergie du manteau neigeux dépend des échanges à sa surface avec l'atmosphère (flux radiatifs et turbulents principalement), de la diffusion thermique et des changements de phase entre ses couches et à sa base avec le sol.

En supplément, ce schéma tient compte de plusieurs processus qui sont paramétrisés : la compaction liée au métamorphisme et à la densification induite par le vent (Brun et al., 1989), la transmission de rayonnement solaire à travers les couches (Brun et al., 1992), la percolation d'eau entre les couches, et les échanges de chaleur liés à la fonte et au regel de l'eau contenue dans les couches.

Ce type de modèle offre un compromis intéressant permettant de capturer correctement la dynamique du manteau neigeux saisonnier (Boone et Etchevers, 2001). ISBA-ES est utilisé dans la version récente du modèle de climat global du CNRM CNRM-CM6 (Decharme et al., 2019), dans sa déclinaison régionale à plus haute résolution CNRM-ALADIN (Nabat et al., 2020), ainsi que dans le modèle de climat à haute résolution HCLIM (Belušić et al., 2020) reposant principalement sur le modèle AROME.

Modèle de neige détaillé : Crocus (Vionnet et al., 2012) Crocus appartient à la classe des modèles de neige les plus détaillés. Sa principale différence avec le schéma ES de complexité intermédiaire réside dans sa modélisation de la stratigraphie du manteau neigeux, ajoutant trois variables pronostiques pour chacune des couches servant à caractériser la microstructure (Brun et al., 1992; Vionnet et al., 2012).

Ce type de modèle, plus coûteux en temps de calcul a été initialement développé pour des simulations locales en un point afin de contribuer à la prévision opérationnelle du risque d'avalanche à Météo-France. En effet, sa description de la stratigraphie permet de représenter l'évolution des caractéristiques physiques ainsi que la microstructure de chacune des couches et d'en déduire par exemple des indicateurs de stabilité mécanique pour estimer le risque d'avalanches (Giraud et al., 2002).

Malgré quelques expériences non pérennisées (Brun et al., 1997; Brun et al., 2011), Crocus n'est utilisé dans aucun système couplé de modélisation du climat ou de PNT.

1.3.2.3 La modélisation climatique à l'échelle régionale : le cas des Alpes européennes

La projection de l'évolution du climat à l'échelle planétaire repose sur l'utilisation des modèles physiques permettant de simuler la dynamique des différentes composantes du système climatique (atmosphère, océan, surfaces continentales et cryosphère). Les modèles couplés intégrant d'autres composantes que l'océan et l'atmosphère sont appelés modèles du système terre (ESM : Earth system model), et ont progressivement vu croître le nombre de composantes et d'interactions incorporées en leur sein, conjointement à l'augmentation de la puissance de calcul et à la compréhension des mécanismes physico-chimiques jouant un rôle dans l'évolution des conditions climatiques. Il existe plusieurs types de modèle planétaires, en fonction du nombre de composantes et de couplages qu'ils représentent, mais pour la suite nous parlerons de GCM (Global Climate Model) pour regrouper l'ensemble de ces modèles.

Les GCMs, d'une résolution horizontale de l'ordre de la centaine de kilomètres représentent les évolutions du climat à large échelle, et constituent le socle de la connaissance des évolutions climatiques synthétisées dans les rapports du GIEC au travers des exercices d'intercomparaisons (Coupled Model Intercomparison Project - CMIP), organisés par le groupe de travail du programme mondial de recherche sur le climat (WCRP).

Cependant, la résolution horizontale grossière des modèles des GCMs les limitent lorsqu'il s'agit de fournir des informations à l'échelle régionale. La modélisation du climat à l'échelle régionale vient répondre à cette limitation par l'usage de la descente d'échelle dynamique. Il s'agit d'utiliser un modèle à aire limitée, avec une résolution horizontale plus fine, de l'ordre de la dizaine de kilomètres, appelé modèle régional du climat (Regional Climate Model - RCM) qui reçoit aux bords de son domaine de simulation, à intervalle temporel régulier, les conditions météorologiques provenant du GCM, comme illustré sur la Figure 1.14.

Cette approche s'avère particulièrement nécessaire pour la modélisation dans les régions de montagne comme les Alpes européennes, du fait de leur topographie accidentée, et de son influence sur les conditions nivométéorologiques comme explicité dans la section 1.1.2. La Figure 1.14 illustre les différences dans la représentation de la topographie de la France, où les Alpes apparaissent comme une colline étendue sans vallées (ne dépassant

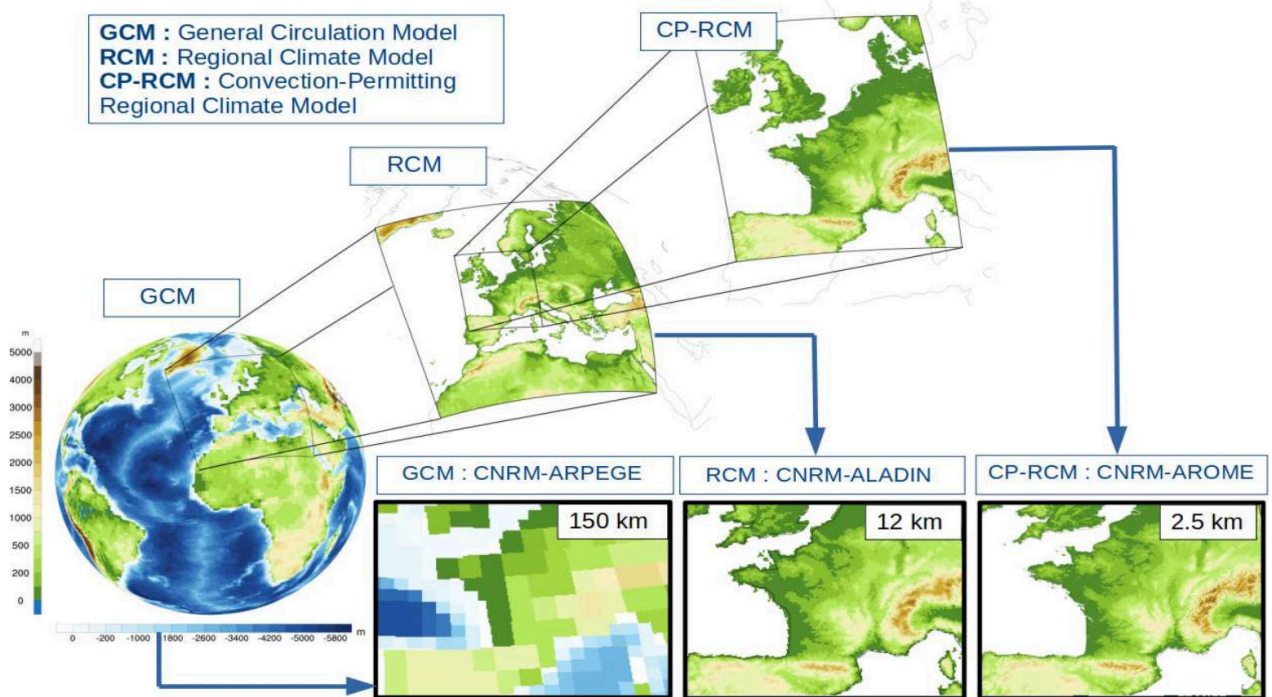


FIGURE 1.14 : Les différents modèles de climat du CNRM et la topographie de la France vue par des modèles de différentes résolutions. Figure issue de la thèse de Cécile Caillaud, chercheuse Météo-France au CNRM.

pas les 2000 m d'altitude) dans la topographie du GCM CNRM-CM, plus finement discrétisées dans celle du RCM CNRM-ALADIN.

Il est important de noter que malgré leurs plus-values évidentes pour la représentation des phénomènes régionaux, ces modèles ajoutent un maillon supplémentaire à la chaîne de modélisation, et leurs résultats cumulent leurs propres incertitudes de modélisation en plus de celles du modèle planétaire utilisé comme conditions aux limites (Boé et al., 2020).

Caractériser le climat des Alpes européennes avec des RCMs Ce sont les RCMs qui sont les plus utilisés pour approfondir nos connaissances sur l'évolution des conditions climatiques dans les Alpes Européennes, particulièrement au travers des exercices d'intercomparaisons de modèles régionaux du climat réalisés dans le cadre du programme EURO-CORDEX (Jacob et al., 2014). Mais, ces modèles sont-ils capables de reproduire correctement les conditions nivo-météorologiques passées dans les Alpes européennes ? Dans une évaluation étendue de 55 simulations issues de couples GCMs-RCMs produites dans le cadre d'EURO-CORDEX, Vautard et al. (2021) ont documenté des biais systématiques sur la région des Alpes. L'ensemble des simulations présente une température de l'air proche de la surface plus basse que la référence, des cumuls de précipitations plus élevés, particulièrement en hiver, et un rayonnement solaire incident plus élevé, de l'ordre de 30 à 50 W m^{-2} . Bien que ces différences puissent provenir pour partie d'une sur-estimation des températures et d'une sous-estimation des précipitations dans les jeux de données de référence utilisés (Cornes et al., 2018), leurs amplitudes d'un facteur 1.5 à 2 pour les précipitations, et de -2°C à -5°C pour la température, conjointement au fait que dans certains cas ces différences sont plus faibles des les simulations issues des GCMs pointent vers des faiblesses de la modélisation des RCMs sur les Alpes Européennes.

En cohérence avec des températures trop basses et des précipitations surestimées sur la région alpine, les études qui se sont intéressées plus en détail à la représentation de la neige dans les simulations EURO-CORDEX ont pu mettre en avant une forte surestimation de la quantité de neige simulée (Terzago et al., 2017 ; Matiu et al., 2020). Néanmoins, lorsque les RCMs sont forcés par une réanalyse (voir ci-après une introduction à ce sujet), ces différences sont plus faibles, suggérant un rôle important de l'effet des biais des GCMs, transmis aux RCMs et

affectant ainsi leur capacité à simuler une quantité de neige correcte.

Ainsi, malgré une plus-value évidente de l'augmentation de la résolution des modèles dans la représentation des précipitations (A. F. Prein et al., 2016) et de l'enneigement (Terzago et al., 2017) sur les régions de montagne, expliquée en grande partie par leurs meilleures représentations de la topographie, les RCMs conservent des écarts substantiels par rapport aux références utilisées sur la région alpine.

Augmenter encore la résolution : les CP-RCMs Ces dernières années, une partie de la communauté de modélisation du climat régional a entamé un mouvement vers l'usage de modèles régionaux à encore plus haute résolution : les CP-RCMs (Convection Permitting Regional Climate Models), s'appuyant le plus souvent sur une double descente d'échelle dynamique comme illustré sur la Figure 1.14. Ces modèles, utilisés depuis le début des années 2000 dans le cadre de la PNT, atteignent des résolutions kilométriques (entre 1 km et 3 km), permettant de résoudre explicitement des phénomènes de plus fines échelles, et de s'affranchir de la paramétrisation de la convection profonde, source de nombreuses incertitudes de modélisation des précipitations, en particulier les précipitations intenses. La plus-value de tels systèmes de modélisation a pu être démontré en région de montagne par quelques études pionnières sur le sujet pour la simulation des températures (A. Prein et al., 2013), des motifs spatio-temporels des précipitations à l'échelle infra-journalière, particulièrement en été (Keller et al., 2016), des extrêmes de précipitations (Lind et al., 2016), et de la simulation de l'enneigement (S. Lüthi et al., 2019). Jusque récemment, leurs coûts numériques élevés limitaient leurs utilisations dans le cadre d'études du climat. L'augmentation de la puissance de calcul disponible a ouvert la voie à de nouveaux exercices d'intercomparaisons de modèles à très hautes résolutions, comme le FPS (Flagship pilot study) "Convection" de CORDEX (Coppola et al., 2020; Pichelli et al., 2021; Ban et al., 2021). De tels exercices restent exploratoires pour le moment du fait du coût élevé des simulations, limitant le nombre de simulations réalisables, leurs extensions temporelles, ne permettant pas d'échantillonner correctement l'ensemble des sources d'incertitudes liées à la modélisation et à la variabilité interne du climat. Il s'agit toutefois d'expériences coordonnées très riches d'enseignement pour mieux caractériser les performances et limites de ces nouveaux systèmes de modélisation climatique, dans divers contextes et domaines d'applications (Caillaud et al., 2021; Sangelantoni et al., 2023). Toutefois, bien que les régions de montagne soient particulièrement ciblées du fait des phénomènes orographiques que les modèles résolvant la convection permettent de représenter, il n'y a à ce jour pas eu d'évaluation approfondie des performances des modèles de ce projet d'intercomparaison en ce qui concerne les précipitations neigeuses ou le manteau neigeux en montagne.

1.3.3 Les produits hybrides

Les jeux de données appelés ici produits hybrides regroupent l'ensemble des jeux de données permettant la reconstitution des conditions climatiques passées ou la projection future du climat en se basant sur des sources de données qui peuvent être un "mélange" combinant outils de modélisation physique, d'outils statistiques et d'observations.

1.3.3.1 Réanalyses

En temps réel, un système de prévision météorologique ou océanographique est contraint très régulièrement (plusieurs fois par jours, typiquement), par une étape d'analyse permettant de corriger le vecteur d'état caractérisant le système concerné à l'aide d'observations. Pour cette étape essentielle de la production de prévisions numériques, seules les données pouvant être exploitées dans des délais contraints sont utilisées. Dans certains cas, ces données peuvent être affectées par des erreurs, corrigées a posteriori. D'autres sources de données potentiellement utiles peuvent également être disponibles en temps différé. En outre, les versions de modèles et systèmes de prévision numérique du temps évoluent au cours du temps, typiquement une fois tous les ans, parfois plus ou moins souvent, avec des changements de caractéristiques (par exemple résolution horizontale ou nombre de niveaux verticaux, méthode d'assimilation de données, changements d'options physiques), qui font de l'archive des analyses opérationnelles une base de données particulièrement hétérogène sur le temps long. Une réanalyse consiste en des prévisions effectuées a posteriori à l'aide d'une unique version d'un système d'analyse et de prévision, et pour lequel des données corrigées ou complémentaires sont utilisées pour la phase d'assimilation. L'objectif d'une

réanalyse est de fournir une représentation des conditions météorologiques passées et des conditions de surface sur la grille du modèle aussi réaliste que possible.

Le fait de contraindre un modèle basé sur la physique avec des observations présente un avantage spécifique : les réanalyses sont capables de produire une estimation des conditions climatiques passées pour toutes les quantités physiques simulées par le modèle, de manière cohérente et physiquement plausible, sans données manquantes. Outre la fonction d'interpolation que ces modèles permettent vis à vis d'observations ponctuelles et discontinues dans le temps et l'espace, les réanalyses fournissent des estimations de variables réalistes (aux incertitudes de modélisation près) qui ne pourraient pas être mesurées avec les outils d'observation conventionnels.

Les applications des réanalyses sont nombreuses et répandues dans plusieurs communautés scientifiques, à commencer par la modélisation du climat et la prévision numérique du temps, que ce soit pour améliorer la représentation des processus dans les modèles (et leurs systèmes d'assimilation pour la PNT), analyser l'impact des changements dans les systèmes d'observation et fournir une climatologie réaliste des conditions passées afin d'évaluer les erreurs des modèles. Les réanalyses sont également utilisées comme conditions aux limites pour forcer les modèles climatiques régionaux, permettant d'évaluer leur capacité à reproduire la chronologie passée des événements météorologiques sans les erreurs de modélisation induites par les GCMs. Enfin, elles servent de données d'entrée pour un grand nombre d'études plus en aval, qui s'intéressent à la dynamique actuelle et l'évolution passée des objets d'étude dépendant des conditions météorologiques.

A l'instar des systèmes d'analyse et de prévision météorologiques dont elles découlent, les réanalyses peuvent être produites à l'échelle planétaire (Hersbach et al., 2020) et à l'échelle régionale (Soci et al., 2016 ; Schimanke et al., 2022 ; Vernay et al., 2022). On appelle réanalyse de surface une réanalyse pour laquelle seuls les champs de surface (température, précipitations, vitesses du vent par exemple) sont corrigés, à partir d'une ébauche fournie par une réanalyse atmosphérique.

La complétude de la couverture spatiale des réanalyses sur la grille du modèle et l'exhaustivité des grandeurs physiques simulées peuvent sembler particulièrement attrayantes, mais il faut garder à l'esprit que leur capacité à reproduire les conditions climatiques passées dépend fortement de la quantité et de la qualité des observations assimilées, du système d'assimilation lui-même et des erreurs de modélisation commises par le modèle lors de la prévision. Leur qualité varie donc en fonction de la région, des quantités physiques d'intérêt et de l'objectif pour lequel elles sont utilisées (Kaiser-Weiss et al., 2019 ; Orsolini et al., 2019 ; Hersbach et al., 2020 ; Li et al., 2022).

1.3.3.2 Les produits principalement basés sur les observations

En plus des réanalyses, qui combinent modèles et observations, il existe une multitude de jeux de données basés sur l'observation directe qui contribuent à reconstituer les conditions climatiques passées de manière plus complète et précise. Parmi eux, les jeux de données grillées occupent une place importante, facilitant l'évaluation des modèles climatique en comblant les zones géographiques non couvertes par les observations au travers de méthodes d'interpolations de complexité variable.

En Europe, les jeux de données E-OBS (Cornes et al., 2018), reposant sur une interpolation d'observations collectées au travers de l'initiative ECA&D (Klein Tank et al., 2002 ; Klok et Klein Tank, 2009) sont très largement utilisés pour l'évaluation des modèles climatiques régionaux (Kotlarski et al., 2014 ; Vautard et al., 2021). Ils fournissent entre autre une estimation des températures et des précipitations journalières sur l'ensemble du domaine européen à une résolution proche de la dizaine de kilomètres, de 1950 à nos jours.

Pour les précipitations dans l'arc Alpin, le jeu de données LAPrec (F. Isotta et al., 2021b) développé dans le cadre du programme Copernicus Climate Change Service permet de fournir des champs de précipitations à l'échelle mensuelle de 1871 à 2019 à une résolution horizontale de 5 km. Ce jeu de données s'appuie sur deux sources de données : un ensemble d'observations homogénéisées issues de pluviomètres remontant jusqu'en 1871 (environ 200 stations) (Auer et al., 2007) assurant la profondeur et l'homogénéité temporelle, et un jeu de données grillées EURO4M-APGD (F. Isotta et al., 2014) à 5km de résolution sur la période 1971-2008 incluant plus de 5000 observations utilisées pour calibrer la méthode d'interpolation assurant une descente d'échelle robuste.

Ces deux exemples illustrent différentes approches de la spatialisation des observations avec des objectifs souvent antagonistes. L'un vise à fournir une base de données à une résolution temporelle grossière (mensuelle) mais une profondeur temporelle élevée qui soit homogène dans le temps pour documenter les évolutions passées (F. Isotta et al., 2021a). L'autre vise à produire un ensemble de données à plus haute résolution temporelle

(journalière) qui incorpore le maximum d'observations disponibles pour chaque période pouvant toutefois compromettre l'homogénéité des tendances des variables.

Quel que soit l'usage visé, la qualité de la reconstruction de ces jeux de données est, comme pour les réanalyses, directement liée à la qualité et au nombre d'observations qui sont incorporées dans le produit final. Leur résolution effective (i.e. l'échelle à laquelle la variabilité spatiale de la grandeur physique est capturée) est ainsi variable selon les régions, et généralement inférieure à la résolution à laquelle est fournie le jeu de donnée (Cornes et al., 2018 ; F. Isotta et al., 2014).

Quelques initiatives récentes cherchent à compléter les observations du manteau neigeux, en procédant par exemple à l'inférence d'une variable peu mesurée à partir d'une autre. Parmi elle, Fontrodona-Bach et al. (2023) introduit un nouveau jeu de données d'estimation au point des équivalents en eau du manteau neigeux (Snow Water Equivalent - SWE) sur l'ensemble de l'hémisphère Nord de 1950 à 2022 en se basant sur des observations de hauteur de neige et un modèle de conversion empirique.

1.3.3.3 Les ajustements statistiques

Les biais systématiques des modèles climatiques (GCM et RCM) abordés dans la section 1.3.2.3 et la demande croissante d'informations climatiques utilisables à des échelles locales utilisées comme données d'entrée dans les modèles d'impact ont conduit au développement de techniques connues sous le nom d'ajustements statistiques. De nombreuses techniques d'ajustement statistique ont été mises au point au cours des dernières décennies, allant des approches les plus simples de type "Delta Change", visant à récupérer uniquement les signaux des projections et à les appliquer aux bases de données d'observation, aux approches de type "Quantiles mapping", qui corrigent tous les quantiles de la distribution d'une variable modélisée à partir d'une base de données d'observation (Maraun, 2016), voire des approches plus complexes encore. Il existe de nombreuses variantes de ces approches, et pour le cas des Alpes françaises, la méthode ADAMONT (Verfaillie et al., 2017) est la plus utilisée. Basée sur une méthode de "Quantiles mapping", elle produit des projections climatiques ajustées (non biaisées) sur la géométrie de la réanalyse S2M (Vernay et al., 2022) utilisée comme référence.

Ces projections peuvent alors être utilisées pour forcer des modèles d'impacts comme un modèle de manteau neigeux, et estimer l'évolution future de la hauteur de neige à des échelles locales telle qu'à 1500 m dans le massif de la Chartreuse comme illustré sur la Figure 1.15 (Verfaillie et al., 2018).

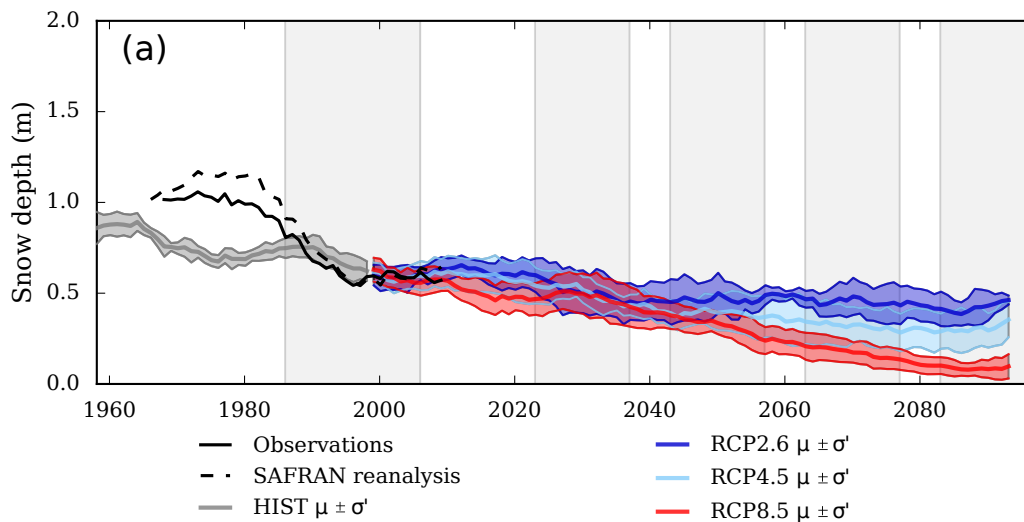


FIGURE 1.15 : Dispersion de l'ensemble des moyennes glissantes sur 15 ans ($\mu \pm \sigma$) des couples GCM-RCM représentant la hauteur de neige à 1500 m dans le massif de la Chartreuse pour chaque scénario (HIST, RCP2,6, RCP4,5 et RCP8,5). La moyenne glissante sur 15 ans des observations (1960-2016) et la réanalyse SAFRAN-Crocus (1958-2016) est également représentée. Figure issue de Verfaillie et al. (2018)

Les résultats issues de ces méthodes d'ajustements doivent tout de même être nuancés et ne pas laisser suggérer

qu'elles permettent de s'affranchir des incertitudes de modélisation des RCMs. Dans une revue sur le sujet, Maraun (2016) synthétise les discussions critiques autour de ses méthodes d'ajustements. Il souligne qu'elles ignorent la variabilité temporelle des biais des modèles (qui est probable), et qu'en corrigeant l'ensemble de la distribution, les méthodes de quantile mapping peuvent altérer les signaux des changements des variables climatiques. Il convient également de noter que la plupart de ces approches sont univariées et suppriment donc une bonne partie de la relation entre les variables. Elles sont ainsi incapables de générer de nouveaux signaux de changement qui résulteraient d'une interaction entre plusieurs variables, car ceux-ci restent dérivés de la dynamique du système climatique tel qu'il est modélisé dans le RCM. Par exemple, une rétroaction de la réduction de la couverture neigeuse sur la température qui n'est pas modélisée dans le RCM ne peut pas être générée dans les projections ajustées. Enfin, comme pour tous les produits examinés dans cette section, la qualité des résultats de ces approches dépend aussi de la fiabilité des jeux de données d'observation utilisés.

1.3.3.4 L'usage de l'intelligence artificielle (machine learning) pour la production d'information climatique

L'émergence rapide depuis plusieurs années des techniques d'intelligence artificielle (IA) dans les domaines météo et climat ouvre la voie à de multiples perspectives pour la génération de données et d'informations hybrides croisant diverses sources d'informations. Les méthodologies d'utilisation de l'IA sont nombreuses, mais pour la plupart basées sur l'apprentissage d'une relation empirique, potentiellement complexe et non-linéaire, entre des données d'entrées et de sorties, par l'estimation d'une fonction de transfert entre ces éléments.

Ces approches ont ouvert de nouvelles possibilités pour la reconstitution du climat passé, comme la constitution d'une climatologie multi-décennale des surfaces enneigées par bassin versant dans les Alpes européennes, déduite d'un lien entre les hauteurs de neige de la réanalyse régionale UERRA (Bazile et al., 2017) et les fractions enneigées issues de MODIS (Gascoin et al., 2022).

Des applications émergent également pour les projections climatiques futures, avec la création d'émulateurs de modèles climatiques régionaux (Doury et al., 2023) permettant de produire le champ d'une variable à la résolution d'un RCM à partir du champ d'un GCM - il s'agit ici en quelque sorte d'une descente d'échelle statistique particulièrement sophistiquée. Avec de plus amples développements, ce type d'émulateur pourrait permettre d'atteindre des résolutions kilométriques. Ces avancées permettraient de contourner le coût élevé des simulations des CP-RCMs en les dupliquant grâce à l'apprentissage sur les GCMs et les RCMs et d'explorer les incertitudes des projections futures à l'échelle locale. Ceci constitue une perspectives parmi de nombreuses autres offertes par ces développements rapides.

1.4 Verrous scientifiques et principales problématiques traitées par ce travail de thèse

Les régions de montagne dont les Alpes Européennes font partie sont des régions singulières, qui concentrent une diversité de composantes particulièrement sensibles aux conditions météorologiques et donc à l'évolution du climat. Les conditions climatiques conditionnent le développement des sociétés humaines et de leurs activités, ainsi que l'équilibre des écosystèmes environnants. Dans ces régions le manteau neigeux saisonnier joue un rôle prépondérant, influençant les échanges d'eau et d'énergie, en modulant la distribution temporelle des ressources hydriques et en modifiant la quantité d'énergie absorbée par les surfaces.

Sous l'influence du changement climatique d'origine anthropique, les régions de montagne ont déjà subi des modifications majeures de leurs conditions nivo-météorologiques, se traduisant principalement par une augmentation des températures, l'accroissement des précipitations intenses et un déclin du manteau neigeux à basse et moyenne altitude. L'ensemble des projections futures concorde vers une poursuite des tendances observées, dont l'ampleur sera conditionnée par les choix sociétaux opérés à l'échelle mondiale en matière de trajectoire d'émissions de gaz à effet de serre. Ces changements ont induit des perturbations dans le fonctionnement des socio-écosystèmes de montagne, impactant divers aspects dont la compréhension reste souvent lacunaire, et fait de l'anticipation des impacts à venir une priorité absolue. Dans ce contexte, la quantification précise des conditions climatiques passées et futures s'avère être le socle indispensable à l'élaboration de connaissances approfondies, notamment en ce qui concerne les impacts sur les sociétés humaines, tels que l'évolution des risques naturels, la transformation des écosystèmes et la gestion durable des ressources naturelles.

Toutefois, en raison de leurs caractéristiques géographiques, les régions montagneuses posent plusieurs défis aux communautés scientifiques qui cherchent à caractériser l'évolution passée et future des conditions météorologiques et d'enneigement. Ces caractéristiques créent une hétérogénéité climatique substantielle, avec une forte variabilité altitudinale et un grand nombre de composantes différentes qui déterminent les conditions nivo-météorologiques locales. Pour échantillonner correctement la variabilité des conditions climatiques, un réseau d'observation particulièrement dense est nécessaire, y compris à haute altitude. Les modèles physiques utilisés pour anticiper l'évolution future de ces conditions doivent également capturer les hétérogénéités à des résolutions fines, fournir des informations jusqu'à très hautes altitudes et tenir compte de manière réaliste de toutes les composantes, y compris la couverture neigeuse, pour fournir des données d'entrée robustes pour les études d'impact.

Cependant, le réseau d'observation dans les zones montagneuses est éparé, voire inexistant au-dessus de 3000 m d'altitude, historiquement et actuellement, y compris dans les Alpes européennes, qui bénéficient pourtant d'infrastructures d'observation particulièrement bien développées par rapport à d'autres régions. Bien que l'utilisation croissante des satellites fournisse de nouveaux éléments pour quantifier l'état actuel des conditions de surface, leur faible profondeur temporelle limite leur utilisation pour caractériser les évolutions passées remontant à plus d'une ou deux décennies. Ceci explique la persistance de zones d'ombre dans la littérature concernant l'évolution passée des conditions météorologiques et nivologiques à haute altitude, la variabilité des chutes de neige sur l'ensemble de l'arc alpin, et la connaissance limitée des phénomènes de possible amplification et de rétroaction tels que "l'Elevation Dependent Warming" (Pepin et al., 2015). Ce manque d'observations induit également un manque de références pour évaluer les modèles physiques utilisés pour simuler l'évolution future du climat, ainsi que la qualité des jeux de données hybrides construits à partir de ces observations, soulignant le manque de données d'observation comme principal facteur limitant l'approfondissement des connaissances des conditions climatiques passées.

Ces dernières années ont vu l'avènement de nouveaux produits hybrides, notamment des réanalyses planétaires (Hersbach et al., 2020; Muñoz-Sabater et al., 2021) et régionales (Bazile et al., 2017; Schimanke et al., 2022) tirant parti des dernières avancées en matière de modélisation et d'assimilation de données. Elles se sont rapidement imposées dans les communautés scientifiques qui dépendent de l'information climatique, qu'elles soient ou non spécialisées dans la modélisation du système climatique, en les utilisant pour combler le déficit d'observation dans certaines régions et caractériser les conditions climatiques passées et leur évolution au cours des dernières décennies.

Cela nous amène à une première question à laquelle ce manuscrit apporte des éléments de réponse :

Les produits hybrides récents (réanalyses planétaires et régionales ainsi que les modèles régionaux

du climat forcés par des réanalyses) sont-ils en mesure de reproduire les conditions météorologiques et d’enneigement passées dans les Alpes Européennes ?

La section 1.3.2.3 indique que les modèles climatiques régionaux utilisés jusqu’à récemment ne permettent pas de représenter correctement l’évolution du manteau neigeux en montagne et ses principales variables explicatives, la température et les précipitations. La résolution horizontale limitée de ces modèles est soupçonnée d’être en partie à l’origine de ces biais, et ils ne permettent pas la projection future des conditions au-dessus de 3000 mètres. Ces lacunes ont conduit à l’utilisation de méthodes d’ajustement statistique, qui permettent de corriger en partie ces biais, mais qui reposent sur des hypothèses fortes de stationnarité des biais, et ne sont pas en mesure de capturer les signaux des changements et des processus physiques qui ne seraient pas résolus par les modèles régionaux ajustés. Ceci explique la faible robustesse des projections liés aux phénomènes d’amplification avec l’altitude, les larges incertitudes concernant l’évolution des extrêmes de précipitations, et le manque de connaissance de l’évolution des variables à haute altitude. Dans ce contexte, l’utilisation de modèles climatiques régionaux à résolution kilométrique (CP-RCM), ayant démontré leur valeur ajoutée pour la représentation de certaines grandeurs physiques dans les régions montagneuses se développe. Dans le cadre de la Flagship Pilot Study “Convection” de CORDEX (Coppola et al., 2020 ; Pichelli et al., 2021 ; Ban et al., 2021), le CNRM a produit des simulations utilisant le modèle CNRM-AROME à 2,5 km de résolution sur un domaine couvrant les Alpes, et qui a déjà fait ses preuves pour améliorer la représentation des précipitations extrêmes sur le sud de la France (Caillaud et al., 2021) mais n’a pas encore été évalué sur la région alpine, en particulier pour ce qui concerne l’étude du manteau neigeux de montagne.

Ces considérations introduisent la seconde grande question de cette thèse :

Quelles sont les potentielles et limites de l’utilisation du modèle CNRM-AROME à très haute résolution pour la simulation des conditions météorologiques et d’enneigement passées et futures dans les Alpes Européennes ?

Le chapitre 2 s’attaque à la première question ci-dessus, en fournissant une évaluation approfondie des capacités d’un ensemble de jeux de données hybrides récemment produits, en matière de conditions météorologiques et d’enneigement au cours des dernières décennies dans les Alpes européennes. Les résultats sont présentés au travers de l’article Monteiro et Morin (2023), publié dans le journal *The Cryosphere*.

Le chapitre 3 est dédié à l’exploration des performances des simulations réalisées avec le modèle climatique à haute résolution CNRM-AROME à fournir des informations climatiques robustes sur les conditions météorologiques et d’enneigement passées et futures dans les Alpes Françaises. Les résultats de ce chapitre sont présentés sous la forme d’un article publié dans *International Journal of Climatology* (Monteiro et al., 2022).

Le chapitre 4 présente l’évaluation d’un ensemble d’expériences réalisées avec le modèle CNRM-AROME, modifiant itérativement des éléments de la configuration de son modèle de surface. Par cette démarche, nous cherchons à définir une configuration permettant de pallier les principales limites des simulations avec CNRM-AROME dans les Alpes françaises imputables à son modèle de surface, mis en lumière dans le chapitre précédent. Il s’agit en particulier de tester le bénéfice d’un schéma de neige et de sol multi-couche, et de l’utilisation de 3 patchs plutôt qu’un seul afin de mieux représenter les interactions entre le manteau neigeux et la végétation. Les résultats sont présentés sous la forme d’un article soumis à *Geoscientific Model Development* en janvier 2024.

Le dernier chapitre de ce manuscrit synthétise les principales conclusions de ces travaux de thèse, puis propose quelques perspectives et une réflexion personnelle sur les enjeux et directions prises par la communauté scientifique en charge de l’étude du climat et son évolution.

CHAPITRE 2

Analyse multi-décennale des températures, précipitations et du manteau neigeux passées en hiver dans les Alpes européennes à partir de réanalyses, modèles climatiques et de jeux de données d'observations

Contents

2.1	Résumé de l'article	43
	Multi-decadal analysis of past winter temperatures, precipitation and snow cover data in the European Alps from reanalyses, climate models and observational datasets	44
2.2	Introduction	44
2.3	Data and Methods	47
2.3.1	Study domain	47
2.3.2	Variables of interest and indicators	47
2.3.3	Data	48
2.3.4	Evaluation methods	52
2.4	Results	55
2.4.1	Reference characteristics of the snow cover in the European Alps	55
2.4.2	Timing of the snow cover duration against MODIS observations	60
2.4.3	Interannual variability and trends	62
2.5	Discussion	68
2.5.1	Snow cover characteristics as seen by different modelling systems	70
2.5.2	On the complexity of assessing differences between modeling system	72
2.5.3	Representation of the interannual variability	72

2.5.4	Reliability of the trend values	73
2.6	Conclusion	74
2.7	Appendices	77
2.7.1	Reference characteristics of the Alpine snow cover	77
2.7.2	Interannual variability	80
2.7.3	Trends	84

2.1 Résumé de l'article

L'évaluation de la distribution, de la variabilité et des tendances passées du manteau neigeux de montagne et de ses facteurs explicatifs de premier ordre, la température et les précipitations, est essentielle pour de nombreuses applications. Dans cette étude, nous comparons les résultats issus de différents systèmes de modélisation (réanalyses globales et régionales ERA5, ERA5-Land, ERA5-Crocus, CERRA-Land, UERRA MESCAN-SURFEX, MTMSI, et simulations de modèles climatiques régionaux CNRM-ALADIN et CNRM-AROME forcés par la réanalyse globale ERA-Interim) à des références observationnelles (in-situ, jeux d'observations grillés et observations satellitaires) dans les Alpes européennes, de 1950 à 2020. Les comparaisons sont effectuées en termes de valeurs mensuelles et saisonnières du manteau neigeux (épaisseur et durée d'enneigement), de la température proche de la surface et des précipitations. Nous évaluons les climatologies des valeurs moyennes régionales et infra-régionales, leur variabilité interannuelle et les tendances sur différentes échelles de temps, principalement pour la période hivernale (de novembre à avril).

ERA5, ERA5-Crocus, MESCAN-SURFEX, CERRA-Land et MTMSI offrent une description satisfaisante de l'évolution mensuelle de la neige, bien qu'une comparaison avec les observations satellitaires indique que l'ensemble des jeux de données surestiment la durée d'enneigement, en particulier la date de fonte. Les simulations climatiques régionale CNRM-AROME et CNRM-ALADIN, ainsi qu'ERA5-Land présentent une surestimation de l'accumulation de neige pendant l'hiver, qui augmente avec l'altitude.

L'analyse de la variabilité interannuelle et des tendances indique que la modélisation de la dynamique du manteau neigeux reste complexe à plusieurs échelles, qu'aucun des modèles évalués ici ne parvient à reproduire pleinement, par rapport aux jeux de données d'observation utilisé comme référence. En effet, alors que la plupart des modèles évalués représentent bien la variabilité interannuelle à multi-décennale des températures et des précipitations hivernales, ils ne parviennent souvent pas à reproduire la variabilité de l'épaisseur de la neige et de la durée d'enneigement. Nous discutons de plusieurs artefacts responsables de tendances climatiques à long terme incorrectes dans plusieurs produits de réanalyse (ERA5 et MESCAN-SURFEX), que nous attribuons principalement à des hétérogénéités des données d'observation assimilées.

Néanmoins, de nombreux jeux de données considérés dans cette étude présentent des tendances passées conformes à l'état actuel des connaissances. Sur la base de ces ensembles de données, au cours des 50 dernières années (1968-2017) à l'échelle régionale, les Alpes européennes ont connu un réchauffement hivernal de 0,3°C à 0,4°C par décennie, plus fort à basse altitude, et une légère réduction des précipitations hivernales, homogène avec l'altitude. La diminution de l'épaisseur de la neige en hiver et de la durée d'enneigement varie de -7% à -15% par décennie et de -5 jours à -7 jours par décennie, respectivement, les deux montrant une diminution plus forte aux altitudes basses et intermédiaires.

Finalement, nous montrons qu'aucune stratégie de modélisation ne surpasse toutes les autres au sein de notre échantillon, et que les choix en amont (résolution horizontale, hétérogénéité des observations utilisées pour l'assimilation des données dans les réanalyses, couplage entre la surface et l'atmosphère, niveau de complexité et configuration du schéma de neige, etc.) ont des conséquences importantes sur la qualité des jeux de données qui en résultent. Malgré leurs limites, dans de nombreux cas, ces résultats de modélisation peuvent toutefois être utilisés pour caractériser les principales caractéristiques du manteau neigeux dans les Alpes Européennes pour toute une série d'applications.

Published article :

Multi-decadal analysis of past winter temperatures, precipitation and snow cover data in the European Alps from reanalyses, climate models and observational datasets

Diego Monteiro¹ and Samuel Morin²

¹ *Univ. Grenoble Alpes, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, CNRM, Centre d'Études de la Neige, Grenoble, France*

² *CNRM, Météo-France, CNRS, Université de Toulouse, Toulouse, France*

Abstract

Assessing past distributions, variability and trends of the mountain snow cover and its first order drivers, temperature and precipitation, is key for a wide range of studies and applications. In this study, we compare the results of various modelling systems (global and regional reanalyses ERA5, ERA5-Land, ERA5-Crocus, CERRA-Land, UERRA MESCAN-SURFEX, MTMSI, and regional climate model simulations CNRM-ALADIN and CNRM-AROME driven by the global reanalysis ERA-Interim) against observational references (in-situ, gridded observational datasets and satellite observations) across the European Alps, from 1950 to 2020. The comparisons are performed in terms of monthly and seasonal snow cover variables (snow depth and snow cover duration) and their main atmospheric drivers (near-surface temperature and precipitation). We assess multi-annual averages of regional and sub-regional mean values, their inter-annual variations, and trends over various time scales, mainly for the winter period (from November through April).

ERA5, ERA5-Crocus, MESCAN-SURFEX, CERRA-Land and MTMSI offer a satisfying description of the monthly snow evolution albeit a spatial comparison against satellite observation indicates that all datasets overestimate the snow cover duration, especially the melt-out date. CNRM-AROME and CNRM-ALADIN simulations, and ERA5-Land exhibit an overestimation of the snow accumulation during winter, increasing with elevations.

The analysis of the inter-annual variability and trends indicate that modelling snow cover dynamics remain complex across multiple scales, that none of the models evaluated here fully succeed to reproduce, compared to observational reference datasets. Indeed, while most of the evaluated model outputs perform well at representing the inter-annual to multi-decadal winter temperature and precipitation variability, they often fail to address the variability of the snow depth and snow cover duration. We discuss several artifacts potentially responsible for incorrect long-term climate trends in several reanalysis products (ERA5 and MESCAN-SURFEX), which we attribute primarily to the heterogeneities of the observation datasets assimilated.

Nevertheless, many of the considered datasets in this study exhibit past trends in line with the current state of knowledge. Based on these datasets, over the last 50 years (1968-2017) at a regional scale, the European Alps have experienced a winter warming of 0.3°C to 0.4°C per decade, stronger at lower elevation and a small reduction of winter precipitation, homogeneous with elevation. The decline of the winter snow depth and snow cover duration range from -7% to -15% per decade and from -5 days to -7 days per decade, respectively, both showing a larger decrease at low and intermediate elevation.

Overall, we show that no modelling strategy outperforms all others within our sample, and that upstream choices (horizontal resolution, heterogeneity of the observations used for data assimilation in reanalyses, coupling between surface and atmosphere, level of complexity and configuration of the snow scheme etc.) have great consequences on the quality of the datasets and their potential use. Despite their limitations, in many cases these modeling outputs can be used to characterize the main features of the mountain snow cover for a range of applications.

2.2 Introduction

Emissions of greenhouse gases by industrial societies since the 1850s have led to an increase in the global mean surface temperature of 1.07°C (0.8°C-1.3°C), 1.59°C (1.34-1.83 °C) over land (Zhongming et al., 2021) inducing

a series of modifications in the components of the Earth system. In mountainous areas, composed of a large number of systems and environments sensitive to climate change, the temperature rise has already led to major impacts (Hock et al., 2019). Observations from the past decades generally show a decrease in glacier mass, a temperature rise of the permafrost, and a general decline of the snow cover duration on average by 5 days per decade at low elevation (Hock et al., 2019). These changes already impact water resources and agriculture in snow-dominated and glacier-fed river basins, as well as altering the magnitude and location of natural hazards in mountainous regions such as snow avalanches, floods and landslides (Hock et al., 2019). While many physical changes in mountain regions are already well understood in general terms (Hock et al., 2019), some physical processes remain imperfectly characterized such as the elevation dependant climate changes (Pepin et al., 2015; Pepin et al., 2022), as well as numerous impacts on a large variety of related domains, such as water resources, ecosystems, natural hazards.

Reliable observational data on essential climate variables (e.g. near surface temperature, precipitation, snow cover area, snow water storage...) are critically needed to further investigate past changes, improve process understanding, and characterize the present state of the different systems and environments under a changing climate. Yet due to multiple constraints on the installation and maintenance of a dense observational network related to the accessibility and the extreme climate conditions, the historical and current in-situ coverage is sparse over mountainous regions, specifically at high elevation, even in the European Alps, one of the most extensively studied mountain range in the world. Multiple approaches have been developed to complement the information from sparse in-situ observation networks and to gather informations about the past state of the climate system in mountain regions.

Remote sensing data have the advantage of almost exhaustive spatial coverage at a high resolution (down to a few tens of meters of horizontal resolution). However, only a limited number of climate variables can be derived from them, with a short and generally partial temporal coverage that does not allow the reconstruction of past changes over the last century. MODIS (Justice et al., 1998), for example, provides records from February 2000 onwards, less than the conventional 30 years required to define a climatology, let alone a climate trend. Additionally, the quality of remote sensing data is weakest in mountainous regions due to the complex topography compared to flatland (Largeron et al., 2020).

Reanalyses are generated using a numerical weather prediction (NWP) model simulating the state of atmospheric and surface variables, using observational constraints through data assimilation. The aim of reanalyses is to provide information about the state of the atmosphere and its interfaces consistent with the observed chronology of meteorological events. Over the last decade, a new series of global and regional reanalyses have been released, taking advantage of the rise of model performance and assimilation procedures, providing high resolution climate informations. Among them, ERA5 (Hersbach et al., 2020) and ERA5-Land (Muñoz-Sabater et al., 2021) are global reanalyses recently produced by the ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), and already extensively used in a wide range of applications. UERRA-MESCAN-SURFEX and CERRA-Land are high resolution regional reanalyses resulting from a series of european project (EURO4M, UERRA, now implemented as part of the Copernicus Climate Change Service and named CERRA), taking advantage of their high resolution, and the use of a new surface analysis system MESCAN (Soci et al., 2016) to provide a robust estimation of surface variables over Europe. These new reanalyses are promising tools, but are still limited for some applications. Besides their high computational cost, they remain dependent on model limitations, and an assimilation system that can lead to spurious trends due in particular to the spatio-temporal heterogeneity of assimilated observations (P. Thorne et Vose, 2010; Vidal et al., 2010; Vernay et al., 2022).

Regional climate simulations forced by a larger scale reanalysis are continuous long-term simulations over a limited area. They are, by design, constrained to follow the large scale chronology of meteorological episodes, and avoid some of the issues induced by the assimilation steps of regional reanalyses, but inherit biases from the atmospheric model. Regional climate simulations driven by larger scale reanalyses are mostly used as a benchmarking tool to assess the reliability of climate simulations, used for climate projections. In Europe, climate simulations produced within the EURO-CORDEX framework have been used in various applications ranging from physical changes to climate change impacts (Jacob et al., 2014; Beniston et al., 2018; Terzago et al., 2017; Kotlarski et al., 2023). More recently, the EURO-CORDEX Flagship Pilot Study "Convection" has lead to the production of high resolution regional climate simulations using climate models at kilometer scale over a domain that covers the Alpine ridge (Coppola et al., 2020; Pichelli et al., 2021). These simulations have demonstrated their potential for the study of rare events such as high precipitation event (HPE) (Caillaud et al., 2021), as well

as improving the representation of mountain variables such as temperature, precipitation, and snow cover over the Alps (S. Lüthi et al., 2019; Monteiro et al., 2022). A recent review from Lundquist et al. (2019) suggests that high resolution climate simulation are now able to produce a better estimate of meteorological variables over mountainous areas than gridded datasets based on in-situ observations, limited by the scarcity of in-situ observations and some of their observation limitations, e.g. snow precipitation wind-induced undercatch.

Several studies have focused on evaluating datasets and reanalyses in various contexts with the aim of outlining their adequate areas of use. Muñoz-Sabater et al. (2021) provide an extensive comparison of ERA5 and ERA5-Land against in-situ observations for a set of surface variables (near-surface air temperature, soil moisture, snow depth). Their study highlights that besides a clear added-value of ERA5-Land against ERA5 in the Western US considering the representation of snow, their comparison over Scandinavia and the Northern part of the Alps lead to more nuanced results, that they attributed to the quality of ERA5, due to the density of the assimilated observation network in ERA5 in these regions. F. Isotta et al. (2015) and Bandhauer et al. (2022) focus on precipitation characteristics over the Alpine region from numerous datasets (ERA5, MESCAN, EURO4M-APGD, E-OBS...). They report on a widespread overestimation of accumulated precipitation and wet-day frequency of ERA5 and UERRA against gridded observational datasets, and show that their local scale performances depends on the density of the rain-gauge network. Li et al. (2022) provide an intercomparison of snow depth from ERA5, ERA5-Land and WRF climate simulations against remote sensing and observational datasets over the Tianshan Mountains in China and find that contrasting results. ERA5-Land is prone to lower errors (RMSE and ME) compared to ERA5 at low and intermediate elevation, but shows larger biases at high elevation. They both perform poorly regarding the annual evolution of snow, with an overestimated accumulation phase for ERA5 and an underestimation of the melting rate for ERA5-Land. Overall, the WRF climate simulation performs well at all elevations, and gives the closer estimates of the annual cycle of snow cover. Orsolini et al. (2019) study the ERA5 abilities to represents snow characteristics (i.e. snow depth, snow cover and snow duration) over the Tibetan Plateau (TP) and find that ERA5 strongly overestimate the amount and duration of snow cover over the TP, that they relate to the lack of assimilated observations in this region, as well as a strong overestimation of precipitations. Scherrer (2020) compares near-surface temperature inter-annual variability and trends for a set of reanalyses and gridded datasets (i.e. ERA5, MESCAN, E-OBS and COSMO-REA) against a gridded datasets for Switzerland and find that they all perform well at low elevations but have increasing errors in terms of trend and internal variability at high elevation. Kaiser-Weiss et al. (2019) perform a broad evaluation over Europe of multiple reanalyses (those from the UERRA project and COSMO-REA) for wind, solar radiation, precipitation and temperature and find that the quality of the dataset for a given area is for a large part determined by the number of assimilated observations.

The above studies lead to nuanced results concerning the ability of recent reanalyses, gridded observation-based datasets and climate simulations to provide reliable long-term informations relevant to characterize mountain meteorological conditions and the snow cover state. None of them outperforms other datasets in every regions and analysed aspects of the climatology (i.e. mean values, seasonal patterns, spatial patterns, interannual variability, trend), but they hold promising potentials to complement in-situ observation records. Multiple factors are involved and strongly depend on the study area such as the quality of atmospheric forcing driving the land surface model, the number and quality of the assimilated observations and the inherited biases from the underlying model used (atmospherical model and land surface model). Thus, it is clear that extensive studies are needed to qualify the robustness of these emerging tools for appropriate use in a wide range of downstream scientific applications.

The objective of the present study is to compare the performance of different datasets from different modelling strategies in the European Alps, in order to better understand their different characteristics and assess how to provide the best possible estimate of the snow cover spatio-temporal variability and trends, and its first order drivers, wintertime near surface temperature and precipitation. We investigate and evaluate mean seasonal and annual values, spatial variability and patterns, and interannual variability and trends over the last decades. We take advantage of the recent study by Matiu et al. (2021a) providing a consolidated dataset of in-situ snow depth observations in the European Alps. We also exploit two gridded observational reference datasets LAPrec (C. Frei et F. A. Isotta, 2019) for the precipitation (specifically covering the Alpine region) and E-OBS for the near surface temperature (Cornes et al., 2018). By doing so, we aim to provide informations on the reliability of several commonly used and most recent reanalyses as well as other modelling approaches in the European Alps and provide estimates of climate trends of the variables.

2.3 Data and Methods

2.3.1 Study domain

Our study domain is the European Alps (see Figure 2.1a), using the boundaries of the Alpine Convention (Convention, 2020). We carry out analyses over the whole region, or for the four subregions following the HISTALP division from Auer et al. (2007). These four subregions correspond to four climatically homogeneous areas : the western side (northwest and southwest) influenced by the Atlantic and an Eurasian continental regime on the Eastern side. North-south border distinguishes the warmer and drier mediterranean side on the south (southwest and southeast) and the wetter northern part (northwest and northeast), blocking most of the western lows. This division into four main subregions based on temperature, precipitation, air pressure, sunshine and cloudiness was recently confirmed to be relevant by Matiu et al. (2021a) based on snow depth in-situ observations.

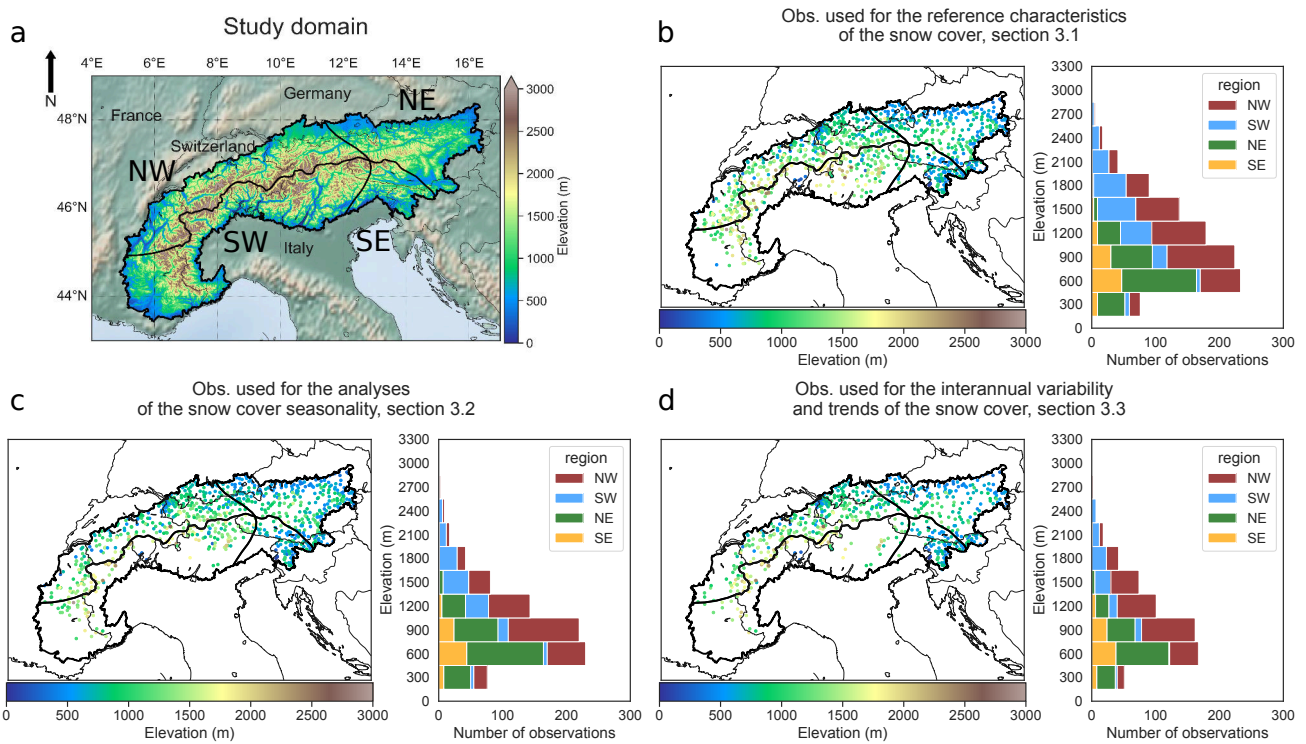


FIGURE 2.1 : a. Study domain with the DEM (digital elevation model) at 1km and contour of the Alpine Convention outline of the Alps and the four subregions, b. Location of observations used in section 2.4.1 with their associated number per elevation bands of 300 m width for each regions, c. Same as b. for the observations used in section 2.4.2, d. Same as b. for the observations used in section 2.4.3.

2.3.2 Variables of interest and indicators

Based on the availability of the variables across the data sets used in this work (model output and observations, see below), we focus on snow depth to evaluate their snow cover component.

In order to compare the evaluated datasets against remote sensing data from MODIS/Terra (MOD10A1F) processed by the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) (Hall et Riggs., 2020), three indicators are analysed. Consecutive snow cover duration (SCD) is defined as the largest consecutive number of days in a hydrological year with a snow depth value above a given threshold value. The snow onset date (SOD) and the snow melt-out date (SMOD) characterize the beginning and the ending dates of the corresponding time period. In this study, the snow depth threshold is set at 1 cm, motivated by the minimization of error metrics, described in Section

2.3.4.3.

In the case of MODIS data, the normalized difference snow index (NDSI) value was converted to a series of binary snow cover maps (absence or presence of snow) using a threshold value $\text{NDSI} > 0.2$. This threshold corresponds to a snow cover fraction of approximately 30% (Salomonson et Appel, 2004). These snow cover maps were used to compute SCD, SOD and SMOD.

Further to the state of the snow cover, we focus on near surface temperature (2 m temperature) and precipitation amounts, at the seasonal scale relevant to the winter snow cover (average and cumulated values from November to April, respectively).

2.3.3 Data

2.3.3.1 Reference datasets

In-situ snow depth observation The reference snow depth dataset is an ensemble of daily in-situ observations spanning the 1971-2019 period (Matiu et al., 2021a). In this study, we used three different subsets from the overall dataset, depending on the analysis. Their locations and elevation distributions are displayed in Figure 2.1. Section 2.4.1 focuses on the reference characteristics of the snow cover over the largest common time period from which the evaluated datasets are available. In order to have the largest spatial coverage to compute monthly to seasonal mean snow depth over large regions, we keep all stations data that have at least 70% valid daily values from November to April for the 1985-2015 period (see Figure 2.1b). Section 2.4.2 focuses on the snow cover seasonality, using the indicators SCD, SOD and SMOD computed using continuous daily values of snow depth over the winter period, and compare it to satellite observations from MODIS (record starting in 2000). Most of the missing values happen in summer (for most of the observation stations, no snow is present during this period). In this section, we keep stations with more than 80% of valid daily values over all year of the 2000-2015 period (see Figure 2.1c). Section 2.4.3 focuses on the interannual variability and trends. This requires the most homogeneous possible dataset along with a sufficiently long time period, so we only keep stations with more than 90% valid daily values from November to April of the 1968-2017 period (see Figure 2.1d).

MODIS remote sensing satellite observations In order to address the spatial variability and the snow cover seasonality, we used the MODIS/Terra daily normalized difference snow index (NDSI) field over the 2000-2015 period. These data from the MODIS/Terra sensor have been treated by the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) (Hall et Riggs., 2020) and it corresponds to a daily gap-filled product using an algorithm described in Hall et al. (2010). In this study, MODIS NDSI data are used at their native horizontal resolution (approximately 500 m), and regridded to match different dataset resolutions (from 2.5 km to 30 km) using a first-order conservative method.

Near-surface air temperature The reference air temperature at 2 meters dataset is the E-OBS v23.1 daily mean air temperature field (Cornes et al., 2018). E-OBS is a gridded observational dataset available at 0.1° (12 km) horizontal resolution over the 1950-2020 period. It is obtained by interpolating station data gathered from National Meteorological Services (NMSs) by the ECA&D initiative (Klein Tank et al., 2002; Klok et Klein Tank, 2009). Uncertainties (due to climatological standard errors value and from the kriging procedure) are estimated using stochastic simulations to produce an ensemble of 100 realizations of each daily fields, then the spread is calculated using the 95th and 5th percentile. In section 2.4.3, focusing on interannual variability and trends, we used the homogenized version v19.0HOM of E-OBS. It uses a restricted number of observations, quality checked and homogenized following a procedure described in Squintu et al. (2019). E-OBS temperature values in high mountain areas present limitations. They are known to feature a high warm bias (that can reach up to 5°C against the Meteoswiss gridded dataset in Switzerland), resulting from the scarcity of observations used in this region at high elevation. Furthermore, the uncertainties values may be underestimated, particularly in areas with low observation density (Cornes et al., 2018).

Precipitation The reference for precipitation is LAPrec (C. Frei et F. A. Isotta, 2019), a gridded dataset of monthly precipitation at 5 km horizontal resolution covering the European Alps and spanning the 1901-2019 period. It relies on a statistical approach (Reduced Space Optimal Interpolation - RSOI) combining information

from a set of long-term observation stations used in HISTALP (Auer et al., 2007) and from the high resolution gridded datasets EURO4M-APGD (F. Isotta et al., 2015). It is specifically appropriate for long-term studies that need a high temporal consistency while staying at a relatively large spatial scale, therefore matching the scope of this study. The user guide (F. Isotta et al., 2021b) of this product provides an estimation of the interpolation error (in terms of mean absolute error - MAE and ME) at observation locations. The value of the MAE is 18 mm/months (all stations and months included), but is found to be larger in areas with a lower density of observations (i.e. generally at high elevation), and in summer, due to the larger proportion of convective precipitation events. Additionally, systematic error measurements are not taken into account, such as the rain gauge undercatch due to wind-induced deflections of hydrometeors, known to be particularly strong at high elevations in winter (i.e. the underestimation can occasionally exceed 40%) (F. Isotta et al., 2021b; Kochendorfer et al., 2018; Kochendorfer et al., 2021).

2.3.3.2 Evaluated datasets

Reanalyses and climate simulations are evaluated in this study against the references described above. We however emphasize that these references are not immune of errors and serve as a common reference dataset for the purpose of this work. Figure 2.2 shows an overview of the evaluated datasets, their configurations, temporal availability, as well as their main components of interest for this study (i.e. land surface model and complexity of their snow scheme).

2.3.3.2.1 Reanalyses

ERA5 ERA5 is the latest global reanalysis produced by the ECMWF using the Cy41r2 of the Integrated Forecasting System (IFS). This reanalysis provides hourly atmospheric and surface fields at a horizontal resolution of 31 km. Here we use the latest release, at the time of writing, of the reanalysis starting in 1959, while a previous version of the reanalysis was produced, starting in 1950, and is used for ERA5-Land and ERA5-Crocus, see below. A 4D-Var assimilation framework including variational bias correction is used for atmospheric fields, 2D optimal interpolation for 2 m temperature, relative humidity and snow (depth and density), and 1D Optimal Interpolation for soil and snow temperature (Hersbach et al., 2020). The Land Surface Model (LSM) CHTESSEL integrates a single explicit layer snow model. It is an energy and mass balance model that represents an additional layer on top of the upper soil layer (Dutra et al., 2010), with its own energy budget, taking into heat exchanges with the underlying soil and above atmosphere. It has a comparable physics as the D95 snow cover model (Douville et al., 1995), but accounts for more processes : the representation of liquid water content (as a diagnostic) and the compaction and thermal metamorphism in its snow density formulation (see Dutra et al. (2010) for more details). It is worth noting that some issues affect the ERA5 reanalysis snow depth data. Hersbach et al. (2020) note that above 1500 m in mountainous area, snow depth can be unrealistically large, due to the underestimation of melting within the snow scheme parameterization.

ERA5-Crocus ERA5-Crocus corresponds to driving the LSM SURFEX (V. Masson et al., 2013) used in standalone mode along with the detailed multi-layer snowpack model Crocus (Vionnet et al., 2012), using as input the meteorological fields from the ERA5 reanalysis at 31 km horizontal resolution covering the 1950-2020 period, over the Northern hemisphere. ERA5-Crocus has been used in recent analyses of northern-hemisphere snow cover, and snow cover trends, based on previous work using ERA-Interim surface atmospheric fields as input to Crocus simulations (Decharme et al., 2016; Derksen et Mudryk, 2022).

ERA5-Land ERA5-Land is a global reanalysis produced by the ECMWF for the land component from 1950 onwards at a horizontal resolution of 9 km. It uses the ERA5 atmospheric fields downscaled at 9 km of resolution using a linear interpolation with an altitudinal correction for the air temperature, humidity and pressure. The altitudinal correction is achieved using a daily environmental lapse rate derived from ERA5 vertical profiles (Dutra et al., 2020). We note that Dutra et al. (2020) only shows nuanced benefits of this altitudinal correction on temperature over the western US, with even a strengthening of a cold bias against station observations when ERA5 elevation is corrected towards higher elevation, the dominant situation over high mountain range. These

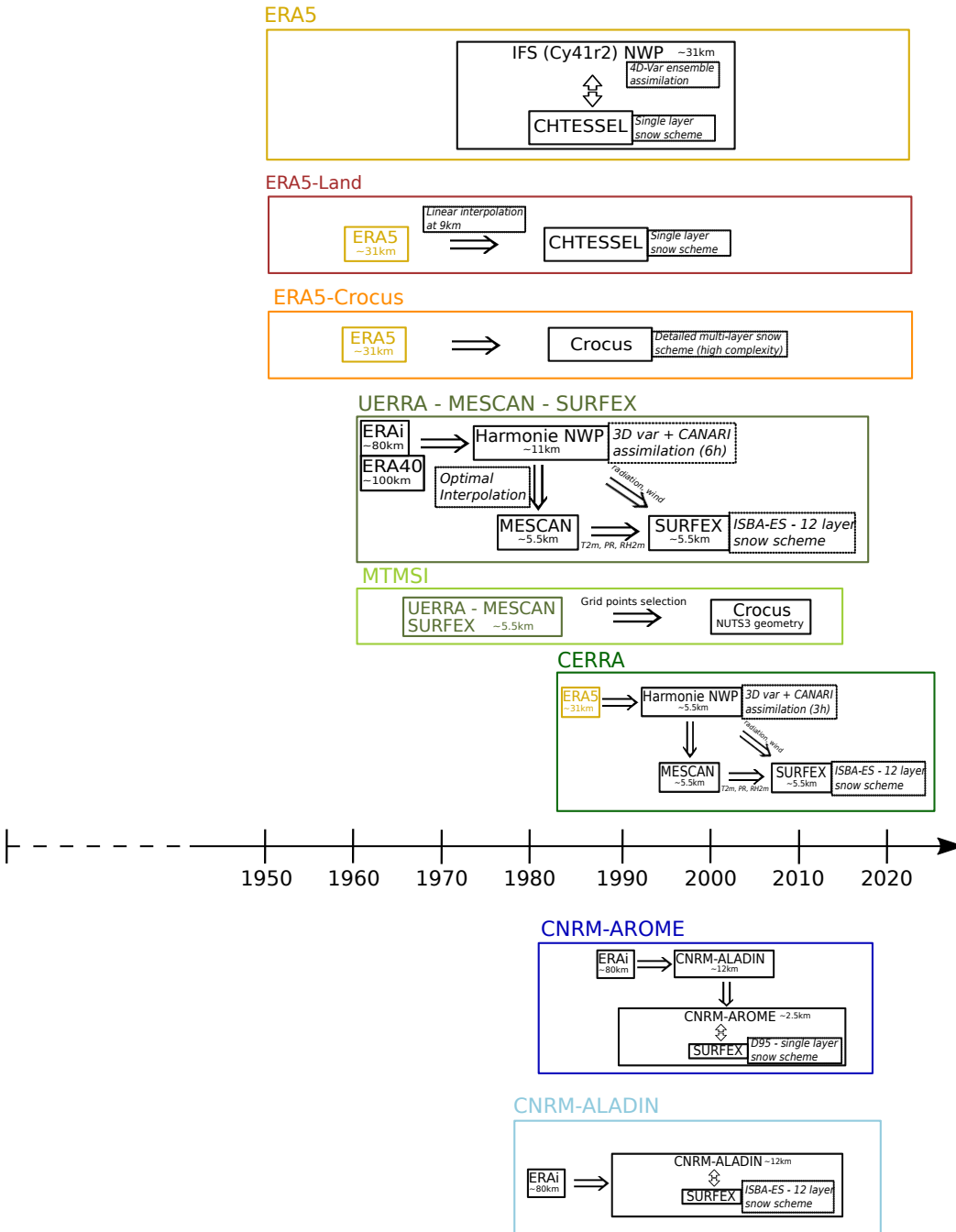


FIGURE 2.2 : Schematic description of the evaluated datasets. Each dataset is represented in a colored rectangle with a width adjusted to fit their temporal coverage on the timeline. A one-way arrow indicates a driving element that is used inside an other model in stand-alone mode (e.g. global driving data for regional model, atmospherical field for offline LSM run). A two-ways arrow indicates a coupling between a driving element and an other model. Dashed squares gives specifications on their associated element.

downscaled atmospherical fields are then used to force the LSM CHTESSEL (using a similar configuration as the one used in the ERA5 reanalysis), producing hourly surface fields.

UERRA : MESCOAN-SURFEX UERRA was a European project focused on the development of regional-scale atmospheric and land surface reanalyses. Multiple datasets were produced within the framework of the UERRA project. Here we used the MESCOAN-SURFEX reanalysis. It is a regional reanalysis covering Europe and spanning the 1961-2019 period. It provides analysed near-surface atmospheric and surface fields each 6 hours at a horizontal resolution of 5.5 km, and forecast fields hourly. It uses ERA-40 (Uppala et al., 2005) prior to 1979 and ERA-interim (Dee et al., 2011) thereafter as lateral boundary conditions (global forcing) to run the HARMONIE (HIRLAM ALADIN Regional/Mesoscale Operational NWP In Europe) NWP system at 11 km of resolution (Ridal et al., 2016). An analysis is done every 6 hours using a 3D-Var assimilation for the upper atmosphere and CANARI (Taillefer, 2002) for the surface. The analysed atmospheric fields at 11km horizontal resolution are downscaled to 5.5km and passed to the MESCOAN system (Bazile et al., 2017 ; Soci et al., 2016), producing an analysis of the air temperature at 2 m, the humidity at 2 m as well as the precipitation. These surface fields along with radiation and wind fields from the atmospheric analysis are used to drive the SURFEX LSM in standalone mode to produce surface fields at 5.5km grid spacing. For this study, precipitation and air temperature correspond to the MESCOAN analysed fields, and snow depth values are produced by the LSM SURFEX used in standalone mode. In this configuration SURFEX uses the intermediate complexity 12 layers snow scheme ISBA-ES (Explicit Snow) (Boone et Etchevers, 2001 ; Decharme et al., 2016).

MTMSI The Mountain Tourism Meteorological and Snow Indicators (MTMSI) correspond to a series of indicators generated at the pan-European scale based on a selection of grid points from the UERRA-MESCOAN-SURFEX meteorological reanalysis over a specific geometry (elevation bands every 100 m elevation within each mountainous NUTS3 area) used as inputs of the detailed snowpack model Crocus, from 1961 to 2015. Temperature and precipitation fields are directly derived from the MESCOAN analysis, while snow depth is produced by the snowpack model Crocus. See Morin et al. (2021) for further details about this dataset.

CERRA-Land CERRA-Land is the latest generation regional reanalysis covering Europe from 1984 onwards, produced as part of the Copernicus Climate Change Service (Schimanke et al., 2022). It provides near surface atmospheric and surface analysed fields each 3 hours at an horizontal resolution of 5.5 km. Its setup is almost similar to UERRA-MESCOAN-SURFEX. The main differences are the use of ERA5 as lateral boundary conditions, the fact that the atmospheric model (HARMONIE) runs natively at 5.5 km of horizontal resolution and that an analysis takes place every 3 hours using a different set of observations used (higher density in some areas, different quality control).

2.3.3.2.2 Climate simulations

CNRM-ALADIN The CNRM-ALADINv6 regional climate model (Nabat et al., 2020) uses a 12.5 km horizontal grid spacing over a large pan-European domain, 91 vertical levels and a 450 s internal time step. It is hydrostatic, which involves the parametrisation of deep convection, using the PCMT (Prognostic Condensates Microphysics and Transport) scheme (Piriou et Gu er emy, 2016). The coupling with the LSM SURFEX includes the snow cover model ISBA-ES, using a 12-layers snowpack discretisation scheme. Here, we used an evaluation run spanning the 1979-2018 period, using ERA-interim as its lateral boundaries.

CNRM-AROME This study relies on simulations carried out with CNRM-AROME (cycle 41t1) at 2.5 km horizontal grid spacing (Caillaud et al., 2021 ; Monteiro et al., 2022). This version of the model was the one used operationally for NWP at M et eo-France from 2015 to 2018 (Termonia et al., 2018). CNRM-AROME includes a coupling with the LSM SURFEX, using the single layer D95 snow scheme (Douville et al., 1995). Here, we used an evaluation run spanning the 1982-2018 period, that used CNRM-ALADIN evaluation run, driven by ERA-Interim, as lateral boundary conditions (Monteiro et al., 2022) .

2.3.4 Evaluation methods

2.3.4.1 Regional averaged analyses

In order to provide a common basis for the evaluation of these diverse datasets, we aggregate the temperature, precipitation and snow cover data for relatively large areas (full European Alps domain, or subregions) and over elevation bands.

2.3.4.2 Elevation band based analyses

Figure 2.3a displays the relative frequency of the number of grid points for a digital elevation model (DEM) at 100 m horizontal resolution by elevation band and region. The DEM at 100 m is derived from the European Digital Elevation Model (EU-DEM), version 1.1 (E.E.A., 2016), at 25 m horizontal resolution. Figure 2.3b shows the difference of the relative frequency of the number of grid points for each dataset topography compared to the DEM at 100 m. It highlights that the elevation distribution over the subregions is substantially different for the various datasets investigated. Moreover, mountainous regions are known to feature a large altitudinal gradient concerning the variables of interest for this study, at least for the snow cover state and near surface air temperature. Comparing multiple datasets at different resolutions without taking into account this unequal repartition of grid points per elevation band would inevitably induce strong systematic biases in the analysis results. Here, the analyses are carried out using averages over 300 m-width elevation bands, meaning that for a given elevation band of elevation z , all stations/grid points with an elevation ranging between $z \pm 150$ m elevation group are combined (usually through averaging). This choice results from a trade-off between the heterogeneity within an elevation band for a given region, and the inclusion of a maximum of grid points or observations within.

For most of the analyses, we chose to focus on three elevation bands, acting as a representation of three distinct environments : 600 m \pm 150 m for the valleys and low elevation hills, 1500 m \pm 150 m for the intermediate elevation near the snow line and 2400 m \pm 150 m for the high mountain conditions. Note that the results for the intermediate elevation bands (i.e. between visualized elevations bands) are generally consistent with the main patterns observed across the elevation bands analyzed and visualized.

Section 2.4.3 includes figures averaged over multiple elevation bands, at the scale of the whole Alps. To circumvent biases induced by the large differences in the representation of the hypsometry in the different datasets (Figure 2.3b), the averages over multiple elevation bands have been weighted by the relative fraction of each elevation band using the DEM at 100 m resolution as a common reference. This method ensures the same representativeness of each elevation band in the average value, regardless of the horizontal resolution of the dataset under consideration. We also exclude data below 450 m since snow has a very limited role at these elevations and above 2550 m as our used datasets are generally not designed to represent the conditions encountered at very high elevation. Overall, this leads to the exclusion of less than 12% of the total surface area based on the DEM at 100 m resolution (see Figure 2.3a).

2.3.4.3 Determination of the snow depth threshold

The computation of the snow cover duration (SCD), snow onset date (SOD) and snow melt-out date (SMOD) requires as a first step to convert any snow data (e.g. snow depth, snow water equivalent, NDSI ...) into a binary data, informing about the presence or the absence of snow. As it does not exist a consensus for a snow depth threshold to determine the absence or presence of snow at a given location, we choose the threshold that maximizes the agreement of the snow cover detection between MODIS (with a NDSI threshold set at 0.2 to correspond to approximately 30% of the pixel snow-covered (Salomonson et Appel, 2004)) and in-situ station observations (with a varying threshold of snow depth), as well as minimizing error metrics on the used indicators (SCD, SOD and SMOD). The agreement metrics used are skill scores based on the confusion matrices calculated using daily values of presence or absence of snow, considering in situ observations as the truth :

- True Positive Rate (TPR) corresponding to the proportion of number of points flagged as presence of snow in MODIS pixel and in the corresponding in situ station.
- True Negative Rate (TNR) corresponding to the proportion of number of points flagged as absence of snow in MODIS pixel and in the corresponding in situ station.

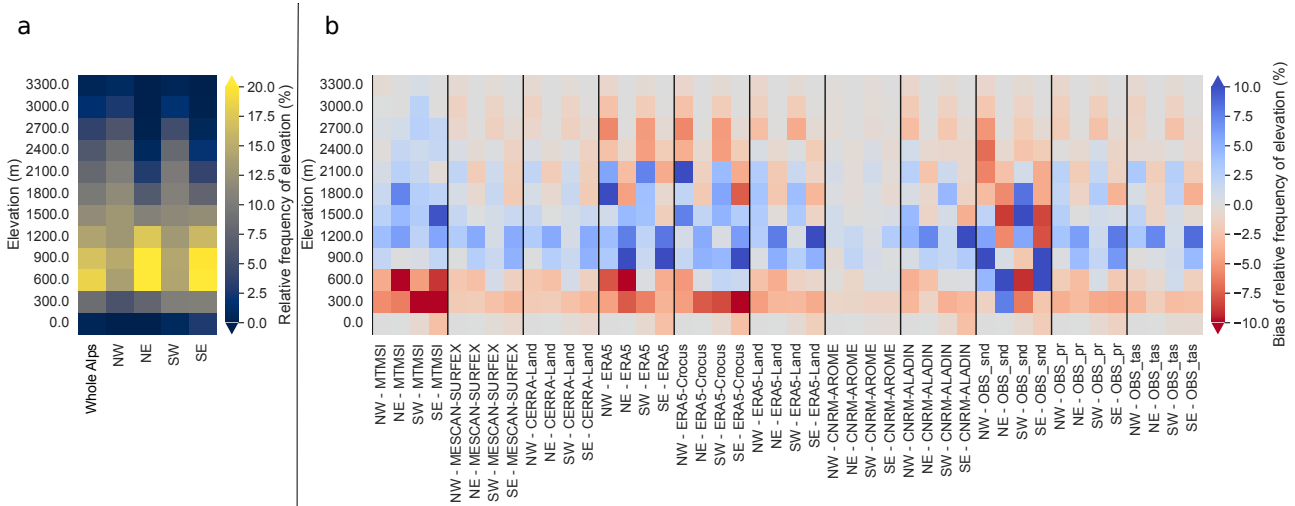


FIGURE 2.3 : a. Relative frequency of the number of grid points for 300 m width elevation bands for each regions using a digital elevation model at 100 m horizontal resolution. b. Differences in the frequency of the number of stations or grid points for 300 m width elevation bands for each regions and datasets.

- Positive Predictive Value (PPV) or Precision is the proportion of number of points correctly flagged as presence of snow in MODIS pixel.
- Negative Predictive Value (NPV) is the proportion of number of points correctly flagged as absence of snow in MODIS pixel.
- Accuracy corresponding to the proportion of the total number of predictions that were correct (both presence and absence of snow).

Then, differences for the different thresholds between MODIS and stations observations for our three indicators (SCD, SOD, MOD) are quantified using mean absolute error (MAE) and mean error (ME) values.

The stations used in section 2.4.2, described in Figure 2.1c have been chosen, because this subsets covers all the elevations of interest for this study with a satisfying spatial coverage. In order to avoid altitudinal biases, stations that present elevation differences greater than 100 m with their corresponding MODIS pixel have been removed, as well as stations below 450 m and above 2550 m (247 out of 941 stations have been removed). In total 694 stations over the period from April 1st, 2000 to December 31st, 2015 have been used, providing 3'886'400 daily observations for the calculation of skill scores, and 14 seasons (2000-2001 to 2014-2015) for the SCD, SOD and SMOD MAE and biases.

Figure 2.4a shows that the threshold that maximizes the TNR, PPV and the accuracy while keeping a high scores of TPR and NPV is 1 cm. This threshold is lower than the 10 cm to 15 cm optimum found by Gascoin et al. (2015) for the Pyrenees. Possible factors that could explain the differences are a larger number of observations used in our study, covering a larger area with a larger number of low elevation sites, and a wider range of land-cover. Giving a clear explanation of the differences would require further sensitivity studies that are beyond the scope of this study.

Figure 2.4b show the mean error metrics of the SCD, SMOD and SOD between the set of in-situ observations and the corresponding MODIS pixels for the 15 seasons (from 2000-2001 to 2014-2015). On this graph, snow cover duration from the in-situ observations is calculated with a varying threshold of snow depth to determine the absence or presence of snow (from 1 cm to 15 cm) while MODIS SCD is defined using a constant threshold of NDSI set at 20%. Solid lines represent the mean error metrics of all locations and seasons, and shaded areas around them, the standard deviation of these error metrics between elevation classes when gathered by elevations band of 300 m, from $600\text{ m} \pm 150\text{ m}$ to $2400\text{ m} \pm 150\text{ m}$.

SOD appears to be weakly sensitive to this threshold, meaning that the beginning of the continuously snow-covered season generally starts with immediately "high" values of snow depth. SMOD and SCD are more sensitive,

and error metrics grow continuously with the increase of the threshold. The standard deviation is rather low for the 1 cm threshold (i.e. less than 5 days for mean error and mean absolute error), meaning that the detection performs rather similarly at all elevations. This short sensitivity study leads us to the choice of 1 cm for setting the snow depth threshold used to determine the absence or presence of snow with an uncertainty that can be large for a given station (i.e. on average 10 to 20 days), but well centered as mean error values are close to 0. This threshold was applied to all the datasets compared with MODIS in section 2.4.2, regardless of their horizontal resolutions, which can be considered as a one of the limitation of the method.

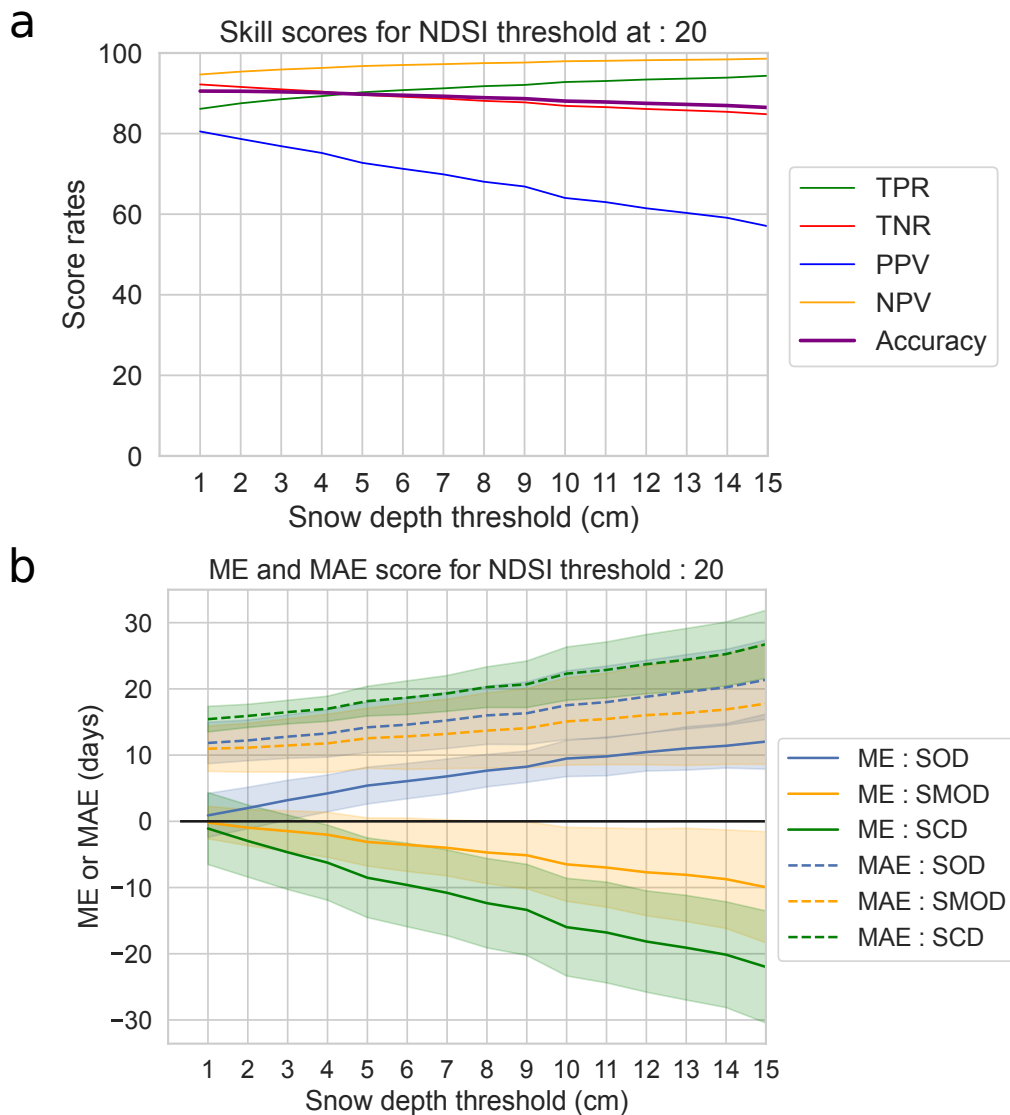


FIGURE 2.4 : a. Skill scores (true positive rate or recall - TPR, true negative rate - TNR, positive predictive value - PPV, negative predictive value - NPV, and the accuracy), calculated using the daily values of absence or presence of snow on the ground between in-situ stations and MODIS pixels at station locations, for various values of the threshold used to assess whether snow is present or not. See text for more details. b. Corresponding mean errors and mean absolute errors for the SOD, SMOD and SCD indicators between the set of in situ observations and the corresponding MODIS pixels for the 15 seasons (from 2000-2001 to 2014-2015). Shaded areas represent the standard deviations between the elevation classes (from $600\text{ m} \pm 150\text{ m}$ to $2400\text{ m} \pm 150\text{ m}$ each 300 m)

2.3.4.4 Time periods, statistics and trends analyses

The reference period for the analyses in section 2.4.1 is the longest common period available for all datasets : 1985-2015 (see Figure 2.2). Section 2.4.2 that focuses on snow cover seasonality mainly against MODIS data is performed over the 2000-2015 period. In these two sections, most values of the different variables are presented on average over the time period, spatially averaged for a given elevation band, over a subregion or the whole Alps.

The error metrics used are defined as follows :

- Mean error (ME) : $ME = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - y_i)}{N}$
- Mean absolute error (MAE) : $MAE = \frac{\sum_{i=1}^N |x_i - y_i|}{N}$
- Root mean square error (RMSE) : $RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2}{N}} = \sqrt{1 - r^2} \sigma_y$
- Correlation (Pearson linear correlation) : $r_{xy} = \frac{\sum x_i y_i - N \bar{x} \bar{y}}{\sqrt{(\sum x_i^2 - N \bar{x}^2)} \sqrt{(\sum y_i^2 - N \bar{y}^2)}}$

with x_i and y_i , data x and y at time step i , σ_x et σ_y respectively the standard deviation of x and y and N the sample size. For convenience, ME, MAE and RMSE are normalized by the mean values of the reference dataset for snow depth and precipitation.

Section 2.4.3 compares trends for the different variables of interest using seasonal mean winter values (November to April) for the reference and the evaluated datasets. Trends are calculated using the robust nonparametric Theil-Sen estimator, insensitive to the changing variance of the residuals (Sen, 1968), along with a Mann-Kendall test for significance assessment based on a p value threshold at 0.05. In order to verify the robustness of the method, we tested the use of the standard ordinary least squares regressions (OLS), and the generalized least squares (GLS) with an autoregressive component (AR(1)) to account for the effect of the interannual variability on the calculated trends, known to lead to an increase of the size of the confidence intervals (Ribes et al., 2016), and thus, affect the number of trends detected as significant. The resulting trends were of comparable values for the three methods, but the OLS method leads to the detection of more significant trends, compared to the GLS with AR(1) and the Theil-Sen methods which generally share similar thresholds significance levels for our analysed time series.

2.4 Results

2.4.1 Reference characteristics of the snow cover in the European Alps

This section presents a general evaluation of snow depth characteristics, air temperature at 2 meters and precipitation for each of the datasets by comparing them against the reference datasets presented in section 2.4.1 for the 1985-2015 period. Comparisons are described at the scale of the whole Alps, there are not much differences in the results at the sub-regional scale. Figures for the four subregions are however provided in the supplementary materials.

2.4.1.1 Snow depth

Figure 2.5 shows an overview of the snow depth monthly time series for the different datasets over the whole Alpine ridge. The corresponding values for the correlation, mean errors (ME) and mean absolute errors (MAE) compared to the reference calculated using the monthly values for the snow season (November to April) are shown on Figure 2.6. On these two figures, three elevation bands are presented : 600 m (from 450 m to 750 m ; low elevation), 1500 m (from 1350 m to 1650 m ; intermediate elevation) and 2400 m (from 2250 m to 2550 m ; high elevation).

At all elevations on Figure 2.5, all datasets present similar interannual variability, reflecting a satisfactory agreement concerning the chronology of events (see section 2.4.3 for a more in-depth comparison of the interannual variability). This leads to high correlation scores on Figure 2.6, ranging from 0.67 to 0.96, most of which above 0.85. At low elevation on Figure 2.6, CNRM-ALADIN and ERA5 presents the lower correlation score of 0.67 and 0.87 respectively, mostly explained by a shifted timing of the snow accumulation and melting phase than the

reference. Their normalized mean error are negative (-76% for CNRM-ALADIN and -31% for ERA5) due to a too thin snow cover (see Figure 2.5c), a behaviour that is also found for the other datasets with the exception of ERA5-Land that overestimates the amount of snow, with a normalized mean error of +29%. At intermediate and high elevations, climate simulations (CNRM-ALADIN and CNRM-AROME) and ERA5-Land systematically overestimate peak winter monthly snow depth values (see Figure 2.5ab and Figure 2.6), leading to a normalized mean error between 49% and 84% at intermediate elevation (77% to 184% at high elevation). Figure 2.5a shows that at high elevation, snow depth values never drop below a given value for some products (0.2/0.3m for CNRM-ALADIN and CNRM-AROME, 1.8m for ERA5-Land). MESCAN-SURFEX, MTMSI, CERRA, ERA5 and ERA5-Crocus display the lowest mean errors, with normalized MAE values rarely exceeding 30% as well as correlation values always close to 0.9 for every elevation bands.

Figure 2.7abc shows, in the form of boxplots for three elevation bands, the distribution of the mean snow depth values from November to April for each dataset. Figure 2.7def shows the corresponding annual cycle. It confirms the previous analysis, and allows a more in-depth analysis of the behaviour of some datasets.

At all elevations, ERA5-Land overestimates the amount of snow. In winter, snow depth values are about twice larger than the reference values at low and high elevations, and around 50% higher at intermediate elevation. It also leads to a snowpack lasting too long until melt, particularly at intermediate and high elevations, reaching its peak winter values and with a beginning of the melting period one month later than the reference.

CNRM-AROME also overestimates the snow depth and the duration of the snow cover at intermediate and high elevations. In this case, it is combined with a delayed accumulation phase depicted by an underestimation of the snow depth until it reaches its peak winter value. CNRM-ALADIN also exhibits an overestimation of the snow depth at intermediate and high elevations, but with a reversed behaviour concerning the accumulation timing. It overestimates snow accumulation at the beginning of the season with an earlier snow onset date, but starts melting the snowpack one month earlier than the reference, similar to what was found by Monteiro et al. (2022) in the French Alps.

The amplitude and timing of the beginning, peak and end of the season are close to the reference for MESCAN-SURFEX, CERRA and MTMSI, with discrepancies concerning the snow depth, within 20% during the season. It is not surprising that only subtle differences can be seen between these three datasets, as MTMSI is a selection of MESCAN-SURFEX grid points (although with a different snow cover model, and MESCAN-SURFEX and CERRA reanalyses roughly share the same modelling systems).

The same conclusions than for MESCAN-SURFEX, CERRA and MTMSI can generally be reached for ERA5 and ERA5-Crocus. They both present a satisfying average monthly evolution of the snowpack over the Alps, with differences against the reference that do not exceed 25%, and no strong deviations concerning the timing of the accumulation, peak and melting phase of the snow season. Neither of the two outperforms the other in terms of mean values, ERA5 showing alternatively less and more differences than the reference compared to ERA5-Crocus. Nonetheless, Figure 2.7def shows that the use of Crocus offline driven by the atmospheric analysis of ERA5 improves slightly the monthly evolution of snow depth, leading to values closer to the reference during the accumulation and melting time periods (this is also seen for individual subregions, see appendix 2.7.1 Figure 2.16).

2.4.1.2 Snow driving variables : temperature and precipitation

The following subsections are dedicated to the evaluation of temperature and precipitation, following similar analyses as for snow depth. Because temperature and precipitation can be considered as the first order driving variable influencing the state of the snow cover, we also aim at identifying features that could be related to specific behaviour of snow depth described before. Figure 2.8 shows similar results as Figure 2.7, but for temperature and precipitation.

Air temperature at 2 meters At low elevations (Figure 2.8cf), most of the datasets do not exhibit significant differences with respect to the reference (i.e. outside the uncertainties range of E-OBS, $\pm 1^\circ\text{C}$), except climate simulations (CNRM-AROME and CNRM-ALADIN), presenting similar patterns of deviations against the reference. CNRM-AROME temperature values are 1°C higher than the reference during the winter, and CNRM-ALADIN temperature values are 3°C lower at most during spring season. These features, displayed here

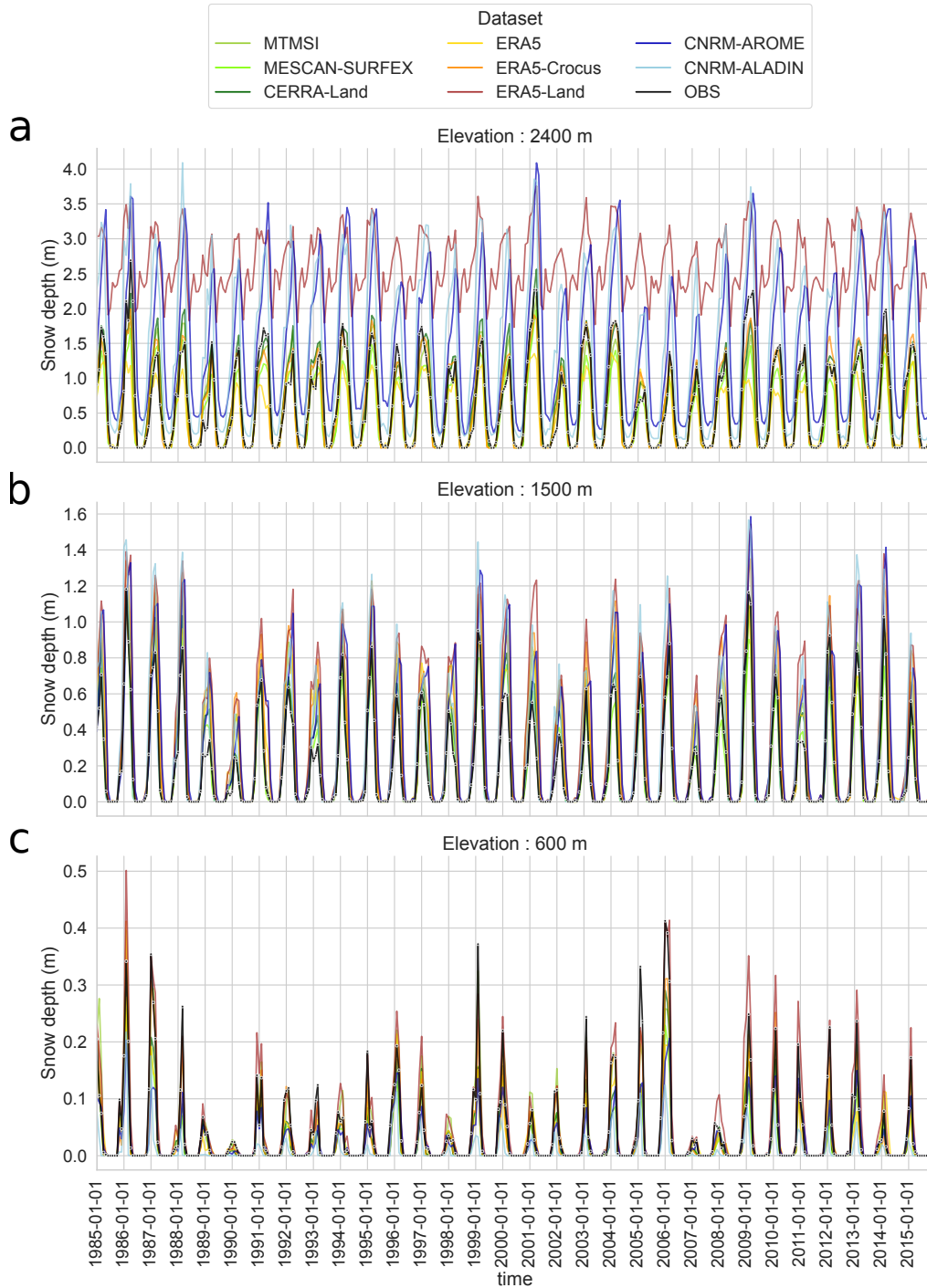


FIGURE 2.5 : Time series of monthly snow depth values for each dataset for three elevation bands for the available common period, 1985-2015 over the entire European Alps domain. The reference OBS (in-situ observations of snow depth) is in black line with circle markers. a - Time series for the elevation band 2400 m \pm 150 m, b - Time series for the elevation band 1500 m \pm 150 m, c - Time series for the elevation band 600 m \pm 150 m.

at the scale of the European Alps, have already been identified in the French Alps (Arnould et al., 2021 ; Monteiro et al., 2022).

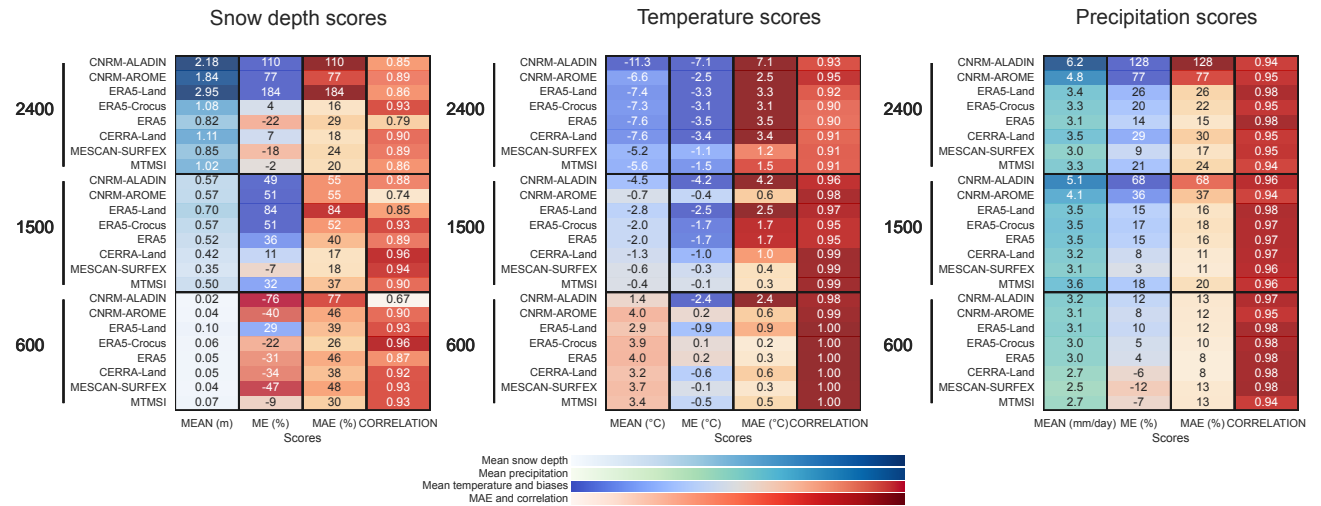


FIGURE 2.6 : Mean values and scores of mean errors (ME), mean absolute errors (MAE) and correlations calculated using mean monthly values from November to April over the 1985-2015 period for the whole Alps and compared to the reference (in-situ observations dataset for the snow depth, E-OBS for the temperature and LAPrec for the precipitation) for each dataset for three elevation bands (600 m \pm 150 m, 1500 m \pm 150 m, 2400 m \pm 150 m). Scores are presented for snow depth, temperature and precipitation, and scores of MAE and biases are normalized by the mean values of the reference (given in %) for snow depth and precipitation.

Intermediate and high elevation bands on Figure 2.8abde show more contrasting results. At intermediate elevation CNRM-ALADIN and CNRM-AROME show larger discrepancies compared to E-OBS, with similar patterns overall. CNRM-AROME differences reach -1.8°C during spring, -5°C for CNRM-ALADIN in February. For ERA5-based products (ERA5, ERA5-Crocus and ERA5-Land), negative temperature differences are found and range from -2°C to -3.5°C from November to February, peaking in December and January. The strongest discrepancies are found between ERA5-Land and the reference dataset. At this elevation, MESCAN-SURFEX, MTMSI and CERRA, negative temperature differences of 1°C at most are also found for the winter months but remain within the E-OBS uncertainty range. At high elevations, there are larger differences for all datasets. Similar to low and intermediate elevations, climate simulations (CNRM-ALADIN and CNRM-AROME) exhibit negative deviations to E-OBS. The strongest differences are in winter, peaking from December through February with CNRM-ALADIN temperature values being 7°C lower than E-OBS, CNRM-AROME 2.5°C lower. ERA5-based products show larger discrepancies compared to the intermediate elevation band, showing negative temperature differences around -5°C with respect to E-OBS. At this elevation, MESCAN-SURFEX, MTMSI and CERRA also display negative temperature differences for the winter months with MESCAN-SURFEX differences with E-OBS around -2°C and CERRA differences reaching -4°C .

For the intermediate and high elevation comparisons, we need to remain cognizant of the questionable reliability of E-OBS at these elevations (see Section 2.3.3.1). The negative temperature difference between all datasets and E-OBS could indeed be due to a bias of E-OBS itself. Indeed Cornes et al. (2018) show that E-OBS can exhibit higher temperature values, up to 5°C at high elevation locations, against the Meteoswiss reference temperature dataset (C. Frei, 2014). Nonetheless, part of these differences could also reflect a genuine negative temperature bias in the evaluated dataset as it has already been shown in previous studies. Dutra et al. (2020) showed that ERA5 and ERA5-Land present a median negative temperature bias of -1°C in winter in the Western US against a large number of in-situ observations, including the Rockies mountains. Monteiro et al. (2022) showed that over the French Alps, CNRM-AROME and CNRM-ALADIN also exhibit a negative temperature bias in winter at high elevation against the S2M reanalysis.

Precipitation Figure 2.8l shows that at low elevation, rather small differences can be seen between the datasets and the reference, ranging between $\pm 25\%$ of the reference precipitation amount over the winter period (November

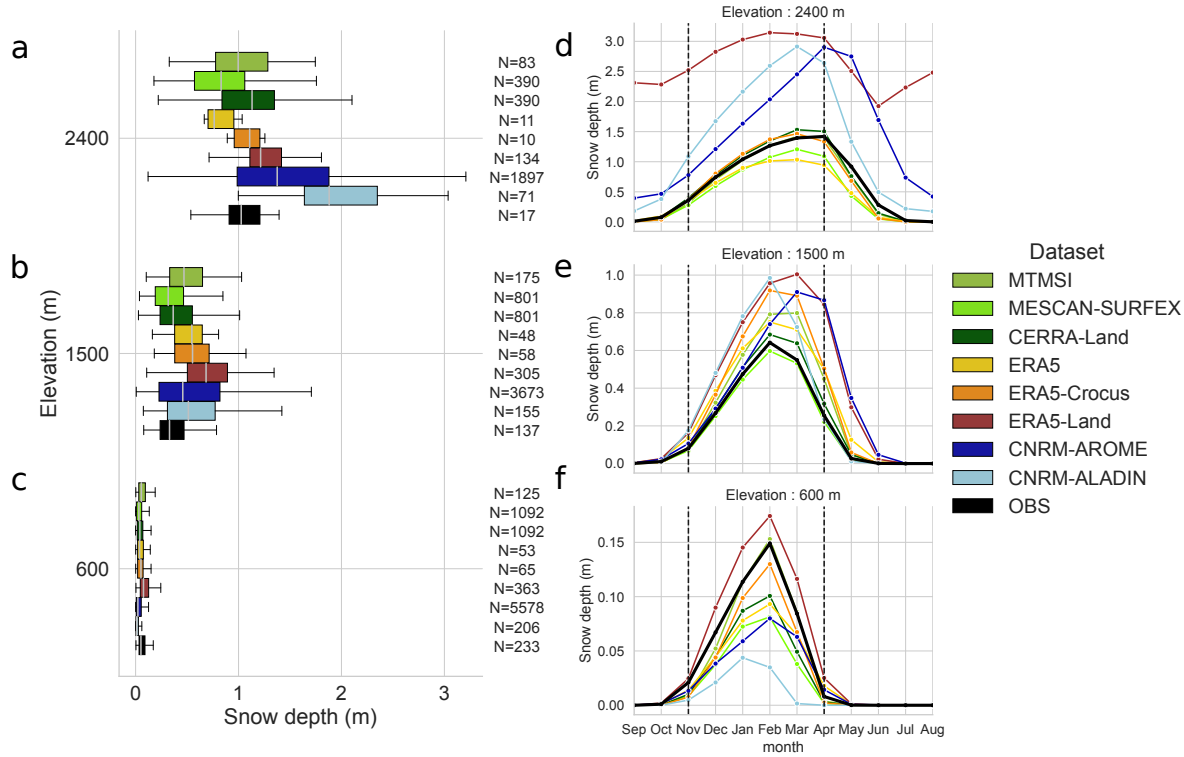


FIGURE 2.7 : a, b, c - Boxplot representing the spatial distribution of mean winter season (November to April) snow depth values over the 1985-2015 period for each dataset for three elevation bands (600 m \pm 150 m, 1500 m \pm 150 m, 2400 m \pm 150 m) over the entire European Alps domain. d, e, f - Annual cycle of the mean monthly snow depth values for the 1985-2015 period for each dataset, for three elevation bands (600 m \pm 150 m, 1500 m \pm 150 m, 2400 m \pm 150 m).

to April). The boxplot on Figure 2.8i confirms that the winter distribution of the mean values at low elevation for the different dataset stay close to the reference, with slightly higher precipitation values for ERA5-derived datasets and climate simulations (CNRM-AROME and CNRM-ALADIN). MESCAN-SURFEX, CERRA and MTMSI values are close to LAPrec distribution and mean values (Figures 2.8il).

At intermediate and high elevations, Figures 2.8ghjk show that all datasets indicate a higher amount of precipitation than LAPrec, particularly during the winter season. Apart from climate simulations CNRM-AROME and CNRM-ALADIN, differences in monthly values range between 10% and 30% at the beginning of winter (November) and slightly increase along the winter to peak in March, ranging from 25% to 50% at most, with strongest discrepancies always found for ERA5-Land and CERRA. Climate simulations strongly exceed LAPrec values by 50% and 100% for CNRM-AROME to 80% and 150% for CNRM-ALADIN at intermediate and high elevation, respectively, with largest differences at the end of winter (February to April). Figure 2.8ghi confirms that the spread in winter precipitation values, and difference to the reference dataset, increase with elevation.

Although winter precipitation differences are consistent among regions (not shown here, see appendix 2.7.1 Figure 2.18) and datasets, summer precipitation values display more contrasted results. Indeed, excepted CNRM-AROME, most of the datasets show an overestimation of summer precipitation in the western part of the Alps at mid and high elevations, while low elevations and eastern part of the Alps only show low and inconclusive differences. Note that the overestimation of summer precipitation for HIRLAM model (used to produced MESCAN-SURFEX, CERRA-Land and MTMSI), ERA5 and CNRM-ALADIN have already been reported in the literature (F. Isotta et al., 2015; Bandhauer et al., 2022; Monteiro et al., 2022), and attributed to their resolutions and the parameterization of deep convection.

Overall, most of the datasets simulates winter precipitation rather close to the reference, excepted climate

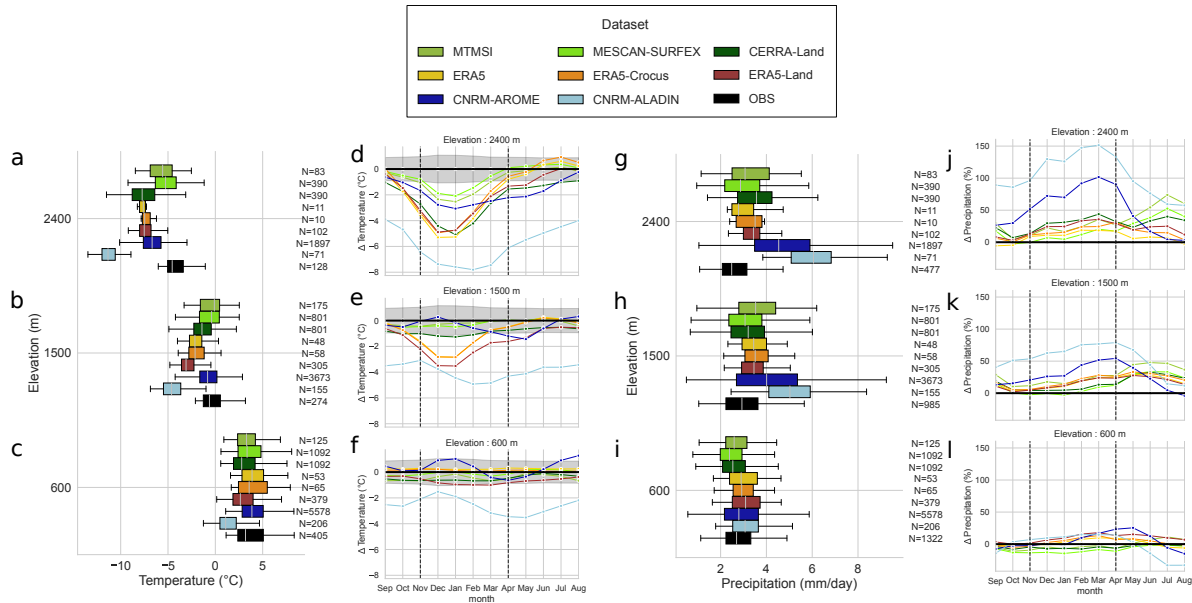


FIGURE 2.8 : a, b, c and g, h, i - Boxplots representing the spatial distribution of mean winter (November to April) values of temperature and precipitation over the 1985-2015 period for each dataset for three elevation bands (600 m \pm 150 m, 1500 m \pm 150 m, 2400 m \pm 150 m) for the entire European Alps domain. d, e, f and j, k, l - Annual cycle of the mean monthly differences of temperature and precipitation compared to the corresponding reference (E-OBS for temperature, LAPrec for precipitation) for the 1985-2015 period for each dataset, for three elevation bands (600 m \pm 150 m, 1500 m \pm 150 m, 2400 m \pm 150 m). For the temperature, the shaded area represent the uncertainties associated with E-OBS dataset.

simulations CNRM-AROME and CNRM-ALADIN that strongly overestimate it at intermediate and high elevations. Our results are in line with Bandhauer et al. (2022), who compared ERA5, E-OBS and APGD over the Alpine region. They found an overestimation of 15-20% of ERA5 winter precipitation over LAPrec dataset. However, the origin of the overestimation also identified for the other datasets during the winter period may be for a part due to LAPrec deficiencies. Indeed, F. Isotta et al. (2021b) indicate that the LAPrec framework does not account for snowfall gauge undercatch. Bandhauer et al. (2022) estimated the underestimation to be close to 30% above 1500 m in winter, and Vionnet et al. (2019) showed that a regional reanalyses assimilating unshielded rain gauges can underestimate up to 50% of snow mass accumulation over glaciers in the French Alps. We therefore expect that, except climate simulations CNRM-AROME and CNRM-ALADIN that lead to overestimated precipitation amounts above 1500 m, the overestimation found for the other datasets could rather be due to a more realistic estimate of the winter precipitation than LAPrec. Such results are also suggested from studies in North America (Wrzesien et al., 2019). We however mention that if our results gives confidence to monthly and seasonal mean winter values of precipitation for most of the dataset, they do not provides information on the temporal distribution of precipitation. For that point, it has for example been documented in Bandhauer et al. (2022) that ERA5 strongly overestimates the wet day frequency (up to a factor 2) over the Alps.

2.4.2 Timing of the snow cover duration against MODIS observations

In this section, we investigate further the timing of the snow season by comparing the evaluated datasets against remote sensing data from Terra/MODIS MOD10A1F (MODIS in the following) over the 2000-2015 period. The comparison is carried out using indicators that can be either defined using the snow depth or the normalized difference snow index (NDSI) : the snow cover duration (SCD), the snow onset date (SOD) and the snow melt-out date (SMOD) (see sections 2.3.2 and 2.3.4.3 for further details). Figure 2.9ab shows maps and boxplots of the mean error between the evaluated datasets and MODIS. To this end, MODIS-based indicators were interpolated using a first-order conservative regridding over each dataset grid. This section does not include the MTMSI

dataset because of its peculiar geometry (elevation bands over NUTS-3 areas). We also exclude CNRM-ALADIN simulations because daily snow depth values are not available.

Figures 2.9a and b reveal positive differences across elevation bands, regions and datasets against MODIS, indicating a general overestimation of the snow season duration (SCD) in the evaluated datasets. Looking at the boxplot differences for the whole Alps (Figure 2.9b) brings more details about the elevational distribution of differences as well as their magnitude. All datasets display differences to MODIS values, which differ with elevation, peaking at intermediate elevation with median mean error (ME) ranging from 20 to 70 days.

The amplitude of the overestimation compared to MODIS is the strongest and the most spatially extended for ERA5-Land, exceeding 100 days in some locations (Figure 2.9a) with median mean error ranging from 40 to 75 days (Figure 2.9b). This confirms the issues with ERA5-Land snow cover data, consistent with the general overestimation of snow depth values and to the spurious snow accumulation occurring above 2000 m, shown in section 2.4.1, Figures 2.5, 2.6 and 2.7.

ERA5 and ERA5-Crocus data show lower mean error values than ERA5-Land, with largest differences in the western part of the Alps for ERA5. The median of the mean error values ranges from 20 to 50 days for ERA5, 10 to 40 days for ERA5-Crocus. While ERA5-Crocus does not show substantial improvements over ERA5 in terms of snow depth (see section 2.4.1.1), it provides results closer to the reference in terms of snow cover duration. MESCAN-SURFEX and CERRA snow cover duration data show similar patterns with either over and underestimation compared to MODIS. Indeed, Figure 2.9a shows an underestimation of the SCD of 10 to 30 days (beyond 50 days at specific locations) over the inner alpine ridge, near the northwestern and southwestern boundary, and an overestimation elsewhere, ranging from 10 to 50 days. Their distribution of mean error values are overall more centered around 0 than the other datasets. MESCAN-SURFEX shows the lowest differences overall, and we note that CERRA particularly overestimates the SCD in the western Italian Alps.

For CNRM-AROME, the map on Figure 2.9a shows an elevational pattern with a slight underestimation of the snow cover duration in valleys and an overestimation elsewhere. The boxplot Figure 2.9b confirms it, revealing biases centered around 0 at low elevation, and a generalized overestimation above. This is in line with its snow depth underestimation at low elevation, overestimation at intermediate and high elevations described in section 2.4.1.

Figure 2.10 provides information about the timing of the snow season by displaying the mean values of the snow onset date (SOD) and snow melt-out date (SMOD) as the edges of the barplot, while the barplot length corresponds to the snow cover duration (SCD). The error bars represent the spatial variability (using the standard deviation) of the SOD and SMOD for each dataset and MODIS at its native resolution.

Combining the information of Figures 2.9ab and 2.10abc shows that the snow cover duration is overestimated by all datasets, compared to MODIS, for all elevation bands. From Figure 2.10abc, the size of the errorbars informs us on the spatial variability of the SOD and the SMOD. From it, we can conclude that it is underestimated in all datasets, excepted CNRM-AROME, but it may be partly related to the lack of horizontal resolution in most of the datasets.

At low elevation (Figure 2.10c), MESCAN-SURFEX, CERRA and ERA5-Land provide SOD values close to MODIS, but SMOD values are too late up to 15 days, i.e. 30% longer SCD altogether. At this elevation ERA5-Crocus SOD and SMOD are rather close to the MODIS values, while ERA5 SOD occurs 15 days later, and CNRM-AROME SOD 7 days earlier, despite a close overall SCD. We note that in-situ observations also provide values towards a later beginning and longer lasting snow season, compared with MODIS estimates.

At intermediate elevation (Figure 2.10b), all datasets overestimate the duration of the snow season from 30 to 100 days at most, with an earlier SOD and a later SMOD compared to MODIS dataset. ERA5-Land and ERA5 results provide the longest SCD (around 170-200 days), while MESCAN-SURFEX, CERRA, ERA5-Crocus and CNRM-AROME provide SCD values, ranging from 135 to 150 days closer to MODIS values (about 100 days). At this elevation, the range of values of in-situ observations of SOD and SMOD are close to the range of values of MODIS, with an earlier mean of SOD and later mean of SMOD for the in situ observations that may be due to the oversampling of sites with a longer snow cover duration.

At high elevation (Figure 2.10a), whereas all datasets indicate a SOD value earlier than MODIS (around 15 days earlier), MESCAN-SURFEX, CERRA, ERA and ERA5-Crocus SMOD values are in agreement with MODIS values. ERA5-Land and CNRM-AROME SMOD values are 15 to 30 days later than MODIS-based estimates.

This comparison with MODIS indicators adds another perspective to Section 2.4.1 : despite different behaviours concerning snow depth values at the monthly or seasonal scale, all datasets overestimate the duration of the snow

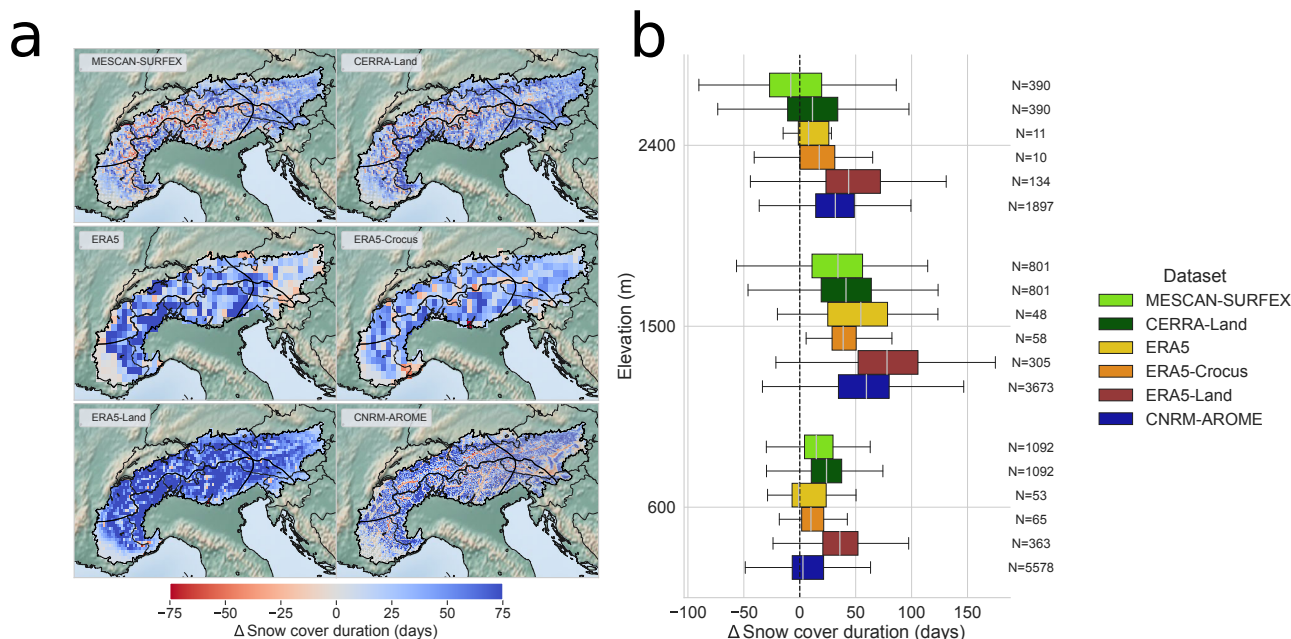


FIGURE 2.9 : Snow cover duration differences between the evaluated datasets and MODIS observations in the European Alps. Note that MODIS products initially at 500 m horizontal resolution have been regridded over each dataset grid using a first-order conservative method. a - Map of the average differences (mean error) of the snow cover duration (SCD) over 15 seasons (2000-2001 to 2014-2015) for each datasets compared to MODIS SCD. b - Boxplot representing the spatial distribution of the average differences (mean error) of the SCD over 8 seasons (2000-2001 to 2014-2015) compared to MODIS SCD for each datasets for multiple elevation bands.

season at all elevations compared to MODIS-based information. This is rather due to a late snow-melt out date, rather than an earlier snow onset date, with the largest discrepancies occurring at intermediate elevations. This relates to the fact that the snow melt-out date results from cumulated processes throughout the winter season, making it more difficult to estimate than other snow cover indicators.

2.4.3 Interannual variability and trends

In this section we analyze and compare the time variability and past trends for the winter season (November to April) obtained using our reference and evaluated datasets over multiple time periods for most of the indicators addressed in this study : the snow depth, the snow cover duration, the air temperature at 2 meters and total precipitation. For both the anomaly and the trend analyses, we use a subset of in-situ snow observations stations with less than 10% missing values during the 1968-2017 snow period (taking the daily values from November to April) (see Figure 2.1d and section 2.3.3.1 for more details). For the same reason, we use the homogenized version of E-OBS (v19.0HOM) for air temperature at 2 meters.

Anomalies are computed using the 1985-2015 climatology as reference (absolute differences for snow cover duration and temperature, relative differences for precipitation and snow depth). Taylor diagrams are calculated using anomalies for the common available time period : 1985-2015 (also used in Section 2.4.1). Linear trends are estimated using the Theil-Sen non-parametric estimator along with a Mann-Kendall test for significance assessment based on a p value threshold at 0.05.

2.4.3.1 Representation of the interannual variability in the evaluated dataset

This subsection compares the representation of the interannual variability between the different products and the reference data sets.

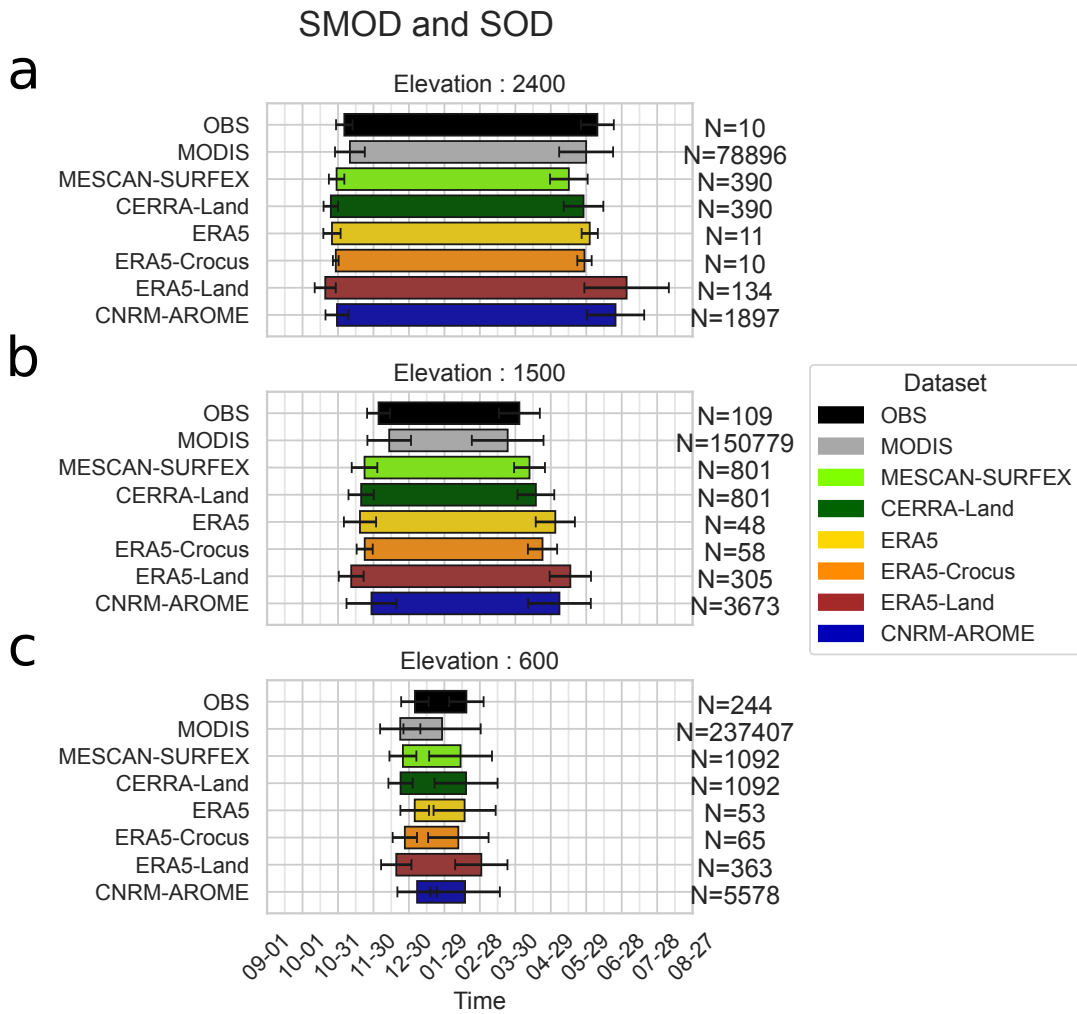


FIGURE 2.10 : Barplot whose edges represent the spatial mean over the Alps of the snow onset date (SOD) and the snow melt-out date (SMOD) for 15 seasons (2000-2001 to 2014-2015) for three elevation bands (a - 2400 m \pm 150 m, b - 1500 m \pm 150 m, c - 600 m \pm 150 m) for each dataset at their native resolution. The errorbars surrounding the edges of each bar represent the standard deviation of the spatial distribution of mean values of the SOD and the SMOD.

Figure 2.11 shows the time series of winter (November to April) anomalies for temperature, precipitation, snow depth and snow cover duration. For each variables and datasets, Taylor diagrams based on winter anomalies time series for the 1985-2015 period are also displayed. In addition, Figures 2.19, 2.20, 2.21 and 2.22 in appendix 2.7.2 display the anomalies at a subregional scale.

Temperature anomalies on Figure 2.11a show high correlation values (always above 0.8) with respect to the reference dataset, with standard deviation of anomalies close to the standard deviation of the reference (0.8 to 1.0 \pm 0.2 $^{\circ}$ C, i.e. less than 20% of difference with the reference) meaning that anomalies are of comparable amplitudes between datasets. Climate simulations (CNRM-AROME and CNRM-ALADIN) and ERA5-Land show the highest scores of correlations. CNRM-AROME and CNRM-ALADIN slightly underestimate the amplitude of the anomalies, while ERA5-Land is closer to the reference in this respect, or with a slight overestimation. ERA5, MESCAN-SURFEX, MTMSI and CERRA datasets show the lowest correlations values, and overestimate the amplitude of anomalies. Figure 2.19 in appendix 2.7.2 shows that the anomalies follow comparable fluctuations among subregions, indicating that most of the interannual variability occurs at a larger spatial scale, affecting

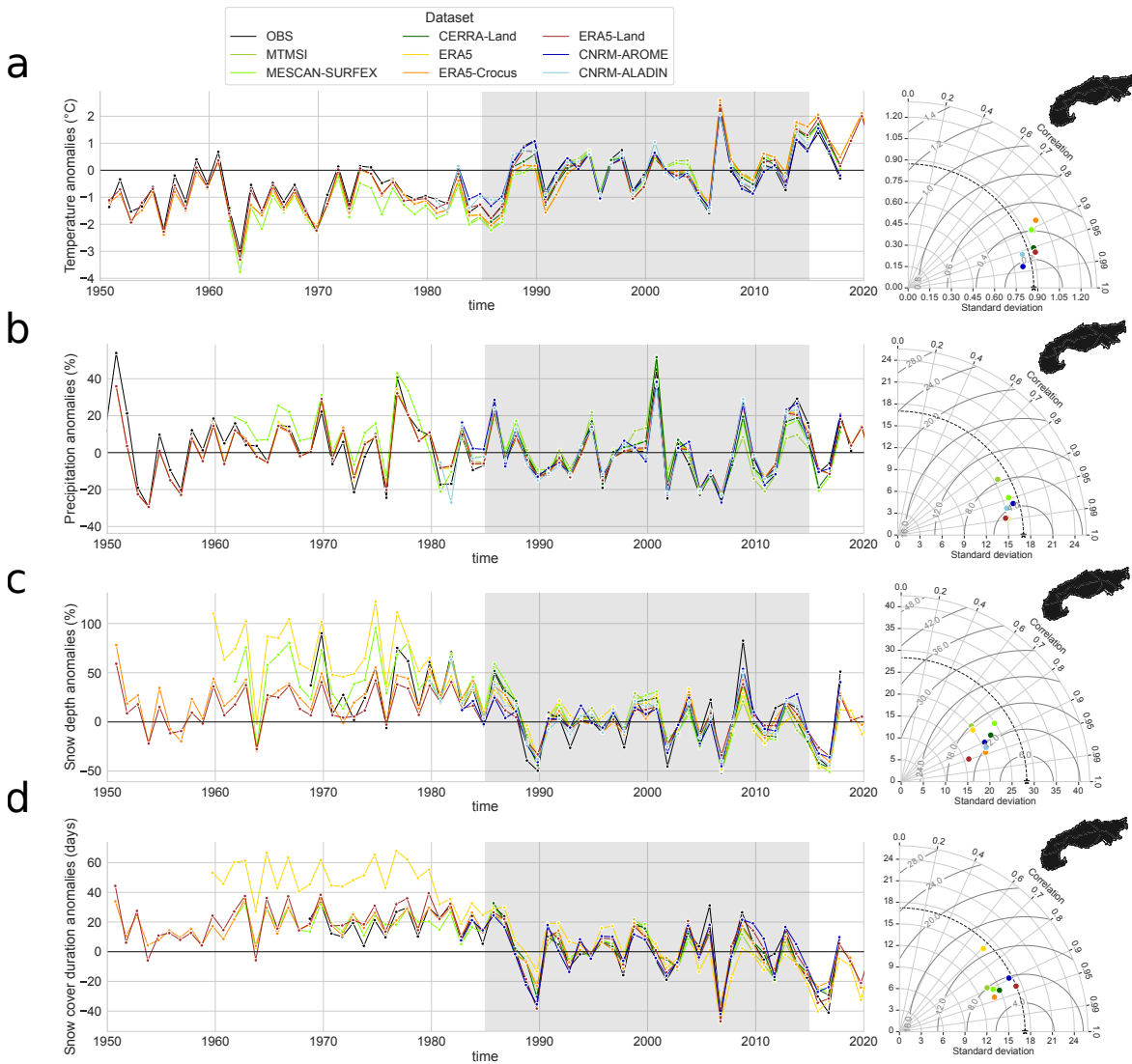


FIGURE 2.11 : Anomalies of mean winter (November to April) values in the European Alps for the whole available time period for each dataset compared to the mean winter values of the 1985-2015 period (shaded area). On the right, Taylor diagram calculated using the anomalies of winter values for the 1985-2015 period (shaded area). The reference used is described in section 2.3.3.1. Four variables are displayed : a - Temperature, b - Precipitation, c - Snow depth and d - Snow cover duration.

similarly the whole alpine region. In a comparison of temperature anomalies errors between multiple datasets including MESCAN-SURFEX, ERA5, E-OBS (v19.0 HOM) and COSMO-REA6 (a regional reanalyses at 6 km of horizontal resolution that does not assimilate near-surface temperature) against a set of homogenized in situ observations over the Swiss Alps, Scherrer (2020) came to similar conclusions : the lowest scores (higher mean errors in his case) are found in winter and at elevations above 1000 m for MESCAN-SURFEX and ERA5, whereas COSMO-REA6 does not present significant error differences between summer/winter and low/high elevation. The explanations put forward are twofold : (i) the insufficient resolution of ERA5 that does not allow to capture the altitudinal gradient of temperature anomalies that can be strong in winter where there are interplays between synoptic flow and local topography, and (ii) the assimilation of near-surface temperature for MESCAN-SURFEX that seems to be problematic in high elevation regions. We note that in the eastern part of the Alps (region NE and SE, Figure 2.19 in appendix 2.7.2), CERRA provides better scores than MESCAN-SURFEX, and it may be

the result of a more selective assimilation procedures in this region (i.e. the assimilation of fewer and/or higher quality observations).

Precipitation anomalies (Figure 2.11b) show a good agreement between datasets with all correlation values above 0.85 and a rather close, albeit a bit underestimated standard deviation of anomalies for all datasets. A graphical comparison of the time series of anomalies on Figure 2.20 in appendix 2.7.2 shows rather strong differences between subregions. Indeed, winter precipitation anomalies appears to be weekly correlated between subregions compared to the temperature anomalies, implying that interannual variability of winter precipitation have a strong subregional component within the European Alps.

Snow depth anomalies (Figure 2.11c) show lower agreements between datasets than temperature and precipitation anomalies, with correlation values varying from 0.75 to 0.95, with an amplitude of anomalies underestimated by all the datasets compared to the in-situ observation dataset. At every scale (i.e. regional to subregional), snow depth exhibits a higher variability than temperature or precipitation. The amplitudes of anomalies of mean winter snow depth spans $\pm 100\%$, with peaks over $\pm 200\%$ for the Eastern regions Figure 2.21 in appendix 2.7.2. Comparing the amplitude and the correlation of the anomalies with the reference dataset does not allow to identify a dataset, which outperforms all others. However, we note that ERA5 between 1950 and 1980 shows significantly higher anomaly values along with a large increase of their standard deviations specifically for the western region (northwestern and southwestern), a behaviour specific to ERA5. It is due to some low elevation grid points (below 1000 m), showing a strong decrease of their mean winter snow depth values between before 1980 and afterwards, that may be for a part an artifact induced by the strong increase of the number of assimilated snow depth observations after the 1980s.

Snow cover duration anomalies (Figure 2.11d) also present a lower agreement among the datasets than winter temperature and precipitation with correlation values comprised between 0.7 and 0.95. The amplitude of anomalies are also slightly underestimated by most of the datasets as shown by the ratio of the standard deviation between the datasets and the reference within the Taylor diagram Figure 2.11d. Figure 2.22 in appendix 2.7.2 confirms that no dataset outperforms the others in terms of correlation scores, RMSE and ratio of the standard deviation, just as for snow depth, but ERA5 systematically shows the lowest scores. Correlation scores of ERA5 barely exceed 0.7, and drops to 0.6 for the northwestern region, indicating a low agreement concerning the fluctuations of the anomalies. Additionally, ERA5 snow cover duration anomalies also shows the strong shift of the mean values of anomalies between the before 1980 and afterwards, that we relate to the same causes as for the snow depth.

2.4.3.2 Running window trend analysis

This section compares the long-term trends in the snow variables (snow depth and snow cover duration), temperature and precipitation. Trends are calculated using the mean seasonal values for the winter period (November to April) using the Theil-Sen linear regression, and significance levels is assessed using a Mann-Kendall test based on a p value threshold at 0.05. As for the section 2.4.2, CNRM-ALADIN is not included for the SCD indicators because daily fields of snow depth values are not available.

Figure 2.12 and 2.13 display the trend values for the winter values of temperature, precipitation, snow depth and snow cover duration for each dataset, calculated using different window time durations (10, 20, 30, 40, 50 and 60 years), with a moving central year of the window, by steps of 5 years. The longest time period, with a duration of 60 years, is obtained for ERA5, ERA5-Land and ERA5-Crocus, spanning 1961-2020, centered on 1990.

For all variables, trends computed with a 10 years window length show large values, with strong fluctuations from one time period to the next (shifted by 5 years). The increase of the window length leads to an increasing number of trends detected as significant, a decrease in the trend values and a progressive loss of these fluctuations. This is related to the progressive smoothing of the effect of the shorter scale interannual variability, increasing the ratio signal over noise and thus, letting longer scale variability and forced response of the climate system becoming dominant in the value of the trends.

Winter temperature trends (Figure 2.12) calculated on window length of at least 30 years show a temperature increase over the Alps, varying in their amplitudes from $0.1^{\circ}\text{C}/\text{dec}$ to $0.8^{\circ}\text{C}/\text{dec}$ depending on the years and datasets considered with a generalized increasing warming over the recent decades. The trends values are highest for ERA5 and ERA5-Crocus dataset regardless of the window length or the central year of the window used for calculation, with 30-years long trends varying between $0.1\text{-}0.2^{\circ}\text{C}/\text{dec}$ centered on 1975 (± 15 years) to

0.8°C/dec centered on 2000 (± 15 years) and 60 years long trends between 0.2 and 0.5°C/dec. Trends obtained from MESCAN-SURFEX, CERRA and MTMSI are close to ERA5 and ERA5-Crocus and rather similar trend values are found for climate simulations CNRM-AROME and CNRM-ALADIN, and ERA5-Land for window length between 10 to 30 years. In a study comparing interannual variability and trends of temperature over Switzerland from multiple datasets against a set of homogenized in-situ observations, Scherrer (2020) shows that the homogenized version of E-OBS provides the closest estimates of anomalies and trends for the Swiss Alps, with winter trend values around 0.3°C/dec. Pepin et al. (2022) reviewed mountain temperature and precipitation trends worldwide and found values for the temperature trends varying from 0.2 to 0.5°C/dec over the last decades for the European Alps. Winter temperature trends calculated here with E-OBS are in line with these findings, with values close to 0.2-0.3°C/dec on a 50 to 60 years long window length. This implies that the other datasets (MESCAN-SURFEX, ERA5, ERA5-Land, ERA5-Crocus) tend to slightly overestimate this trend.

Winter precipitation trends (Figure 2.12) display small values with only a few trend values, compared to temperature trends, computed as significant, considering a window length of 20 to 60 years long. Calculated on a 10 years long time periods, trends can exhibit reversed signs from two consecutive time periods with values varying from -25 to +25%/dec. Even trends calculated on a 30 years long window length shows periods of slight increases and slight decreases thereafter, with trend values lower than $\pm 10\%$ /dec. We note that MESCAN-SURFEX, CERRA and MTMSI provide opposite trend values compared to the other datasets regarding the sign of the trend for a 10, 20 and 30 years time period centered on the year 2005 (2000 to 2010 for the 20 years time period). This behaviour may be due to the impact of the assimilation, through the heterogeneity in the number and quality of the assimilated observation. Nevertheless, it makes little sense to compute trend values over such short time periods. Concerning the other datasets, they are in broad agreement concerning the signs and amplitudes of trends, in line with LAPrec taken as reference regardless of the window length considered. Overall, long term (i.e. on a 40 to 60 years window length) winter precipitation trends are small with changes between +5%/dec and -5%/dec at most. Very few of these trend values are detected as significant to conclude to a change in the winter precipitation over the whole alpine ridge. Long-term subregional trends (see Appendix 2.7.3 Figure 2.24) show more contrasted results. Whereas the northern part only show weak and alternating sign trends values always lower than 3%/dec, the southern part exhibits a winter drying trend over the last decades, with trend values ranging from -4 to -12%/dec, consistent among the different datasets. This decrease of winter precipitation in the southern part of the European Alps is in line with previous studies, such as D. Masson et C. Frei (2016), who calculated trends with EURO4M-APGD, a gridded precipitation dataset used to construct LAPrec dataset, and Ménégoz et al. (2020) who used regional climate simulations driven by ERA-20C (Poli et al., 2016).

Figure 2.13 displays a generalized decrease of the mean winter (November to April) snow depth over the recent decades ranging from -2%/dec to -18%/dec for window length of 40 years and above, showing higher discrepancies between datasets than temperature and precipitation trends. Similarly to the time series of anomalies (see Figure 2.13), fluctuations for trends in consecutive smaller time periods (10, 20 and 30 years) exhibit larger values, with frequent reversed sign of the trend values. In such cases, trend values for different datasets strongly diverge, with high differences concerning the trend values and even cases of opposed signs. On window length higher than 30 years and for the common available years, MESCAN-SURFEX and ERA5 snow depth datasets show stronger trend values than the reference in-situ observation dataset, ranging from -5%/dec to -22%/dec compared to the +7%/dec to -16%/dec. For longer window lengths, ERA5-Land, ERA5-Crocus show trend values closer to the trend values calculated using the observational dataset, from -3%/dec to -10%/dec. It is interesting that despite similar atmospheric forcings and a broad agreement in trend values for temperature and precipitation, there are such large differences between the three ERA5-based datasets. Overall, the snow depth negative trend is already widespread over window lengths of 30 years and generalized for all datasets on window lengths from 40 to 60 years. For 40 to 60 years window length, trend values range from 0%/dec to -18%/dec, but mostly around -5%/dec to -10%/dec. These values are consistent with the recent literature on this topic using "purely" observational datasets. Indeed, Fontrodona Bach et al. (2018) found mean winter snow depth to have decrease from -5%/dec to -25%/dec over the northern part of the European Alps between 1951-2017 using the ECA&D observational dataset. Matiu et al. (2021a), who gathered the observational dataset used as snow depth reference in this study, have also computed trends, and found them to vary on average between -6%/dec and -10%/dec over the 1971-2019 period for the European Alps stations below 2000 m elevation.

Snow cover duration trends are in line with the mean winter snow depth trends for long-term window length (40 years and above), with a generalized decline over the last decades ranging from -3 days/dec to -18 days/dec

depending on the year and dataset considered. Nevertheless, if short-term trends calculated on a 10 years window length exhibits a similar behaviours as snow depth, with large values and divergence between consecutive periods and between datasets for a given period, the decreasing duration of the snow season is already widespread since the 1980's on window length of 20 and 30 years. For longer window lengths (40 to 60 years), all datasets excepted ERA5 are in broad agreement with the reference, showing a decline mostly comprised between -3 days/dec and -8 days/dec, whereas ERA5 strongly overestimate it, with arange of values more than twice the values of the other datasets for the same period. This strong overestimation has to be linked to the one also shown concerning the mean winter snow depth, and may be for a part induced by heterogeneities concerning the assimilation, strongly reducing the amount and duration of snow (closer to the observation) for the most recent decades. The long-term (last 50 years) decline around -6 days/dec provided by ERA5-Land, ERA5-Crocus, MESCAN-SURFEX and the reference dataset is largely in line with the literature on that topic. Indeed, this rate lies within the likely range of decline reviewed in Hock et al. (2019) of -0 days/dec to -10 days/dec, also close to the -8.9 days/dec over the 1970-2015 period found by Klein et al. (2016) over 11 stations in the Swiss Alps, the average -7 days/dec simulated over Austria for the 1960-2019 period by Olefs et al. (2020), as well as the range of -4.5days/dec to -7.0 days/dec found by Matiu et al. (2021a) in the 1971-2019 period using a large set of in-situ observations over the whole Alps.

2.4.3.3 Elevation dependant climate change (EDCC) and spatial variability of the trends over the 1968-2017 period

Following analyses are dedicated to the spatial variability of the trends : their elevational gradients and their spatial distribution. Trends are calculated over the 1968-2017 period using the available datasets for this time period : OBS (i.e. in situ observations of snow depth for the mean winter snow depth and snow cover duration, E-OBS v19.0-HOM for the winter temperature and LAPrec for the winter precipitation), ERA5, ERA5-Land, ERA5-Crocus and MESCAN-SURFEX. The choice of a window length of 50 years rely on the analyses presented in section 2.4.3.2, showing that at least 40 years is the minimum time duration required to get a consistent signal at the scale of the whole Alps.

Winter temperature trends on Figure 2.14 and 2.15 show different spatial patterns depending on the dataset. E-OBS HOM, here taken as the reference displays a rather smooth winter temperature trend field on Figure 2.15 with most of the trends detected as significant (i.e. Non-hatched areas). Not surprisingly, the three ERA5 products show similar patterns with higher warming rates ranging from $0.5^{\circ}\text{C}/\text{dec}$ to $1.0^{\circ}\text{C}/\text{dec}$ in the eastern half of the Alps, all detected significant compared to the lower trends (i.e. below $0.4^{\circ}\text{C}/\text{dec}$) elsewhere. MESCAN-SURFEX exhibits the highest warming rates, with stronger values over the Alpine ridge, corresponding to higher elevation areas, which can also be noticed on the boxplot Figure 2.14 through the strong elevational gradient. Giving the amplitude of the elevational gradient simulated by MESCAN-SURFEX above 1500 m (i.e. median shifted by $0.5^{\circ}\text{C}/\text{dec}/1000\text{ m}$), and the fact that the other datasets agree more on a slightly decreasing elevational gradient at these elevations similar to what Rottler et al. (2019) found over the Swiss Alps for the 1981-2017 period, MESCAN-SURFEX behaviours may be considered as spurious artifacts.

Winter precipitation trends are weak for all datasets excepted MESCAN-SURFEX. For the reference and the three ERA5 products, spatial pattern are similar on Figure 2.15, with a widespread light decrease of precipitation, higher in the Western part of the Alps but still lower than 7% (not detected significant) and no elevational gradient on Figure 2.14. MESCAN-SURFEX trend field Figure 2.15 shows larger values, exceding $\pm 15\%/\text{dec}$ with a patchy appearance (i.e. alternating strong positive/negative values) and a strong elevational gradient, both more reminiscent of artifacts than a realistic pattern.

Snow variables (i.e. snow cover duration and mean winter snow depth) present similar geographical patterns (see Figure 2.15). ERA5-Land and ERA5-Crocus expose a rather similar decline of both variables, a bit stronger in the southern and in the eastern part of the Alps. The decrease is around $-10\%/\text{dec}$ and $-7\text{ days}/\text{dec}$ respectively for the mean winter snow depth and the snow cover duration, values that are close to the one given as reference using the set of in-situ observations. As shown above in section 2.4.3.2, ERA5 displays spurious values, almost twice the reference values, that we link to an heterogenous assimilation procedures that have corrected an overly thick modelled snowpack over the last decades, artificially reinforcing the decreasing trend. MESCAN-SURFEX snow variables trend fields show similar patterns as its precipitation trend field, with patchy field displaying a strong horizontal gradient, probably inherited from the precipitation field. Concerning the elevational gradient

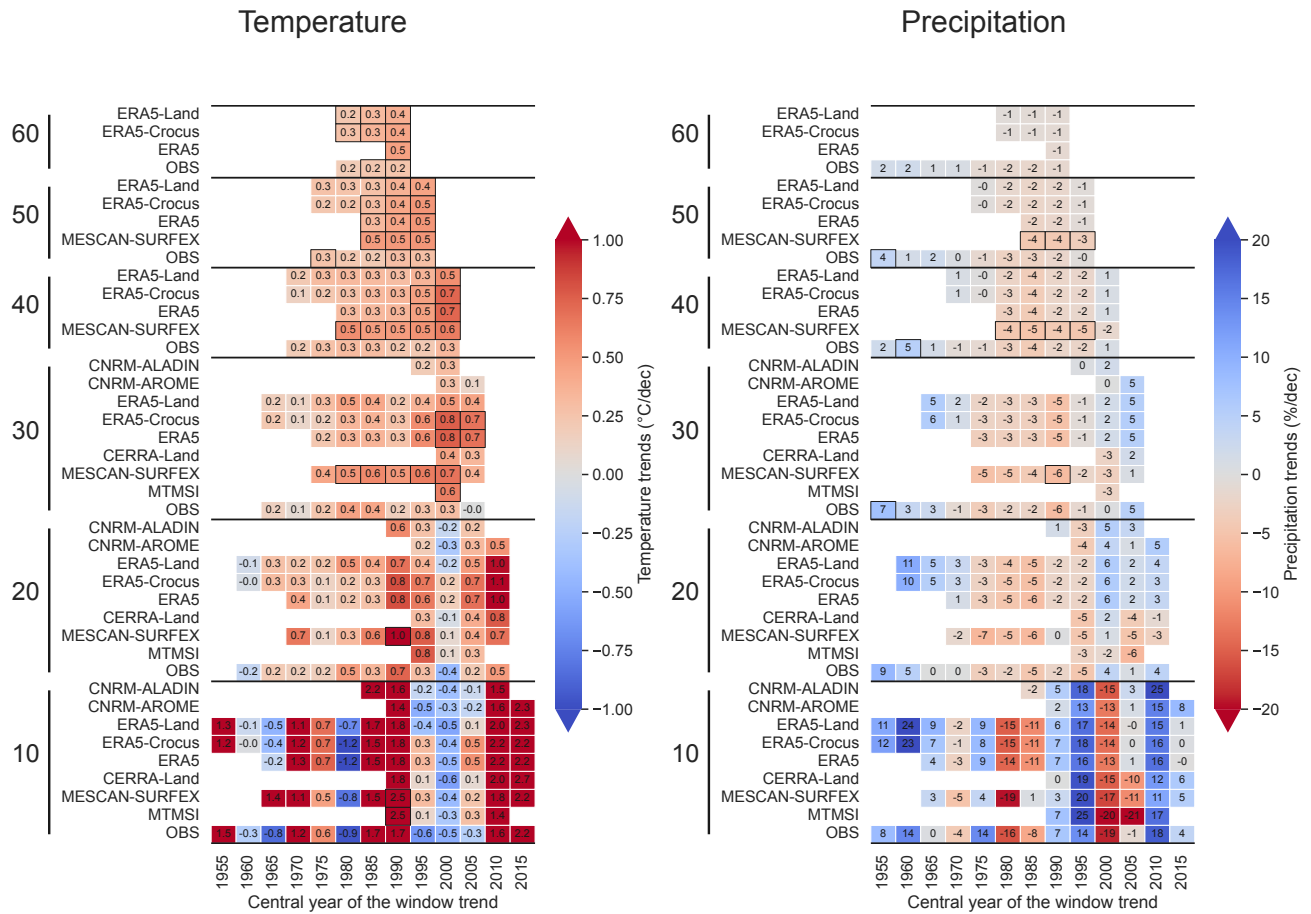


FIGURE 2.12 : Winter (Nov-Apr) trend values for the whole European Alps calculated using Theil-Sen linear regression for 2 variables (Temperature and Precipitation). The horizontal axis shows the central year used for the computation of the trend values. The vertical axis provides the series of datasets used for various lengths of the window time periods (10, 20, 30, 40, 50 and 60 years) used for the computation of the trend values. A black framed square indicates a trend detected as statistically significant (confidence interval at 95% excludes zero). Precipitation trends are expressed in relative (%/dec) decrease or increase compared to the mean of the period, while temperature trends are provided as warming rate (°C/dec).

on Figure 2.14, all datasets are in broad agreement for both variables. They simulate a stronger relative declined of the mean winter snow depth at low elevation, decreasing with the altitude. Snow cover duration trends also present a weak elevational gradient for all the datasets, with a stronger decline at low and intermediate elevation, with a median near -7 days/dec compared to the -5 days/dec at high elevation, for ERA5-Land, ERA5-Crocus, MESCAN-SURFEX and the reference. The highest changes of snow conditions at low and intermediate elevations (near the snowline) have already been documented in multiple studies. Indeed, Kuhn et Olefs (2020) review of EDCC over the European Alps show that the declined of both snow cover duration and snow depth over the 1961-2018 period is linearly related with elevations (i.e. with a stronger decline at low and intermediate elevations).

2.5 Discussion

In this study, we have compared the results of various modelling systems (global and regional reanalyses, and regional climate model simulations driven by a global reanalysis) against observations references (in-situ, kriged datasets and satellite observation). The comparisons are performed in terms of monthly and seasonal snow depth

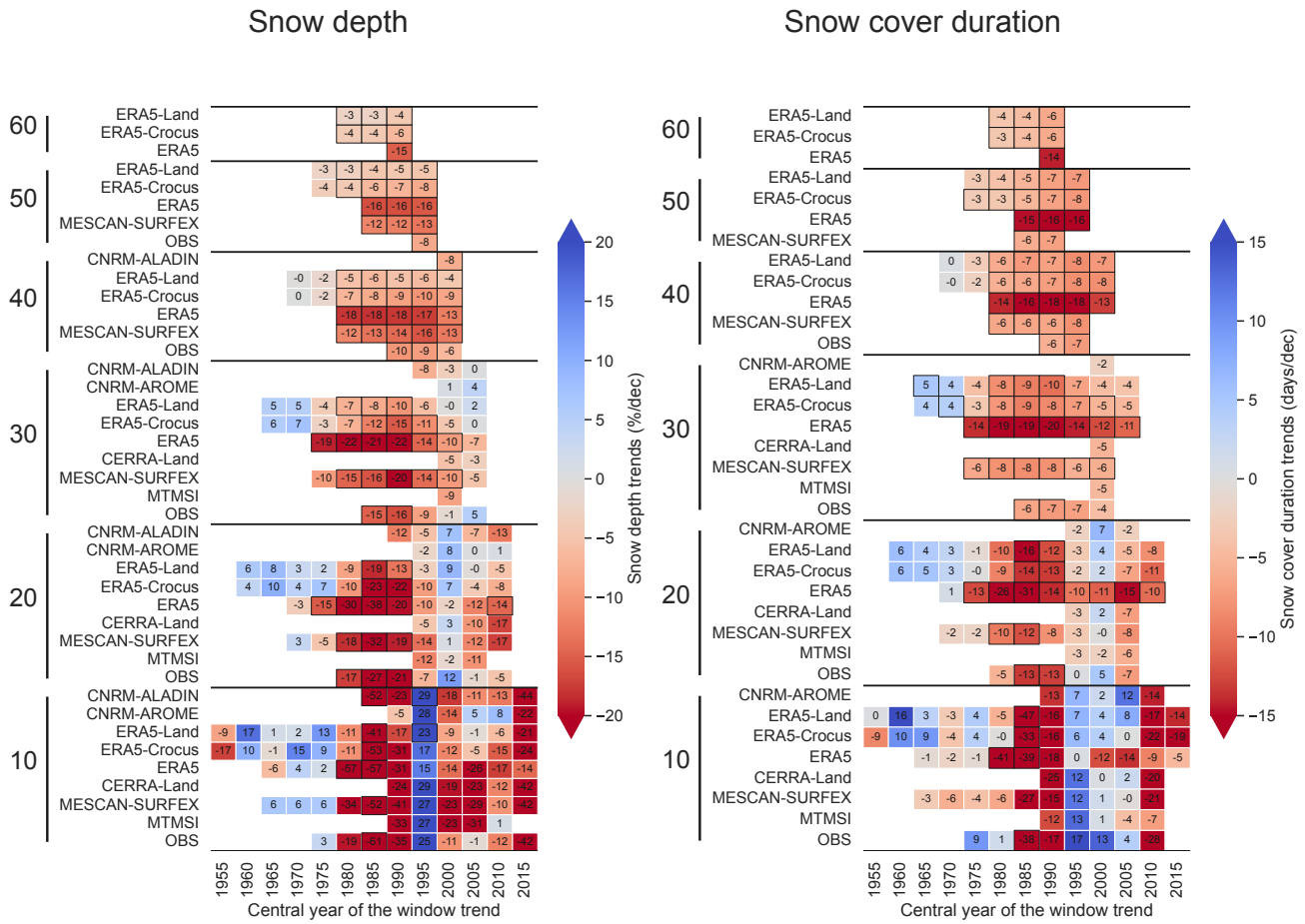


FIGURE 2.13 : Winter (Nov-Apr) trend values for the whole European Alps calculated using Theil-Sen linear regression for 2 variables (Snow depth and Snow cover duration). The horizontal axis shows the central year used for the computation of the trend values. The vertical axis provides the series of datasets used for various lengths of the window time period (10, 20, 30, 40, 50 and 60 years) used for the computation of the trend values. A black framed square indicates a trend detected as statistically significant. Snow depth trends are expressed in relative (%/dec) decrease or increase compared to the mean of the period, while snow cover duration trends are provided in days per decade (days/dec).

values, and snow cover duration, snow onset date and snow melt-out date, addressing multi-annual averages of regional and sub-regional mean values, their inter-annual variations, and trends over various time scales. Here we discuss the main findings of the study, and draw implications for further use of these datasets in various contexts. We remind that this study investigates mean seasonal to monthly snow characteristics and their main driving variables (temperature and precipitation) at the scale of the European Alps, and for four sub-regions. The diversity of the datasets involved in this study and the difficulties to carry an unbiased point scale (station vs. grid points) comparison over mountainous terrain (i.e. due to the scarcity of the observations and to the strong horizontal gradients) conducted us to restrain the investigation to statistics over large areas. Consequently, the study does not address the characteristics of the datasets at local scale, and these may differ from their large scale characteristics.

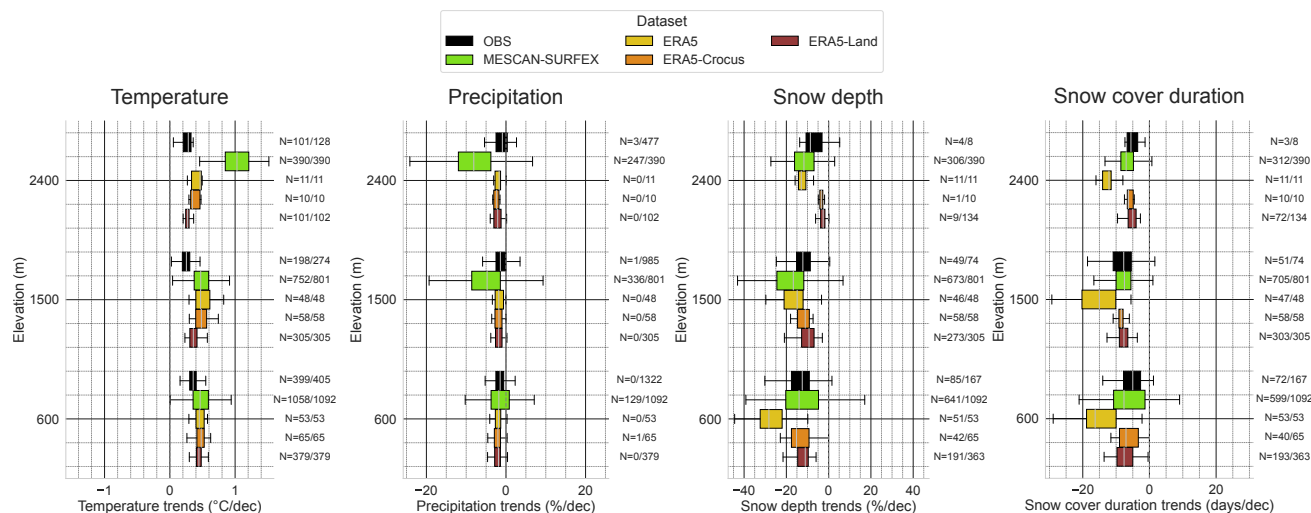


FIGURE 2.14 : Boxplot of the winter (Nov-Apr) trend values calculated over the 1968-2017 period (50 years) for each grid points of the whole Alps (grid points included within the 450 m - 2550 m elevation range) using Theil-Sen linear regression for 4 variables (temperature, precipitation, snow depth and snow cover duration). For this length of the period, five datasets are available : observations (E-OBS HOM v19.0 for temperature, LAPrec for precipitation and the set of in situ observations for snow depth and snow cover duration), MESCAN-SURFEX, ERA5, ERA5-Land and ERA5-Crocus. Precipitation and snow depth trends are expressed in relative (%/dec) decrease or increase compared to the mean of the period, while temperature and snow cover duration trends are provided as absolute rate. The N-number represents the number of trend detected as significant out of the total number of trends calculated.

2.5.1 Snow cover characteristics as seen by different modelling systems

This subsection is dedicated to the discussion of the different behaviours of the datasets concerning the snow conditions, characterized by snow depth, snow cover duration, snow onset date and snow melt-out date).

Compared to the observational references, the worst performances (lowest scores and strongest deviations from the reference) concerning the representation of the snow characteristics are obtained with ERA5-Land, CNRM-AROME and CNRM-ALADIN. CNRM-AROME and ERA5-Land both overestimate the snow depth, the snow season lasts too long (about 1 month later than the other datasets) and with areas with spurious snow accumulation above 2000 m. For CNRM-AROME, these issues have already been documented by Monteiro et al. (2022) over the French Alps; the finding is found to also apply at the scale of the European Alps. Monteiro et al. (2022) attributed these issues to the deficiencies of the snow scheme physics (i.e. missing processes that lead to an underestimated melt), along with a biased surface energy balance related to both a misrepresentation of surface-atmosphere exchanges and the underestimation of upwelling infrared radiation (due to the underestimation of nighttime cloud cover). Muñoz-Sabater et al. (2021) evaluated snow depth results of ERA5-Land and ERA5 against in-situ snow depth observations, mainly in the Rocky mountains (Western US). They do not report any snow accumulation issues at high elevation, and for low and intermediate elevations, ERA5-Land shows a lower mean absolute error compared to ERA5. In their study, only 30 observations points were used in the European Alps, and show a higher mean absolute error in ERA5-Land results compared to ERA5, in line with our analyses. This was interpreted as an effect of the dense SYNOP observations network incorporated in the snow assimilation system of ERA5, allowing it to perform better than ERA5-Land over this region. Compared to CNRM-AROME, at a regional to sub-regional scale, no strong overestimation of precipitation was shown in ERA5-Land, which could explain the spurious accumulation of snow, but they have in common the use of a single layer snow scheme, and a strong negative temperature difference in winter.

The simplicity of these snow schemes, through the underestimation of melting processes, along with atmospheric forcing leading to too much snow accumulation (likely overestimation of winter/spring precipitations) and weaker melting conditions (underestimation of winter/spring temperatures and erroneous surface mass ba-

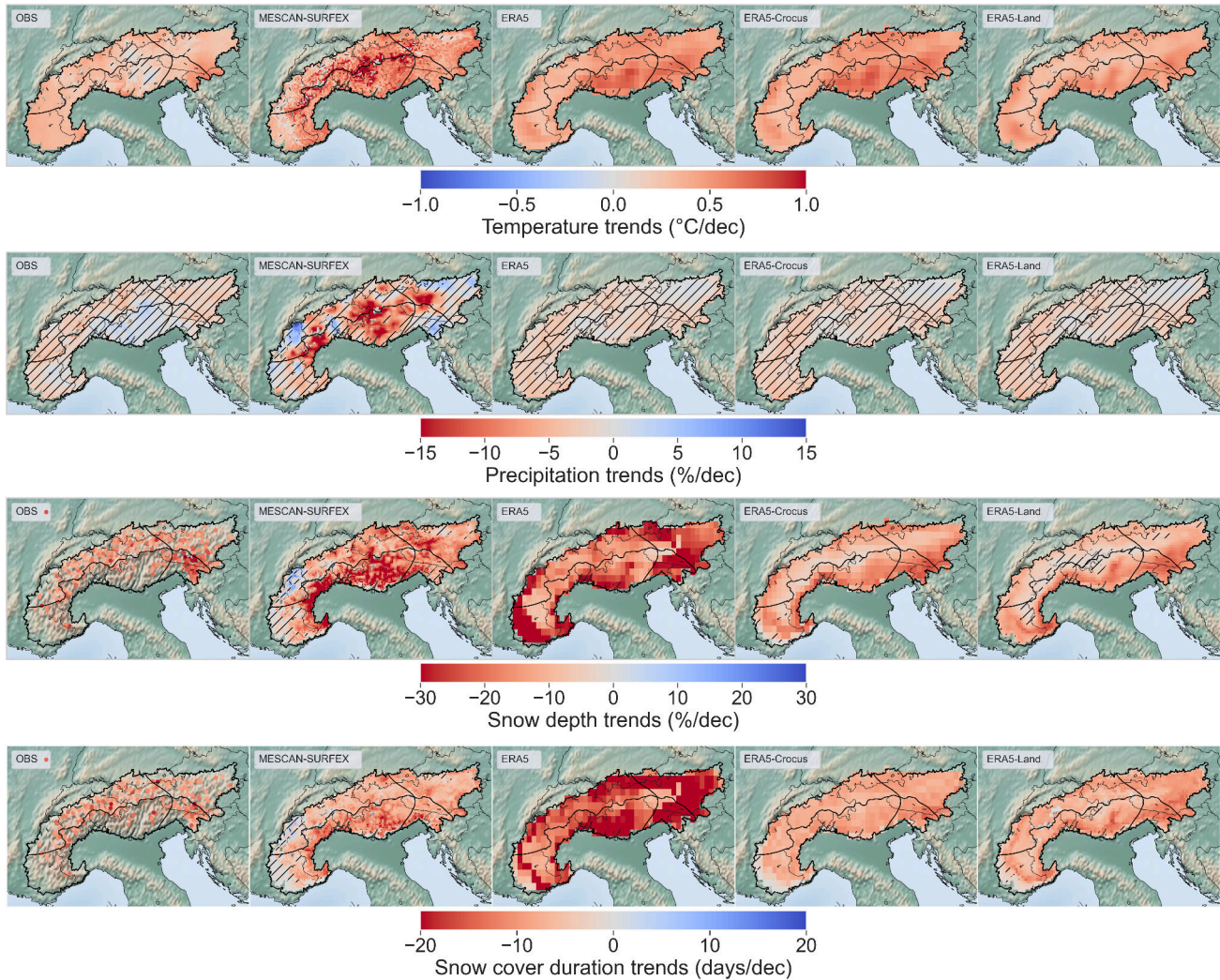


FIGURE 2.15 : Maps of the winter (Nov-Apr) trend values calculated over the 1968-2017 period (50 years) for each grid points of the whole Alps (grid points included for three elevation bands (+/- 150 m) given on the y-axis.) using Theil-Sen linear regression for 4 variables (temperature, precipitation, snow depth and snow cover duration). Non-hatched areas indicate trends detected as statistically significant (i.e. p value of the Mann-Kendall test below 0.05). Precipitation and snow depth trends are expressed in relative (%/dec) decrease or increase compared to the mean of the period, while temperature and snow cover duration trends are provided as warming rate (days/dec).

lance) could explain part of the observed differences in snow depth values compared to the reference observations. Despite the use of the same snow scheme, it is likely that these errors are strongly reduced in ERA5 thanks to the data assimilation of snow depth observations. Orsolini et al. (2019) showed that over the Tibetan Plateau where no observations of snow depth are assimilated, ERA5 strongly overestimates the snow cover and the snow depth, and attribute part of it to the overestimation of snowfall. These give us evidence that assimilation (snow depth but also precipitation and near-surface temperature) potentially strongly benefits to ERA5 results in the European Alps. In ERA5-Crocus, the use of a detailed representation of the snowpack within the Crocus snow model is intended to provide a better representation of the accumulation and melting processes. ERA5 and ERA5-Crocus, potentially for different reasons, provides snow depth values and simulate a seasonality of the snowpack closer to the reference snow cover than ERA5-Land, although with a coarser horizontal resolution.

The combination of a strong negative temperature bias in CNRM-ALADIN and its strong overestimation

of winter precipitation (already identified by Terzago et al. (2017) and common to numerous RCMs of EURO-CORDEX) is a possible explanation for the overestimation of snow accumulation at the beginning of the season for intermediate and high elevation bands. While the negative temperature bias should favor late melting, the opposite phenomenon is observed, which point towards other problems with the snow schemes and would require additional sensitivity studies to precisely identify the causes.

The regional reanalyses MESCAN-SURFEX, CERRA and MTMSI, provide snow depth values and snow seasonality closest to the reference. Although they do not assimilate snow depth values, it appears that their surface analysis through the MESCAN system provides reliable snow cover first order atmospheric drivers (precipitation and temperature) along with a fair representation of the snow physics within ISBA-ES or Crocus.

Overall, our analysis finds that there are multiple combinations of atmospheric and land surface modelling systems (Essery et al., 2020; Menard et al., 2020) and their corresponding data assimilation frameworks (or not), leading to various snow cover datasets generated through numerical modelling. The performance of these datasets vary, and none is totally found irrelevant for the variables analyzed in this study. However, no system is found to outperform all of the other ones in all of the dimensions of the evaluation, which can also be traced to the fact that none of the currently available systems combines the "best" of all worlds (high resolution, sufficiently sophisticated snow cover model well adapted to the land surface model, surface data assimilation including precipitation, snow cover data assimilation etc.).

2.5.2 On the complexity of assessing differences between modeling system

In addition to the general discussion provided above, here we insist that the comparison between all of the evaluated datasets, and in particular the three ERA5 datasets and CNRM-AROME, is not straightforward. Even if ERA5 and ERA5-Land have in common their land surface model and snow scheme configuration, ERA5-Land does not simulate the feedback from the surface to the atmosphere at its resolution, while ERA5 is constrained by a large number of observations through its land data assimilation system. ERA-Crocus is run in standalone mode too, but the configuration of the land surface snow scheme is somewhat specific (e.g. it considers fully snow covered surface even if only a thin layer (i.e. 10 cm) of snow is presents). CNRM-AROME shares a rather similar single layer snow scheme than ERA5-Land and ERA5, but simulates a coupling with near-surface atmosphere without assimilating any observations. Finally, HTESSEL (for ERA5 and ERA5-Land) and SURFEX (for CNRM-AROME, ERA5-Crocus) are two different land surface models, based upon different ways of taking into account the presence of snow over the surface, particularly its impact on energy balance calculations. This implies a wide range of responses of the different snow schemes (notably according to their complexities) for atmospheric forcings that can be of very variable quality as underlined by Terzago et al. (2020). Furthermore, even in the case of a similar configuration of the model's atmospheric components, different configurations of the same snow scheme are generally possible, and can lead to large differences in the simulated snowpack (Napoly et al., 2020). Thus, a clear attribution of the different factors conducive to the different behaviours of the modelling systems turns out to be virtually impossible in the absence of an extensive sensitivity study to apportion the contribution of each possible factors, which is beyond the scope of this study (and may remain an elusive goal due to the complexity involved in disentangling such complex modelling frameworks).

2.5.3 Representation of the interannual variability

The study of the interannual variability of the snow conditions through two variables, the mean winter snow depth and the annual snow cover duration as well as their main driving variables (near surface temperature and precipitation) shed light on multiple aspects of the variability of the snow conditions in the European Alps.

Near surface winter temperature anomalies are rather homogenous among the different subregions with a small subregion variability, meaning that most of the interannual variability affect similarly the whole Alpine region. All datasets reproduce correctly the anomalies compared to the reference, and even if no strong discrepancies are found between them, climate simulations (CNRM-AROME and CNRM-ALADIN), CERRA-Land and ERA5-Land performs better than ERA5, MTMSI and MESCAN-SURFEX.

Winter precipitations show a strong subregional variability, varying from $\pm 50\%$ from one year to the next, but rather similarly inside a given subregion. This is coherent with past classifications such as HISTALP (Auer et al., 2007), making winter precipitation varying for a significant part independantly from one subregion to the

others. On these anomalies, datasets only show little discrepancies with LAPrec taken as reference, and no dataset outperforms the others in every subregions.

Mean winter snow depth and snow cover duration show the largest interannual variabilities, across and within subregions of the European Alps. Datasets show the lowest correlation scores with the reference value, with a generalized underestimation of the amplitude of the interannual variability. In fact, both indicators are influenced by a large set of components (temperature, precipitation, wind, radiation etc.) and result from the integration, over the course of the winter season, of many processes operating at multiple space and time scales. These contribute to widening the discrepancies concerning the snowpack characteristics between near location all along the winter periods and increase the interannual variability at a very local scale. Additionally, the accuracy of precipitation and temperature fields throughout the snow season as well as the snowpack modelling system are widely different across the datasets, and this ultimately determines a large fraction of the quality of the simulated snow depth time series. Overall, these analyses demonstrate that the snowpack interannual variability is still challenging to simulate and as the interannual variability of precipitation and air temperature is already rather well represented according to our analysis, efforts might be directed towards the improvement of the snow modeling framework.

2.5.4 Reliability of the trend values

The analysis of mean winter values at the scale of the whole Alps assessed in section 2.4.3.2 confirmed that detecting a trend needs to be done cautiously. First of all, our analysis confirms that trends analyzed over too short time periods (typically, less than 30 years), are prone to large errors and the influence of decadal climate variability. This is illustrated on Figure 2.13, which confirms that, in particular, snow cover trends analyzed over the past 20 years only, cannot be considered representative of longer-term climate trends. As a consequence, key data records, such as satellite observations, which only cover such a limited time span, should be used with special care when they are used for trend analysis, because this could lead to erroneous results. Instead, our study shows that there is potential to use satellite information together with other sources of information (in-situ, numerical simulation, and their combination), to overcome the time resolution/target variables conundrum (Gascoin et al., 2022).

Further than this reminder on some key safeguarding principles related to the calculations of snow cover trends, this analysis bears some relevance with respect to the sources of variability and trends for snow cover variables in mountain regions. Indeed, the different variables investigated are affected at different time scale (i.e. from annual to multi-decadal) by fluctuations, that can alternatively favor particular climate conditions (e.g. warm and dry or cold and wet conditions). These oscillations of the climate system generally occurs at a larger scale than the European Alps, and can be described through modes of variability. The two main modes that affect the variables investigated here on the Alpine ridge are the North Atlantic Oscillation (NAO) and the Atlantic multi-decadal oscillation (AMO or AMV) (Cassou et al., 2021). They typically favor during winter and in their positive phase, warmer and wetter conditions for the NAO, colder and wetter conditions for the AMO implying a potentially strong influence on the snowpack evolution (Scherrer et Appenzeller, 2006 ; Durand et al., 2009). However, while a relationship between past decrease of spring precipitation in southern Alps and the positive phase of the AMO has been reported (Brugnara et Maugeri, 2019), as well as winter precipitation in the Western Italian Alps with the NAO (Terzago et al., 2013), to our knowledge, only a few studies have attempted to link alpine snow conditions to large-scale modes of variability (NAO, AMO, ENSO...). Due to the low amplitudes of these oscillations and the large number of superimposed factors affecting the snowpack at different spatio-temporal scales, no clear consensus has been found so far. Overall, our analyses show that below 30 to 40 years time length, much of the trends are not detected as significant and can fluctuate between strong negative or positive values for consecutive time periods. Beyond 40 years window lengths, the signal/noise ratio becomes larger and can lead to the detection of meaningful and significant changes in the mean values.

This study also brought to light artifacts affecting the trends held by datasets incorporating information from observations. ERA5 (and to a lesser extent ERA5-Land) and MESCAN-SURFEX winter temperature trends are systematically overestimated compared to the reference E-OBS and past studies. Figures 2.14 and 2.15 show that in the case of ERA5 products, warming is particularly overestimated in the Eastern part of the Alps, whereas MESCAN-SURFEX simulated a much stronger warming at high elevations, leading to a spurious elevation dependant warming. Similarly, MESCAN-SURFEX winter precipitation trend fields display unrealistic geographical distribution of values associated with strongly overestimated amplitudes. These spurious precipitation trends are

reflected in comparable snow depth and snow cover duration trend fields, also overestimated. Finally, ERA5 snow depth and particularly snow cover duration trends are strongly overestimated (twice the amplitudes of the reference).

These behaviors point at least in part to a common cause : the assimilation of a varying (in quantity and in quality) number of observations over time, better correcting model biases in spaces and times where observations are dense. This leads to a shift in the distribution of a variable, therefore inducing an artificial trends.

ERA5 and MESCAN-SURFEX are based on modelling strategies that favor the maximisation of the agreement between model and observations upon the conservation of a consistent timeline, which would better enable the product to be used for trend assessment.

Users of these products should therefore be aware of the limits of the quality of a datasets incorporating information from observations. As reminded by Cornes et al. (2018), Kaiser-Weiss et al. (2019) and Bandhauer et al. (2022), their quality highly vary depending on the spatio-temporal scale considered (i.e. their effective resolutions), and the areas considered, both strongly affected by the density of the observations used in the product. In addition, the use of an heterogenous number of observations can lead to a differential correction of the products over time, inducing artificial trends within it, as we see here for the Alps with MESCAN-SURFEX winter precipitation trends, or ERA5 snow variables.

2.6 Conclusion

In this study, we investigate the ability of various modelling systems (global and regional reanalyses, and regional climate model simulations driven by a global reanalysis) to represent past snow conditions and its main atmospheric drivers over the European Alps, using observational references (in-situ, kriged datasets and satellite observation). The comparisons are performed in terms of monthly and seasonal values, addressing multi-annual averages of regional and sub-regional mean values, their inter-annual variations, and trends over various time scales.

The comparisons of the datasets over a common period of 30 years (1985-2015), in terms of the average of monthly and seasonal values of the snow depth and snow cover duration at a regional scale, shed light onto a variety of behaviours that can lead to strong differences between the evaluated and the reference datasets. ERA5, ERA5-Crocus, CERRA-Land, UERRA-MESCAN-SURFEX and MTMSI simulate a monthly evolution of the snow rather close to the reference, at a regional and subregional scale, with no dataset systematically outperforming the others. CNRM-AROME and ERA5-Land are both found to overestimate the amount of snow and its persistence along the snow season, a phenomena that increase with elevations, leading to spurious snow accumulation above 2000 m. CNRM-ALADIN shows an overestimated accumulation of snow at the beginning of the season and a total melt that occurs about one month earlier than the reference dataset for elevations above 1500 m.

The spatial comparison against MODIS remote sensing data supports what appears to be a common issue of all datasets, namely the overestimation of the snow cover duration above 1000 m, with stronger errors near the snow line (around 1500 m) and concentrated on the melt-out date.

The discrepancies concerning the past climatology of snow conditions found between the reference and evaluated datasets may have multiple sources, affecting differently each of the datasets, and we can only hypothesize them here. Indeed, setting a clear attribution of the different factors leading to the different behaviours of the modelling systems would require multiple extensive sensitivity studies addressing independantly the impact of multiple error sources. Among the various plausible factors, we suspect biases from the atmospheric forcings, limitations of land surface data assimilation procedures for mountainous areas and the misrepresentation of surface-atmosphere exchange and key snow processes (i.e. wind-transport, glacier accumulation...) along with potentially inadequate configurations of the snow schemes leading to erroneous melt rate.

The study also addresses the representation of the inter-annual variability by the different evaluated datasets, and their simulated trends over various time scales. Temperature and precipitation interannual variability are found to be rather well represented by most of the datasets. However, the simulation of the interannual variability of snow cover variables appears to remain difficult for all datasets. Their lowest performance may come from several causes, related to the difficulty of representing the strong variance of the inter-annual fluctuations, and the local variability of the snow conditions. This may be due for a part on misrepresented processes, related to

the problems mentioned above, related to the specificity and the complexity of the modelling of the snowpack. We mention that snow variables are somehow specific, as they result from a cumulative history all along the snow season. Therefore, errors from atmospherical forcings, snow modelling and coupling between surface-atmosphere and assimilation also cumulate over time.

The computation of trends over various time scales leads us to reiterate some safeguarding principles on the matter. Indeed, computing trends over time scale shorter than 30 years result into the detection of noisy signals, strongly affected by inter-annual to multi-decadal variability, and often not statistically robust. In addition, some datasets (MESCAN-SURFEX and CERRA-Land for precipitation, snow variables and ERA5 for snow variables only) lead to spurious trends (i.e. strongly overestimated amplitudes and incoherent geographical patterns even for long-term trends), probably induced by spatio-temporal heterogeneities in their assimilation procedures. These datasets should be used carefully for climate change applications as some of the simulated variables may be affected by artifacts, impacting the reliability of the resulting trends.

Overall, no dataset outperforms the other in terms of the multiple aspects investigated here. Upstream modeling choices have indeed great consequences on the downstream uses of these datasets. Reanalyses (and datasets based upon observation sources) hold the potential to partially fulfill the gap of in situ observations in mountainous areas and providing a consistent and reliable baseline of the key variables describing the evolution of climate conditions in mountainous areas. Nonetheless, we find that the quality of these datasets is scale- and location-dependent. As mentioned by F. Isotta et al. (2015), Kaiser-Weiss et al. (2019) and Bandhauer et al. (2022), the quality of the datasets incorporating observations (using assimilation procedures or direct kriged method) is strongly dependent upon the density of the observations used (and their spatio-temporal homogeneity), and the effective resolution of these dataset is in fact generally lower than the provided grid resolution. In mountainous regions the scarcity of observations remains a strong obstacle, and standard assimilation techniques can lead to a deterioration in the quality of simulated fields, as the spatial variability is high over mountainous areas, and the influence of an observations should be restrained to its domain of applicability (same elevation, slope, aspect etc.). Furthermore, observation-based products (including reanalyses) necessarily result from a trade-off between reproducing a climatically relevant time evolution and using the maximum number of available observations to produce the best possible description of the state of the atmosphere and snow cover at any given time. Ultimately, this type of dataset continues to rely on the density and quality of the past observational network, which cannot be extended retrospectively. Here we also evaluated the regional climate simulations driven by a robust larger-scale (global) reanalysis. Our results indicate that this can offer an alternative to computationnally intensive high-resolution reanalyses, for climate studies. Indeed, they can simulate climatically homogenous atmospherical and surface conditions (depending on the quality of the driving, larger scale reanalysis), and even provide an estimate of the modelling uncertainties if combined with a set of simulations from different regional climate models, although they do not directly incorporate high resolution data through a data assimilation framework. However, our study shows that for mountain regions several issues with such models need to be tackled. In particular, be it for high resolution climate modeling or numerical weather prediction models used for the production of reanalyses, investigations into the behaviour of the snow cover scheme (and their broader relationship with the rest of the land surface models interacting with the atmosphere) are crucially required. This will hopefully enable to address these issues for forthcoming versions of these modeling systems.

Code and data availability

All computations were performed with Python software version 3.9.13. The codes are available from a repository (Github repository : <https://github.com/meteodmonteir/Source-code-for-Monteiro-and-Morin-2023>) which includes scripts (in a notebook form) for the following tasks : performing all data preprocessing, reading the different data sources, statistical analyses and figures making.

For the snow depth in situ observations availability, please refer to this article : <https://doi.org/10.5194/tc-15-1343-2021>. LAPrec v1.1 dataset is available on the Copernicus Data Store following this doi : <https://doi.org/10.24381/cds.6a6d1b>. E-OBS v19.0 HOM and E-OBS v23.1 are available for download following this URL : <https://surfobs.climate.copernicus.eu/dataa>. Remote sensing MODIS (MOD10A1F) dataset is available following this doi : <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD10A1F.061>. CNRM-AROME and CNRM-ALADIN hindcast simulations can be downloaded on the ESGF website (<https://esgf-node.ipsl.upmc.fr/projects/esgf-ipsl/>, accessed 1st february 2023). ERA5 dataset is available on the Copernicus

Data Store following this doi : <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>. ERA5-Land dataset is available on the Copernicus Data Store following this doi : <https://doi.org/10.24381/cds.e2161bac>. MESCAN-SURFEX dataset is available on the Copernicus Data Store following this doi : <https://doi.org/10.24381/cds.32b04ec5>. The MTMSI dataset is available on the Copernicus Data Store following this doi : <https://doi.org/10.24381/cds.1ac1b4ba>. ERA5-Crocus can be accessed upon request to the corresponding author.

2.7 Appendices

2.7.1 Reference characteristics of the Alpine snow cover

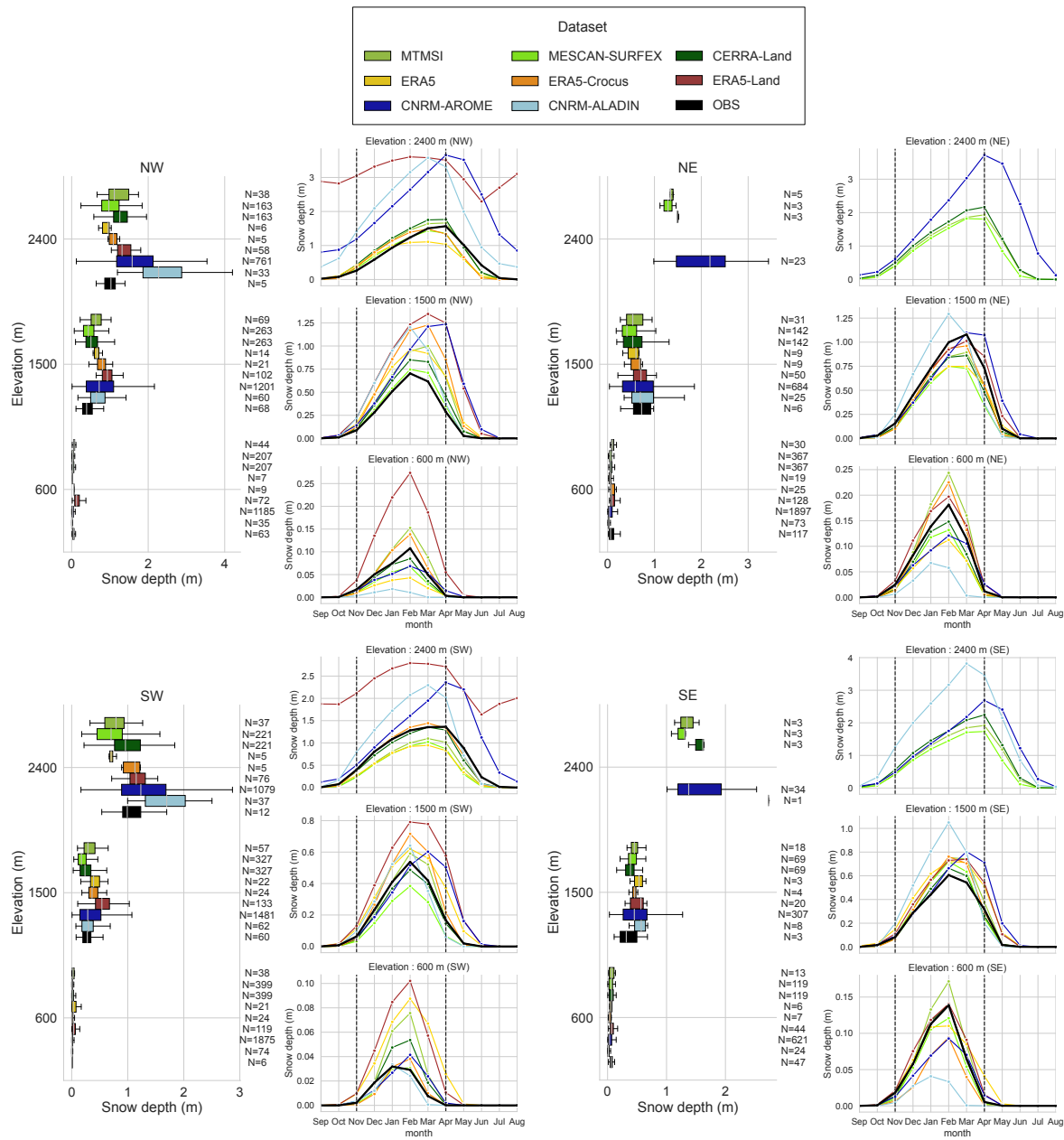


FIGURE 2.16 : For each subregions of the European Alps : boxplot representing the spatial distribution of mean winter season (November to April) snow depth values over the 1985-2015 period for each dataset for three elevation bands (600 m \pm 150 m, 1500 m \pm 150 m, 2400 m \pm 150 m). Annual cycle of the mean monthly snow depth values for the 1985-2015 period for each dataset, for three elevation bands (600 m \pm 150 m, 1500 m \pm 150 m, 2400 m \pm 150 m).

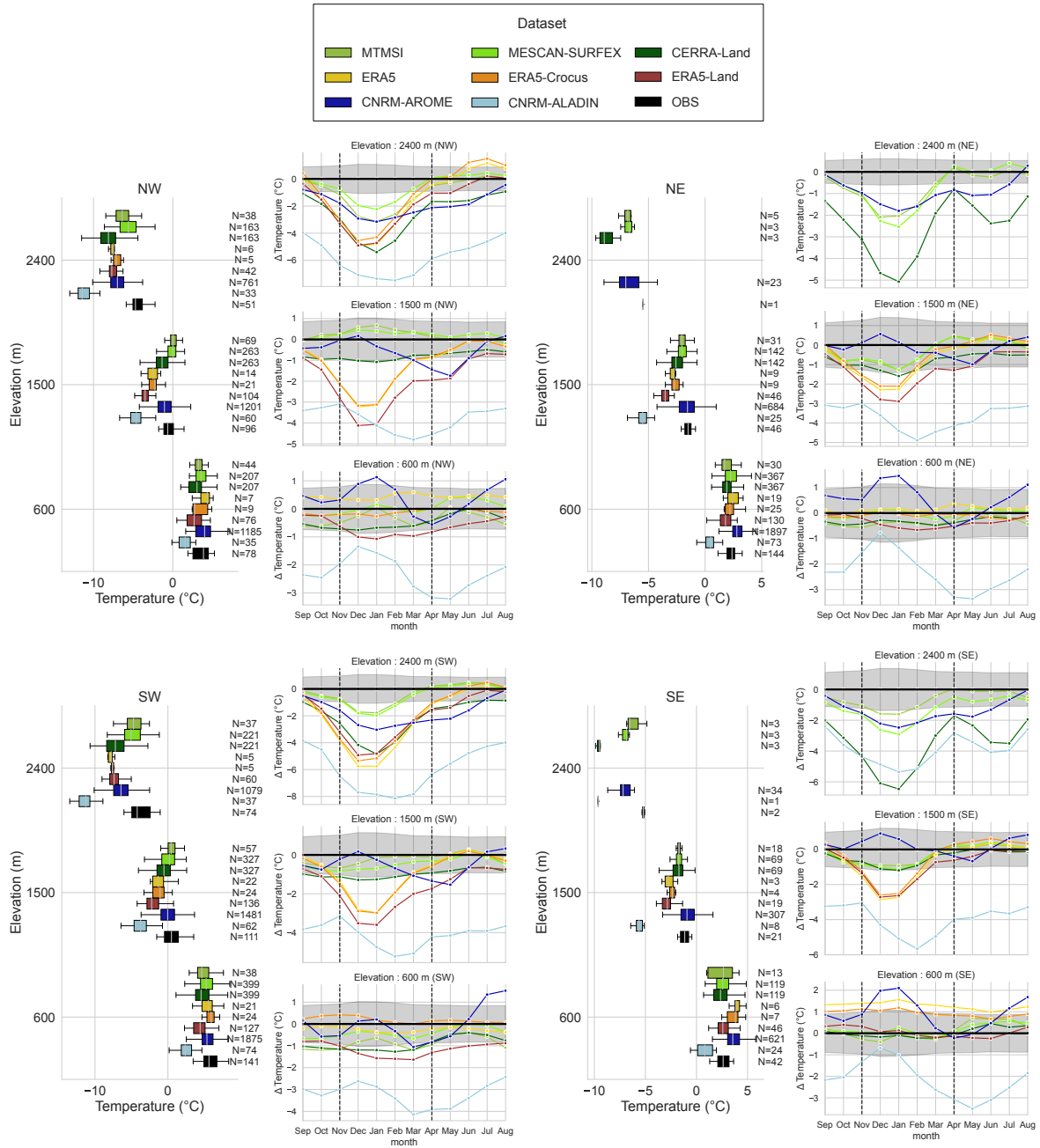


FIGURE 2.17 : For each subregions of the European Alps : boxplot representing the spatial distribution of mean winter season (November to April) temperature values over the 1985-2015 period for each dataset for three elevation bands (600 m ±150 m, 1500 m ±150 m, 2400 m ±150 m). Annual cycle of the mean monthly error values of temperature for the 1985-2015 period for each dataset, for three elevation bands (600 m ±150 m, 1500 m ±150 m, 2400 m ±150 m).

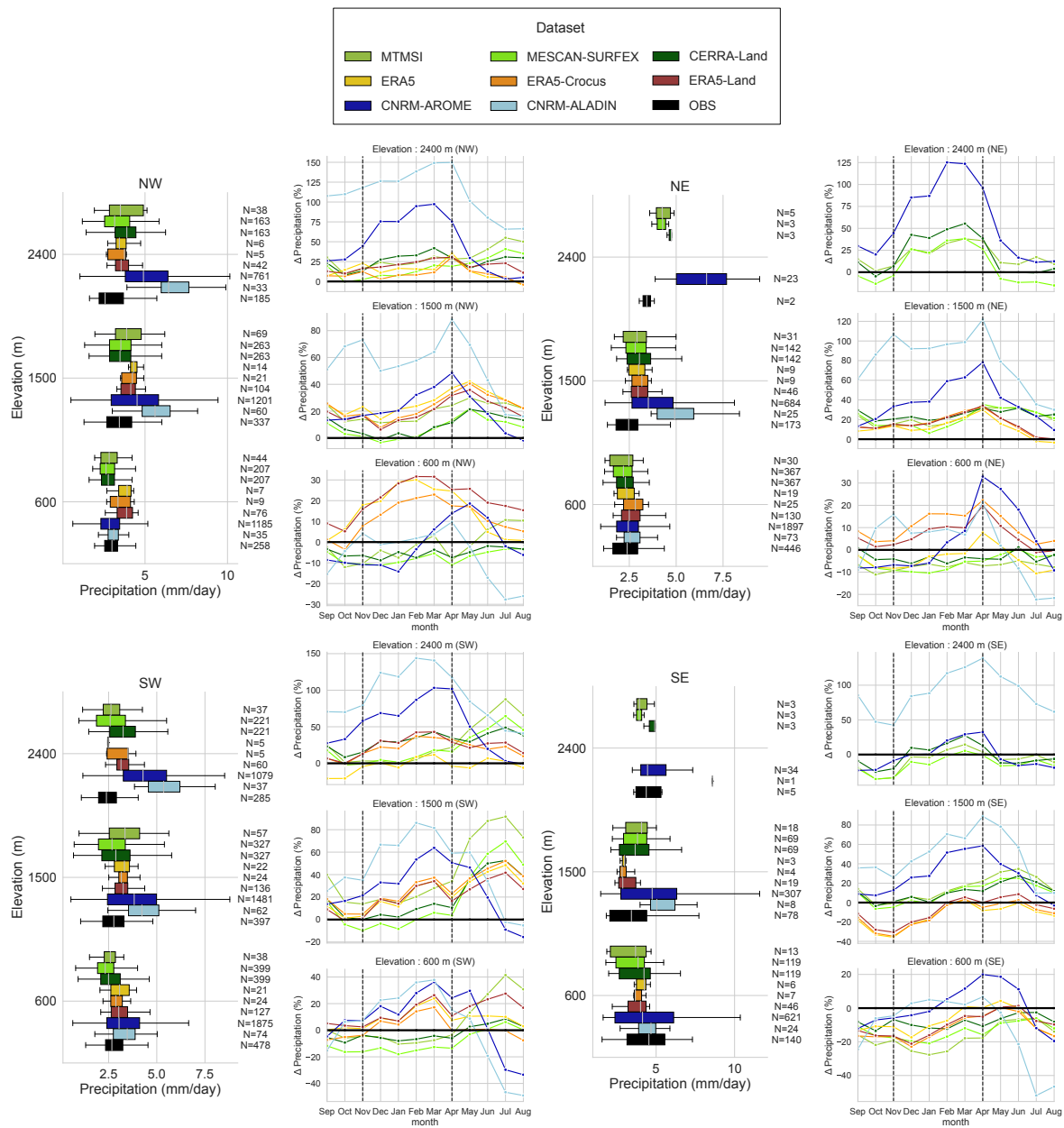


FIGURE 2.18 : For each subregions of the European Alps : boxplot representing the spatial distribution of mean winter season (November to April) precipitation values over the 1985-2015 period for each dataset for three elevation bands (600 m ±150 m, 1500 m ±150 m, 2400 m ±150 m). Annual cycle of the mean monthly error values of precipitation for the 1985-2015 period for each dataset, for three elevation bands (600 m ±150 m, 1500 m ±150 m, 2400 m ±150 m).

2.7.2 Interannual variability

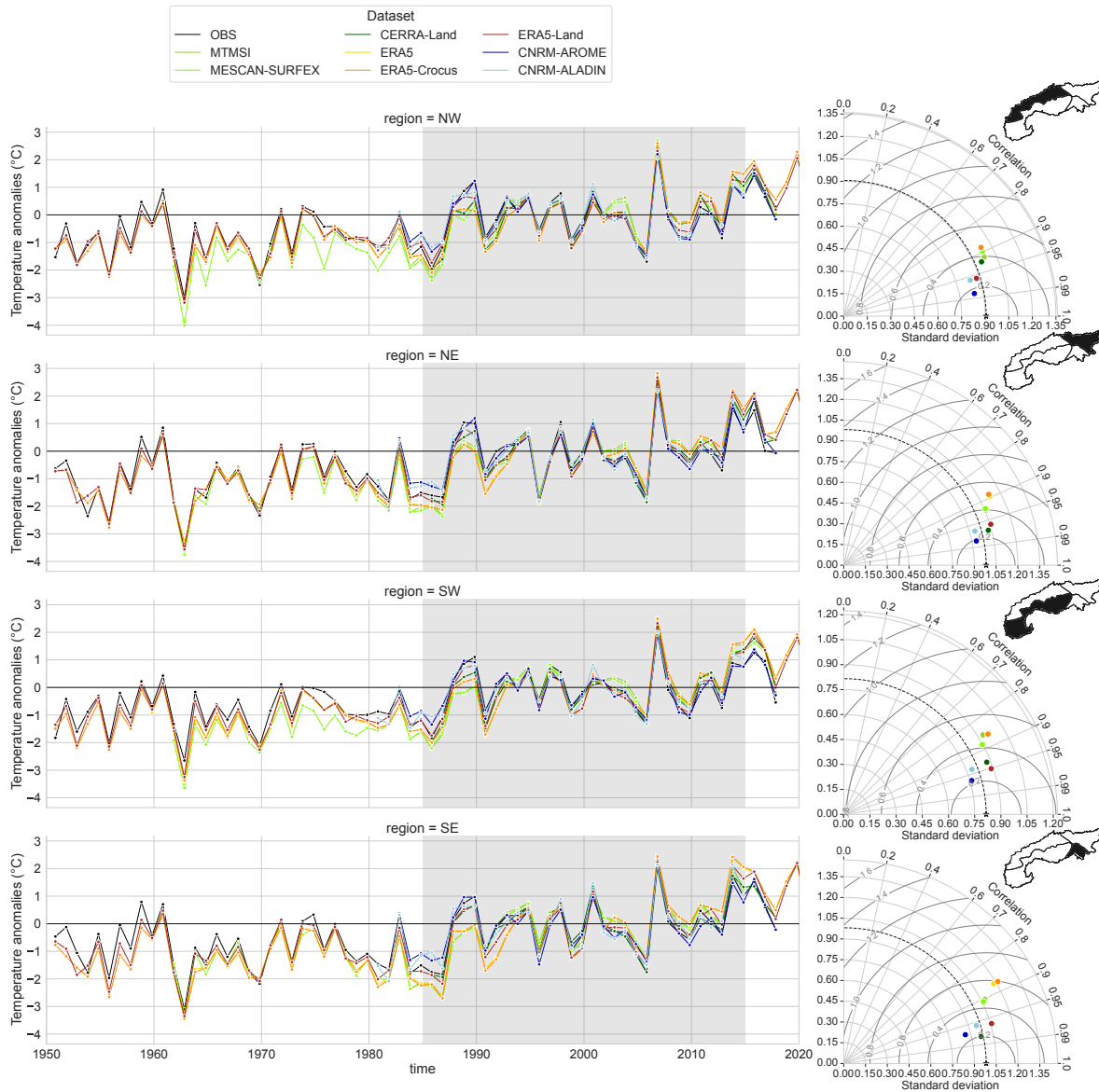


FIGURE 2.19 : Anomalies of mean winter (November to April) values of temperature in the European Alps for the whole available time period for each dataset compared to the mean winter values of the 1985-2015 period (shaded area). On the right, Taylor diagram calculated using the anomalies of winter values of temperature for the 1985-2015 period (shaded area). The reference used is described in section 2.3.3.1.

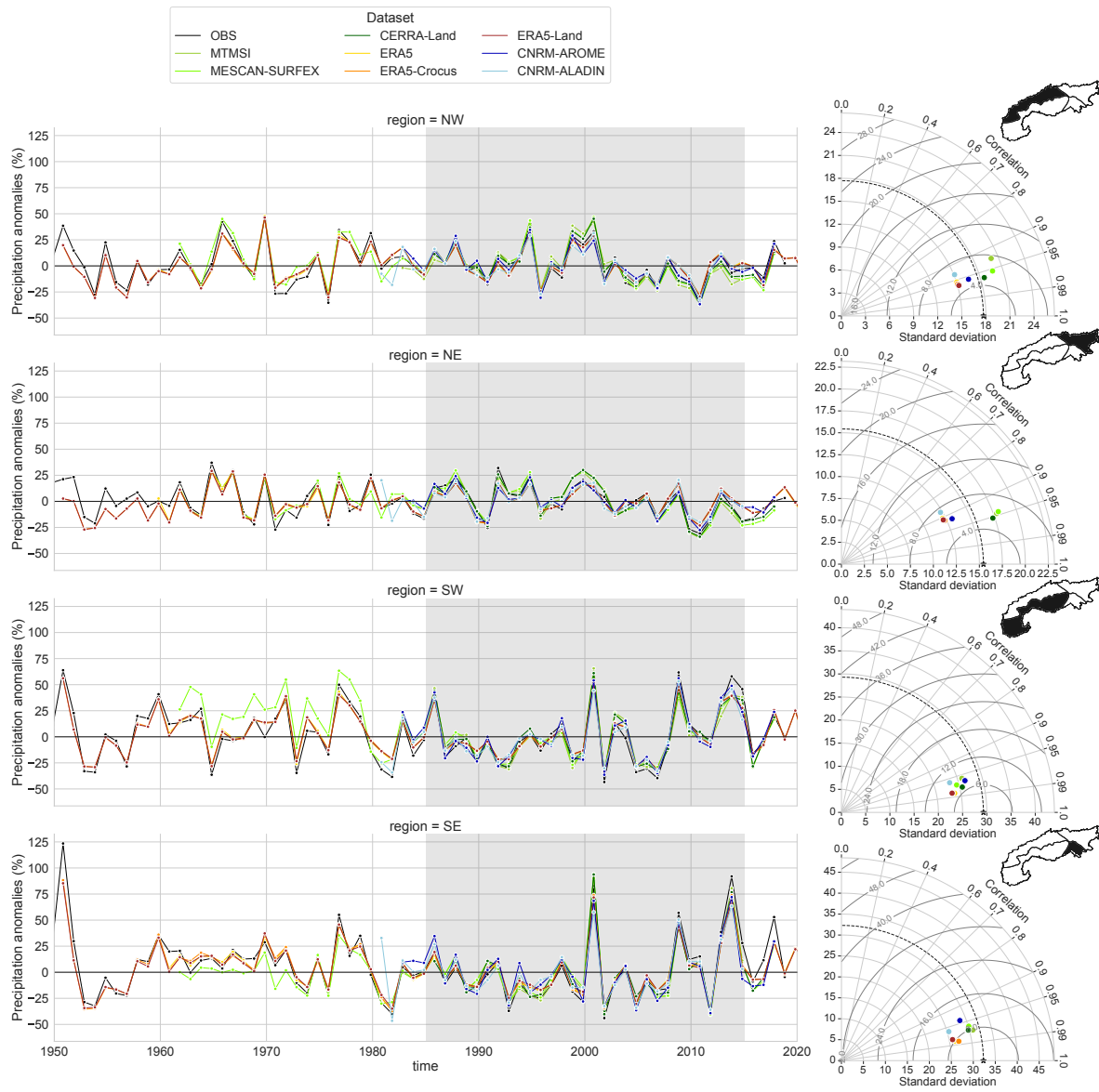


FIGURE 2.20 : Same as Figure 2.19 but for precipitation.

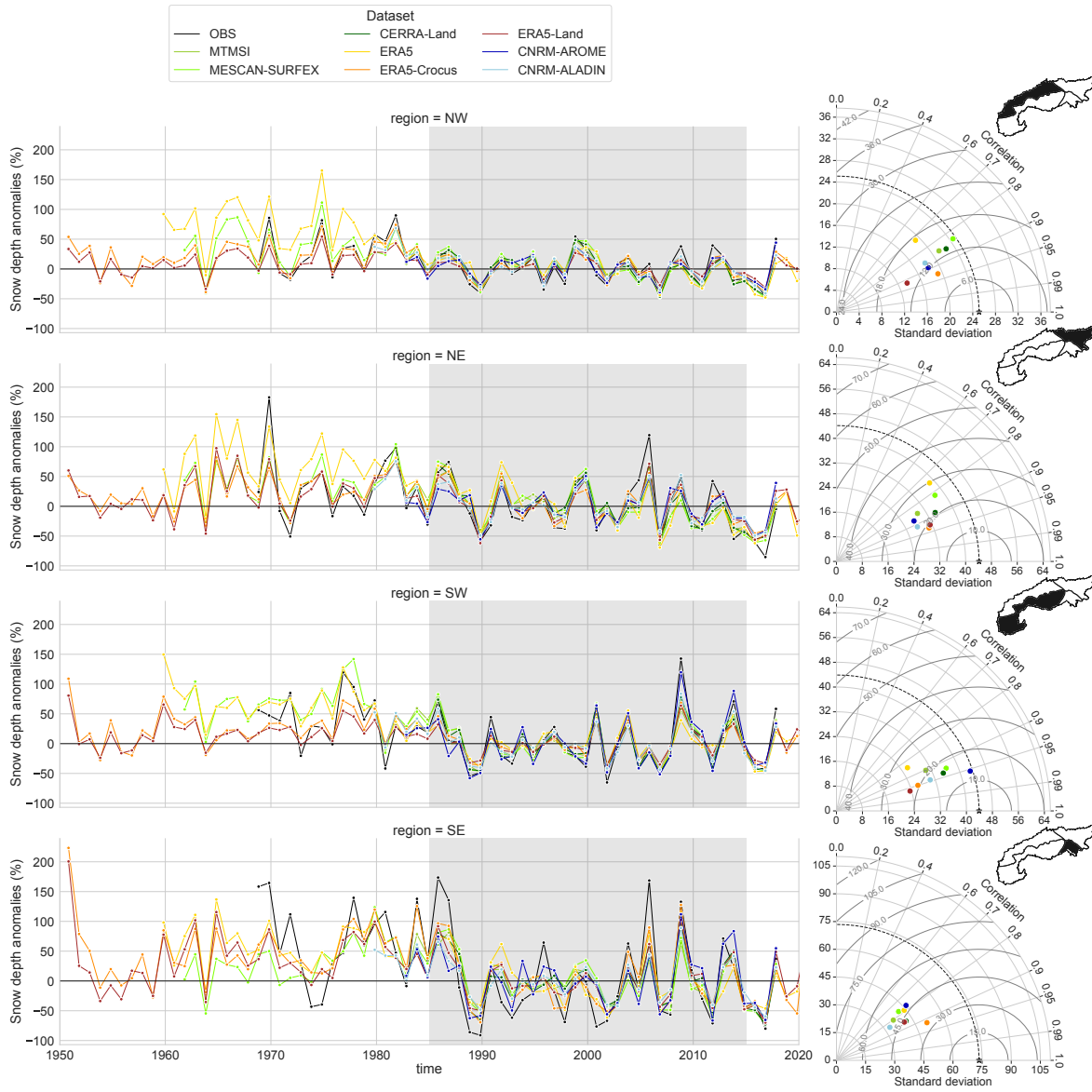


FIGURE 2.21 : Same as Figure 2.19 but for snow depth.

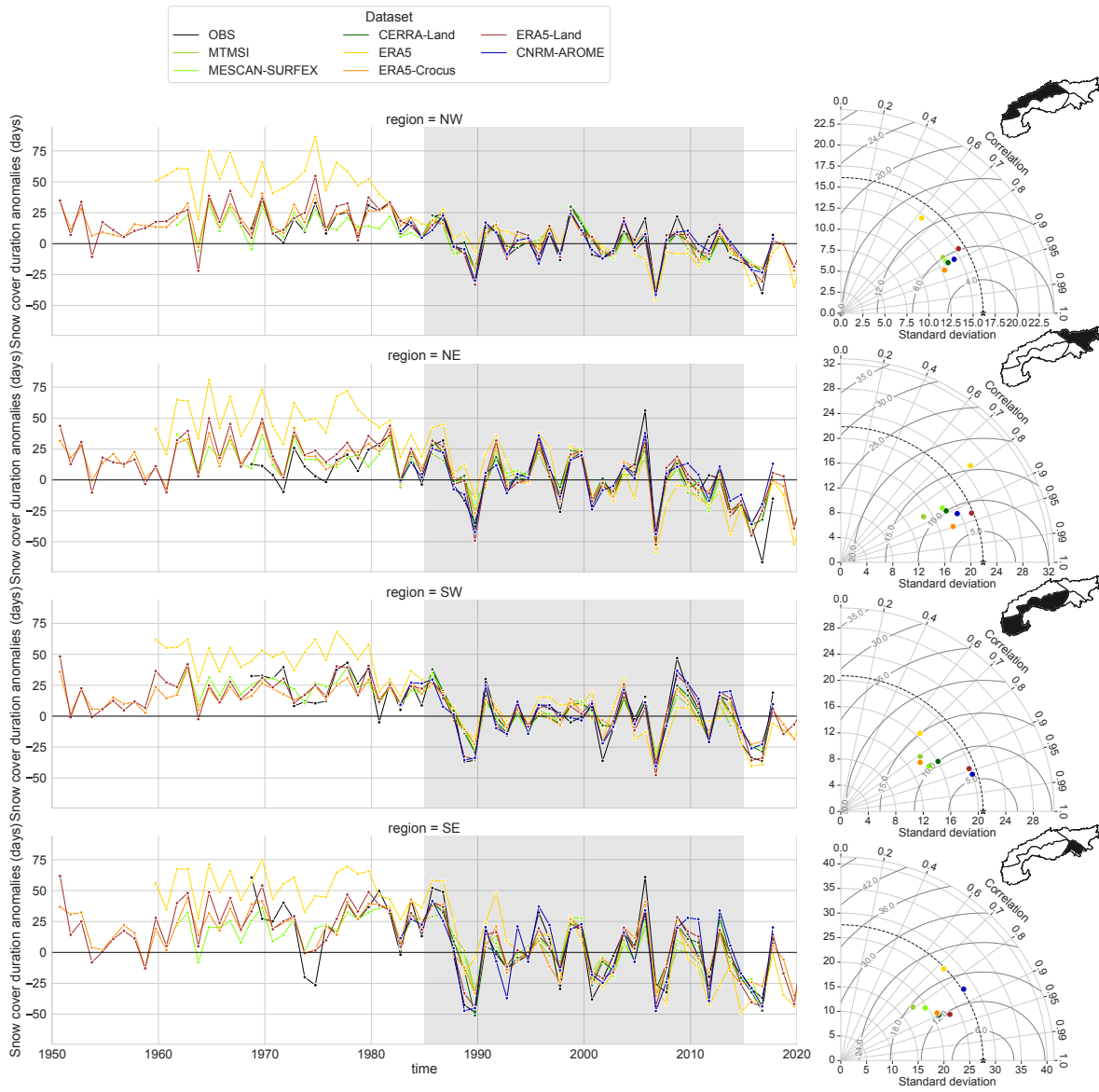


FIGURE 2.22 : Same as Figure 2.19 but for snow cover duration (SCD).

2.7.3 Trends

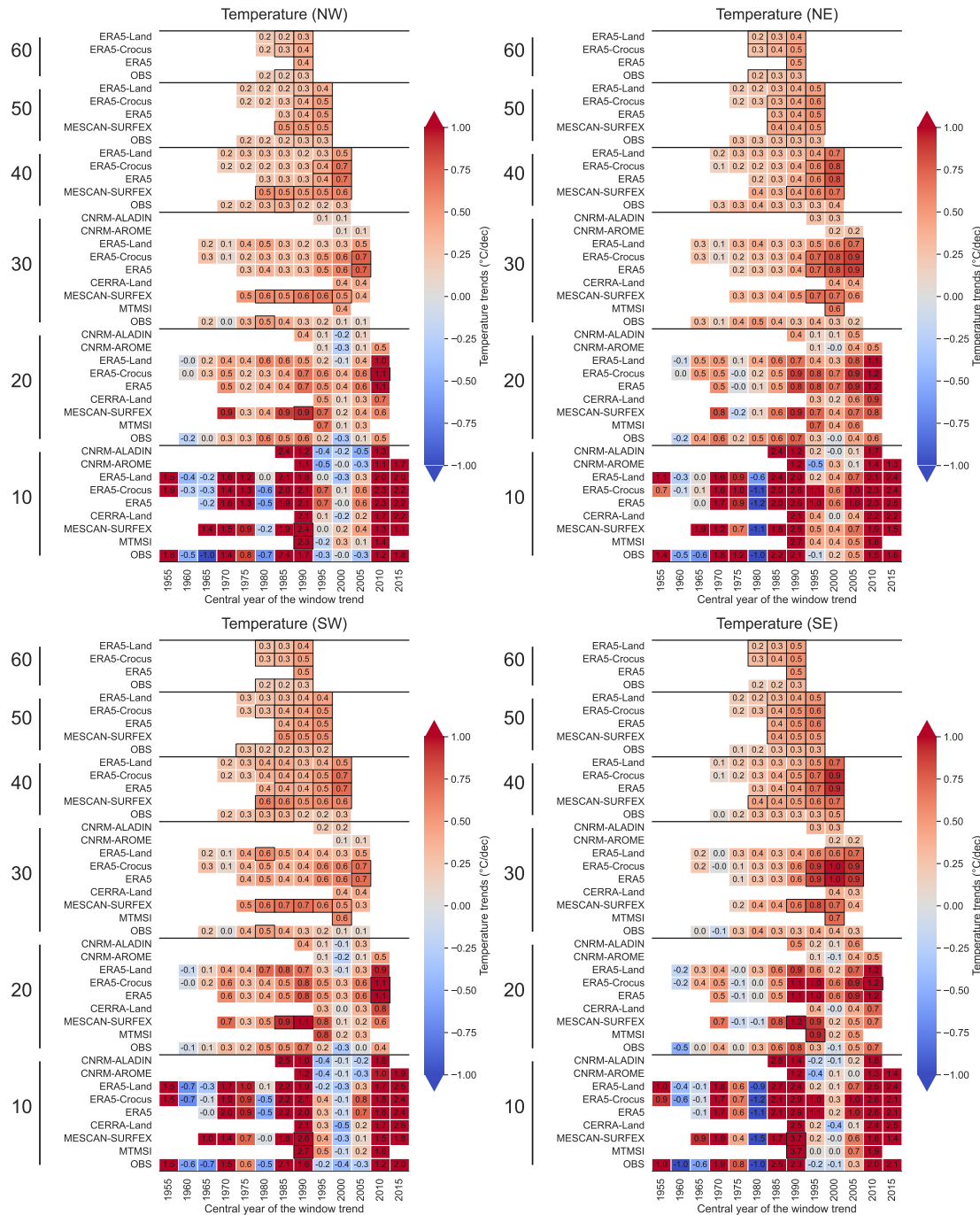


FIGURE 2.23 : Winter trend values for each subregions of the European Alps calculated using Theil-Sen linear regression for the air temperature at 2m. The horizontal axis shows the central year used for the computation of the trend values. The vertical axis provides the series of datasets used for various lengths of the window time period (10, 20, 30, 40, 50 and 60 years) used for the computation of the trend values. A black framed square indicates a trend detected as statistically significant. Trends are provided as warming rate per decade (°C/dec).

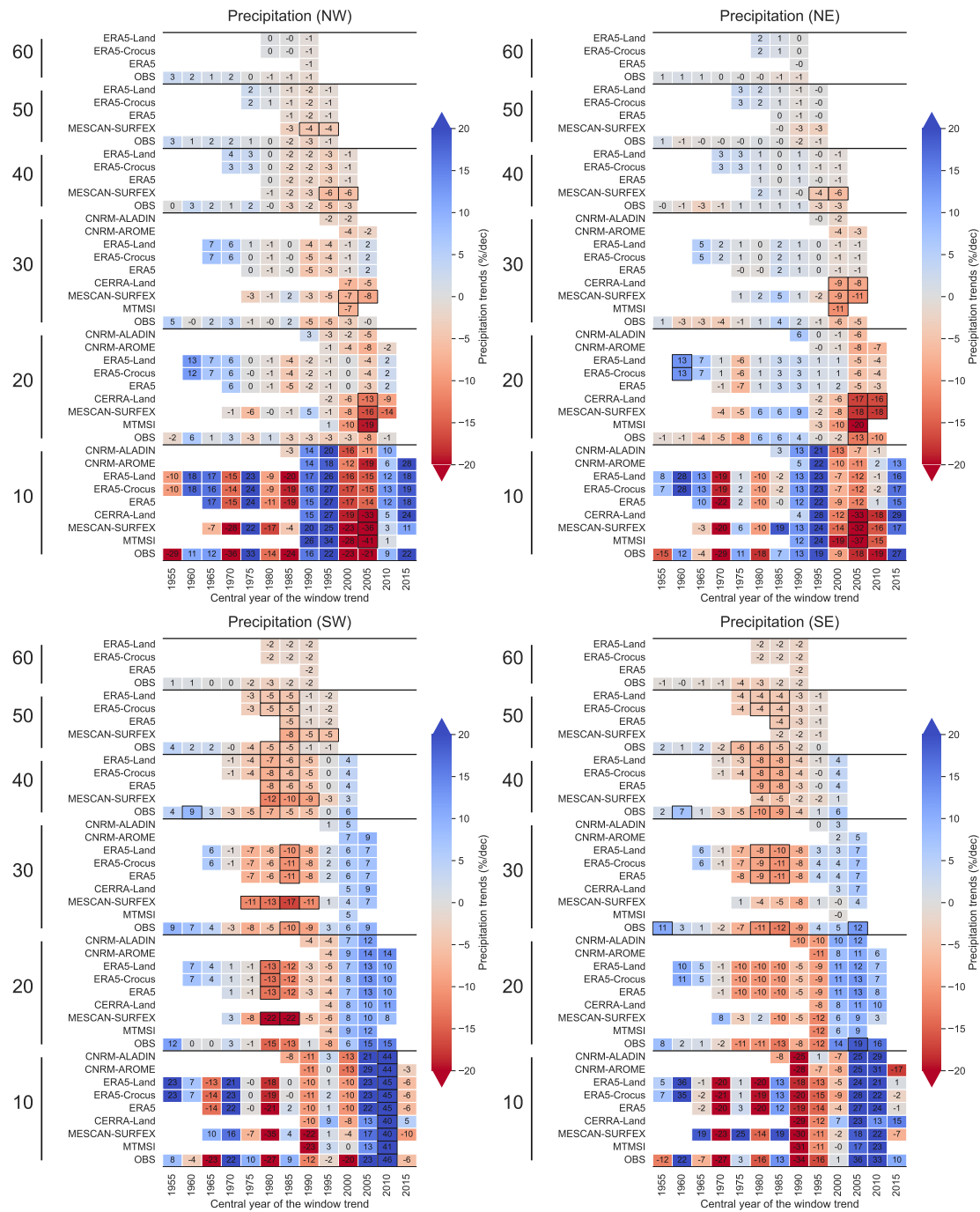


FIGURE 2.24 : Winter trend values for each subregions of the European Alps calculated using Theil-Sen linear regression for the precipitation. The horizontal axis shows the central year used for the computation of the trend values. The vertical axis provides the series of datasets used for various lengths of the window time period (10, 20, 30, 40, 50 and 60 years) used for the computation of the trend values. A black framed square indicates a trend detected as statistically significant. Trends are provided in relative rate per decade (%/dec).

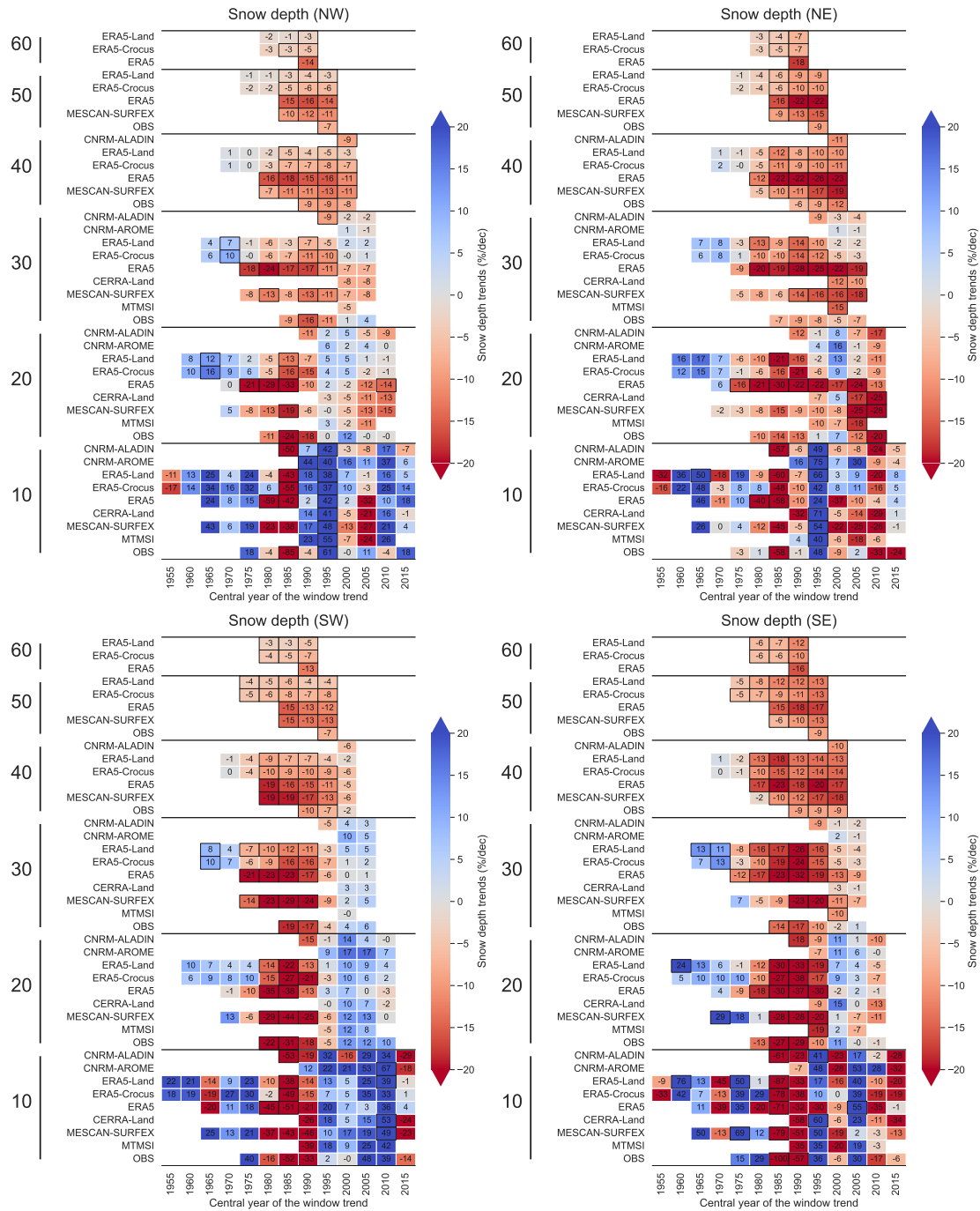


FIGURE 2.25 : Winter trend values for each subregions of the European Alps calculated using Theil-Sen linear regression for the snow depth. The horizontal axis shows the central year used for the computation of the trend values. The vertical axis provides the series of datasets used for various lengths of the window time period (10, 20, 30, 40, 50 and 60 years) used for the computation of the trend values. A black framed square indicates a trend detected as statistically significant. Trends are provided in relative rate per decade (%/dec).

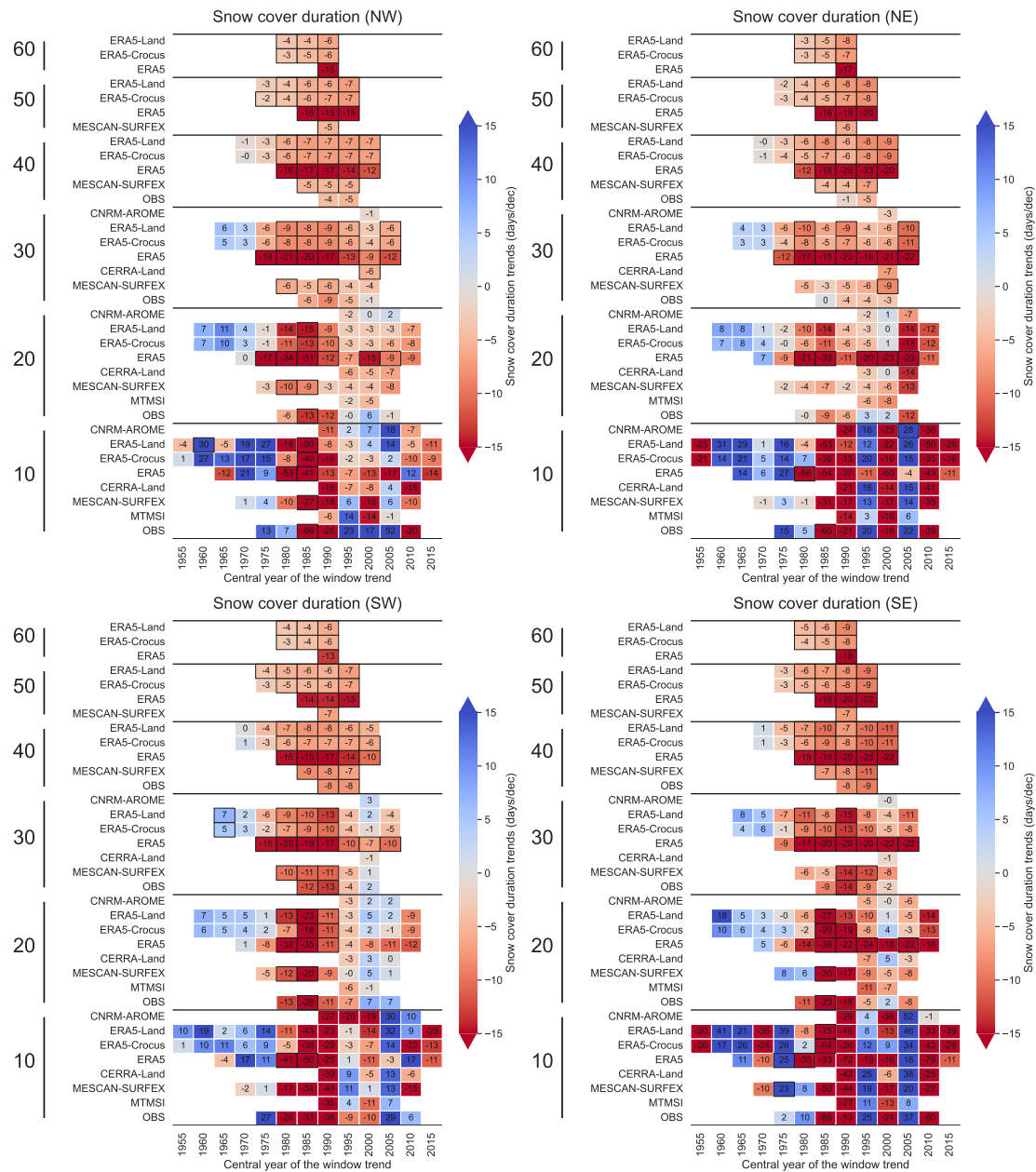


FIGURE 2.26 : Winter trend values for each subregions of the European Alps calculated using Theil-Sen linear regression for the snow cover duration. The horizontal axis shows the central year used for the computation of the trend values. The vertical axis provides the series of datasets used for various lengths of the window time period (10, 20, 30, 40, 50 and 60 years) used for the computation of the trend values. A black framed square indicates a trend detected as statistically significant. Trends are provided in days per decade (days/dec).

Authors contributions

The study was defined by SM and DM. The formal analysis was performed by DM with input for methodology from SM. The original draft was written by DM and SM.

Competing interests

The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements

The authors gratefully acknowledge the WCRP-CORDEX-FPS on Convective phenomena at high resolution over Europe and the Mediterranean [FPSCONV-ALP-3]. This work is part of the Med-CORDEX initiative (<http://www.medcordex.eu>). CNRM/CEN is a member of LabEX OSUG@2020.

We acknowledge the E-OBS dataset from the EU-FP6 project UERRA (<https://www.uerra.eu>, last access : 23 January 2023) and the Copernicus Climate Change Service and the data providers for the ECA&D project (<https://www.ecad.eu>, last access : 23 January 2023).

We thank the following institutions for sharing with us daily snow depth records from station data : the Piemonte Dipartimento Rischi Naturali, the Ufficio neve e valanghe della Regione Autonoma Valle d'Aosta, the Società Meteorologica Italiana (www.nimbus.it), the meteorological office of the Slovenian Environmental Agency, the ARPAV- Avalanche Centre of Arabba- Italy and the ARPA FVG – OSMER eGRN.

We would like to thank Cécile Caillaud for data curation of CNRM-AROME and providing support for its processing, and Antoine Verrelle for providing information on UERRA and CERRA-Land products.

We thank Simon Gascoin for the enlightening discussions and advice on the use of MODIS satellite data.

The authors also thank the three anonymous reviewers for their careful revision, which helped improve the manuscript.

CHAPITRE 3

Potentiels et limites du modèle à hautes-résolutions CNRM-AROME dans les Alpes françaises

Contents

3.1	Résumé de l'article	90
	Potential and limitations of convection-permitting CNRM-AROME climate modelling in the French Alps	91
3.2	Introduction	91
3.3	Material and Methods	93
	3.3.1 Data	93
	3.3.2 Methods	95
3.4	Results	97
	3.4.1 Past climate conditions	97
	3.4.2 Climate projections	100
3.5	Discussion	104
3.6	Conclusion	109
3.7	Appendices	111

3.1 Résumé de l'article

La modélisation du climat par des modèles résolvant explicitement la convection profonde est une approche récente et prometteuse pour la recherche et les services en lien avec le changement climatique, en particulier pour les régions montagneuses. Des travaux sont nécessaires pour évaluer les résultats de ces simulations à haute résolution par rapport à des sources d'observation pertinentes, et de les comparer aux cadres de modélisation à résolution plus grossière. Dans cet article, nous évaluons des simulations numériques produites avec le modèle climatique régional CNRM-AROME, réalisées à une résolution horizontale de 2,5 km sur un vaste domaine qui couvre les Alpes européennes, en utilisant ERA-Interim ou un modèle climatique comme conditions aux limites.

Cette étude analyse les valeurs annuelles et saisonnières de la température à 2 m, des précipitations totales, de la fraction solide des précipitations et de l'épaisseur de neige à l'échelle des Alpes françaises dans des conditions climatiques passées et futures. Les résultats sont comparés avec la réanalyse régionale S2M, et des simulations brutes ou ajustées avec la méthode ADAMONT, issues du modèle climatique régional CNRM-ALADIN forcées par la réanalyse ERA-Interim ou par le modèle climatique global CNRM-CM5.

Nous mettons en évidence des différences similaires dans le climat passé et futur entre les jeux de données, ainsi que des obstacles à l'utilisation de certaines sorties de CNRM-AROME en l'état. Ceci concerne en particulier une accumulation excessive de neige au sol au-dessus de 1800 m d'altitude, et des valeurs de température plus basses que la réanalyse S2M et les sorties ajustées par ADAMONT à ces mêmes altitudes.

Malgré ces obstacles, les simulations réalisées avec CNRM-AROME présentent plusieurs avantages par rapport aux sorties brutes de CNRM-ALADIN. Parmi eux, des différences de températures avec la référence nettement plus faible, des valeurs de précipitations annuelles et saisonnières plus réalistes, ainsi qu'une meilleure représentation de la variabilité spatiale des différentes variables étudiées, toujours plus proches des données de référence que pour les autres systèmes de modélisation. Comme le suggèrent de nombreuses études, CNRM-AROME pourrait même produire des précipitations accumulées plus réalistes à haute altitude que la réanalyse S2M prise comme référence et par conséquent que les projections ajustées par ADAMONT, mais l'absence d'un jeu de données d'observations fiable à haute résolution en haute altitude reste un obstacle à leur évaluation.

Published article :**Potential and limitations of convection-permitting CNRM-AROME climate modelling in the French Alps**Diego Monteiro¹, Cécile Caillaud², Raphaëlle Samacoïts³, Matthieu Lafaysse¹ and Samuel Morin²¹ *Univ. Grenoble Alpes, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, CNRM, Centre d'Études de la Neige, Grenoble, France*² *CNRM, Météo-France, CNRS, Université de Toulouse, Toulouse, France*³ *Météo-France, Direction de la Climatologie et des Services Climatiques, Toulouse, France***Abstract**

Convection permitting climate modelling is a promising avenue for climate change research and services especially in mountainous regions. Work is required to evaluate the results of high resolution simulations against relevant observations, and put them in a broader context against coarser resolution modelling frameworks. Here we evaluate numerical simulations with the convection permitting regional climate model CNRM-AROME ran at 2.5 km horizontal resolution over a large pan-Alpine domain in the European Alps, using either the ERA-Interim or climate model output as boundary conditions.

This study analyses annual and seasonal characteristics of 2m temperature, total precipitation, solid fraction of precipitation and snow depth at the scale of the French Alps under past and future climate conditions. The results are compared with the local reanalysis S2M, and raw or adjusted, with the ADAMONT method, simulations of the regional climate model CNRM-ALADIN driven either by the ERA-Interim reanalysis or the CNRM-CM5 global climate model.

The study highlights generally similar differences in past and future climate between the datasets, as well as obstacles to the use of some CNRM-AROME outputs as they stand. These consist of excessive accumulation of snow on the ground above 1800 m a.s.l., as well as lower temperature values at same elevations than the S2M reanalysis and the ADAMONT-adjusted outputs.

Besides these obstacles, CNRM-AROME simulations present several advantages compared to the raw CNRM-ALADIN outputs. Among them, a significantly smaller cold bias, more realistic values of accumulated precipitations, as well as a better representation of the spatial variability of the different variables investigated, which always stand closer to the reference data than in the CNRM-ALADIN outputs. As suggested by many studies, CNRM-AROME could even produce more realistic accumulated precipitations at high elevation than the S2M reanalysis taken as our reference and consequently than the ADAMONT-adjusted projections, but the lack of a reliable set of high-resolution observations at high elevation remains an obstacle to their evaluation.

3.2 Introduction

Over the past decades, climate projections applied to assess regional climate change mainly came from the combined use of general circulation model (GCM) dynamically downscaled by regional climate models (RCM). International efforts such as EURO-CORDEX have lead to the production of 12 km resolution simulations from multiple GCM/RCM pairs and their use for various applications (Jacob et al., 2014; Beniston et al., 2018). Within this framework, the use of adjustment methods and statistical downscaling are necessary to exploit them, which is especially true in mountainous environments where the complex topography leads to significant deviations between model outputs and observational datasets (Hock et al., 2019). For example, the statistical adjustment method ADAMONT was applied to the Alps and Pyrenees using the SAFRAN meteorological reanalysis as a reference observation dataset for processing multiple EURO-CORDEX GCM/RCM pairs (Verfaillie et al., 2017; Verfaillie et al., 2018; Evin et al., 2019). However, such approaches neglect several key physical processes playing a role in shaping climate change patterns in mountainous regions and the assumption of the stationarity of the bias corrections between present and future climate remains questionable.

Convection permitting regional climate models (CP-RCMs) are increasingly considered as a potent step forward in climate change studies, holding amongst others promising potentials in mountain regions (A. Prein et al., 2013). Indeed, such models have shown added value concerning the representation of precipitation over complex terrain, whether it concerns their spatial or temporal characteristics, in particular on the sub-daily time scale, particularly in summer (Keller et al., 2016). The representation of extremes, as well as rainfall accumulation in high relief against lower-resolution RCMs such as ALADIN (Spiridonov et al., 2005) which do not resolve explicitly deep convection, have also been demonstrated (Lind et al., 2016; Ban et al., 2021).

In this context, the high-resolution AROME numerical weather prediction model (Seity et al., 2011) is now used for climate simulations. The first applications of the AROME model as a climate model (also referred to as CNRM-AROME) were carried out to analyze the evolution of extreme precipitation in the South-East of France under climate change (Déqué et al., 2016). More recently, climate simulations using AROME with a 2.5 km horizontal grid spacing were conducted over the pan-Alpine domain. This was carried out within the CP-RCMs multi-model study project defined in the Flagship Pilot Study « Convection » of EURO-CORDEX described by Coppola et al. (2020). CNRM-AROME simulations have, inter alia, demonstrated their added-value in their capacity to represent Mediterranean extreme precipitation events in the fall season (Fumière et al., 2020; Caillaud et al., 2021).

Although studies including CNRM-AROME simulations have mainly focused on the precipitation added-value of CP-RCMs, S. Lüthi et al. (2019) have shown that a CP-RCM model (COSMO) was able to improve remarkably the representation of the Swiss alpine snow cover components compared to coarser resolution simulations, in line with previous studies of snow cover within coarser resolution RCM (Terzago et al., 2017; Matiu et al., 2020) conclusions, which outlined a clear added-value of using higher resolution climate models to represent snow-related variables over mountainous regions.

Increased horizontal resolution provided by the new generation of convection-permitting climate models could therefore allow for approaching debated questions such as elevation dependent warming (Kotlarski et al., 2015; Rottler et al., 2019), changes in the intensity of convective precipitations in mountain areas (Giorgi et al., 2016) or assess climate change impacts at high elevations. Indeed, some studies have illustrated the interest of using CP-RCM in projected climate change by comparing them to coarser RCM over the alpine region. For example, S. Lüthi et al. (2019) showed that COSMO refined and enhanced projected reduction in snow water equivalent. Pichelli et al. (2021) showed that an ensemble of CP-RCM compared to a coarser RCM ensemble can lead to a different change in the sign of the heavy precipitation intensity change over some regions. Prior to the study of these complex climate processes, one needs to assess the capacities of such models to represent climate characteristics over the targeted area. The added value and limitations of CP-RCMs need to be quantified thoroughly, in a context where the scientific community faces strong expectations from a number of societal spheres, especially in the context of extreme weather events and related natural disasters in mountain regions. Such an analysis is also a prerequisite for any use of the output of such models as a forcing dataset for impacts studies in weather-sensitive sectors or applications (avalanche hazard, ski tourism, glacier evolution, water resources, impacts on ecosystems etc.) which are currently mostly addressed, in state-of-the-art studies, using adjusted GCM/RCM ensembles (e.g Spandre et al., 2019; Morin et al., 2021; Zekollari et al., 2019). The main questions addressed here are :

- What are the seasonal climate characteristics of the outputs from CP-RCM CNRM-AROME over the French Alps ?
- Are these outputs bringing added-value compared to the results for the CNRM-AROME coarser resolution driving RCM ?
- What are the differences between future changes in CNRM-AROME output across the 21st century, and results of statistically adjusted projections, both driven by the same GCM/RCM pair ?

This study provides a case study of the CNRM-AROME CP-RCM output over the French Alps, focusing on the surface air temperature at 2m, total amount and solid fraction of precipitation and snow depth at annual and seasonal integration time scales, as a function of location and elevation. The evaluation is carried out using multiple datasets, aggregated over climatically homogeneous geographical entities within which atmospheric and snow cover variables are allowed to vary with elevation, thereby providing a novel and robust approach to compare observations and climate model outputs in mountainous areas. Analyses of CNRM-AROME output are carried

...) and a synoptic guess from ERA-40 (Uppala et al., 2005) for the 1958-2002 period, and from the operational global NWP model ARPEGE since 2002. It covers primarily in French mountain regions, using 23 massifs, in the French Alps, as its basic geographical entity. For each massif, with a surface area of about 1000 km², meteorological and snow cover conditions are assumed to depend only on the elevation, with data provided by 300 m-spaced elevation bands. The SAFRAN reanalysis provides hourly values for air temperature, relative humidity or specific, liquid and solid precipitation, wind speed and direction, incoming short and longwave radiation from 1958 to 2020. As part of the SAFRAN - SURFEX/ISBA-Crocus - MEPRA reanalysis (S2M) (**vernay2019s2m**), atmospheric fields from SAFRAN are used to drive the snow cover model Crocus (Vionnet et al., 2012), thereby providing daily snow cover information on the same spatial scale. In this study, we only use snow cover simulations on flat terrain, and the S2M reanalysis is used as a reference observation dataset, bringing together available information in a consistent and integrated manner. Indeed, at the elevations where observations are available, S2M reanalyses do not suffer from systematic biases in meteorological variables when compared to observations (due to the analysis process), and do not suffer from systematic biases in simulated snow depths (Vernay et al., 2022). However, it is known that S2M is affected by several intrinsic limitations such as severe temporal heterogeneities of input observations affecting the quality of long-terms trends (Vernay et al., 2022), a likely underestimation of precipitation at high elevation (typically above 3000 m (Vionnet et al., 2019)), and a reported underestimation of incident solar radiation compared to in-situ observations (Quéno et al., 2020).

3.3.1.2 CNRM-ALADIN - RCM

We use the CNRM-ALADINv6 (ALADIN in the following) regional climate model (see Nabat et al. (2020) for further details concerning its parametrizations schemes and configurations), which uses a 12.5 km horizontal grid spacing over a large pan-European domain, 91 vertical levels and a 450 s internal time step. It is hydrostatic, which involves the parametrisation of deep convection, using the PCMT (Prognostic Condensates Microphysics and Transport) scheme (Piriou et Guérémy, 2016). The coupling with the land surface modeling system SURFEX8 (Decharme et al., 2019) includes the snow cover model ISBA-ES, using a 12-layers snowpack discretisation scheme (Boone et Etchevers, 2001; Decharme et al., 2016), including an ad hoc option for limiting unrealistic snow accumulation at high elevation. ALADIN was driven by the ERA-Interim (Dee et al., 2011) reanalysis for the evaluation simulations, as well as the CNRM-CM5 GCM output (Voltaire et al., 2013) for the historical and scenario (RCP8.5) simulations. In this work, the ALADIN outputs are used as they stand, but also as the intermediate forcing dataset for the CNRM-AROME model and as input to the statistical adjustment method ADAMONT.

3.3.1.3 Statistical adjustment ADAMONT

The ADAMONT method (Verfaillie et al., 2017) is a statistical adjustment method used to adjust spatially and disaggregate daily outputs from RCM, using a reference dataset at hourly resolution. It uses a quantile mapping approach, meaning that the quantile distribution of each variable from the RCM is corrected based on the quantile distribution of a reference dataset over an common past period. It then creates correction tables for each adjusted points, which are then applied to the output of the climate projections of the same RCM.

In this study, the ADAMONT method was applied to the outputs from CNRM-ALADIN, as well as 19 other GCM/RCM model pairs from the EURO-CORDEX ensemble, using the S2M meteorological fields (see Section 3.3.1.1) as reference observations. The output from the ADAMONT-adjusted GCM/RCM model output was used to drive corresponding Crocus snow cover simulations.

3.3.1.4 CNRM-AROME - CP-RCM

The CNRM-AROME (AROME in the following) model corresponds to the numerical weather forecast model AROME developed at CNRM (Seity et al., 2011; Termonia et al., 2018), used operationally since December 2008 at Météo-France. This study relies on simulations carried out with CNRM-AROME (cycle 41t1) at 2.5 km horizontal grid spacing Caillaud et al. (2021), Ban et al. (2021) et Pichelli et al. (2021). This version of the model was the one used operationally for NWP at Météo-France from 2015 to 2018 (see Termonia et al. (2018) for further details concerning its parametrizations schemes and configurations).

A key difference of this kilometeric resolution model is its dynamic core, the non-hydrostatic spectral version used by the ALADIN model (Bénard et al., 2010), with a semi-lagrangian advection scheme and a semi-explicit time discretisation. This makes it possible to explicitly resolve deep convection. CNRM-AROME includes a coupling with SURFEX 7.3, which provides a detailed representation of continental surfaces with an high resolution topography. The snowpack model used in CNRM-AROME is the single layer D95 model (Douville et al., 1995). It models the snowpack as one layer which evolves according to snowfall, evaporation/sublimation and melting. The albedo is a decreasing function of age of the snow, and the density is treated as a prognostic variable, which increases exponentially with time and decreases with new snowfall (Martin, 2005).

3.3.2 Methods

3.3.2.1 Geographical domain

The study focuses on the French Alps, using AROME simulations ran over the pan-Alpine domain (ALP-3), as shown on Figure 3.2. CNRM-ALADIN simulations used in this study were performed for two different domains called MED-11 and EUR-11 (see <https://cordex.org> for further details concerning the domains). The French Alps are in both cases located at the center of the domain, which leads to negligible differences in the topographical representation of the French Alps.

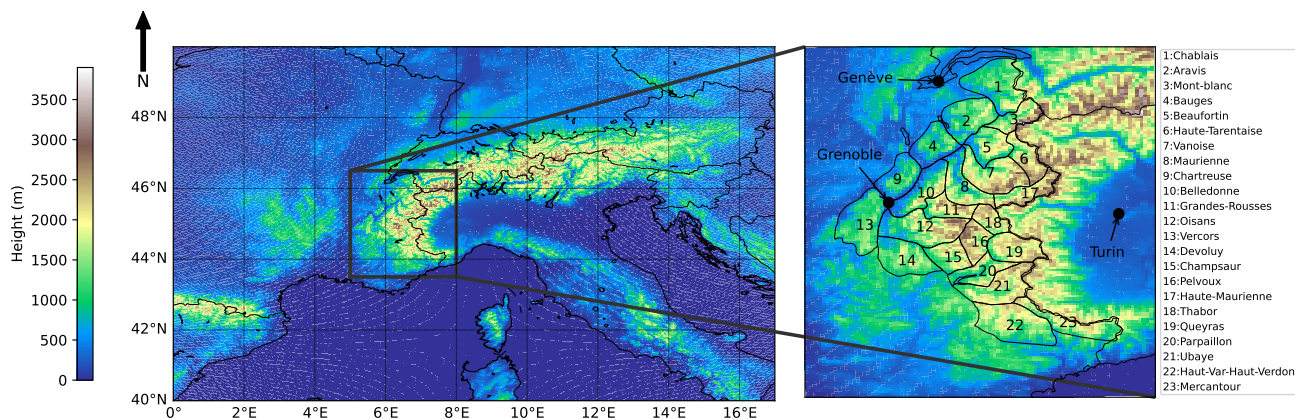


FIGURE 3.2 : Geographical setting of the study. On the left side, AROME topography over the ALP-3 domain. On the right side, a zoom in of AROME topography covering the French Alps, on which the contours of the S2M massifs are superimposed.

3.3.2.2 Aggregation of AROME and ALADIN simulation over the S2M massifs

We used the S2M geometry, by massifs and elevation bands, as a reference for carrying out comparisons and evaluations. For each modelling system used, grid points were attributed to each massif according to their geographical coordinates and grouped by elevation slices into 300 m width slices, by gathering data for grid points from 150 m below to 150 m above for each 300 m elevation band.

We focus on the elevation bands from 900 m to 2700 m (i.e., including grid points from 750 m to 2850 m elevation), where a sufficient number of grid points are represented (see Figure 3.3), from ALADIN and AROME simulations.

Note that for Figures 3.5 and 3.7 (as well as figures 3.9 to 3.12), data points are displayed for all ALADIN and AROME grid points within the elevation band investigated (1800 m \pm 150 m for Figures 3.5 and 3.7, 1200 m and 2400 m \pm 150 m for Figures 3.9 to 3.12), in order to depict potential intra-massif geographical patterns. Grid points were also displayed outside the domain investigated to provide a more complete sight of the spatial coverage of grid points within the corresponding elevation band.

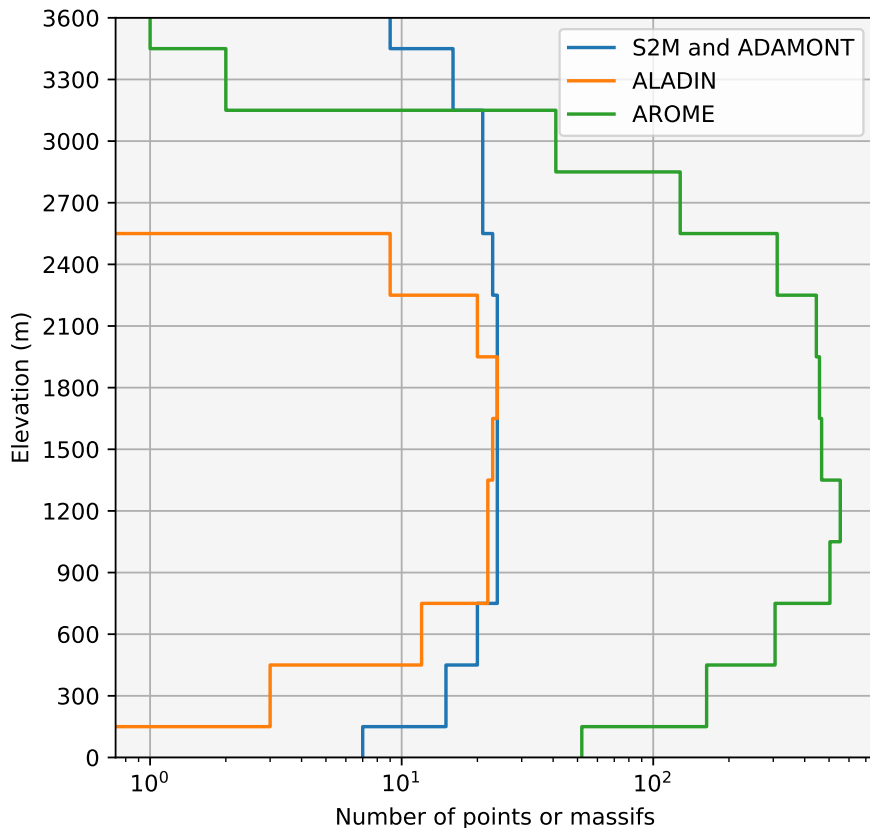


FIGURE 3.3 : Altitudinal repartition of the number of points/massifs per 300 m elevation band ($z \pm 150$ m) for AROME and ALADIN, and massifs for S2M and ADAMONT.

3.3.2.3 Description of indicators and spatial aggregation

We computed indicators characterizing the main features of mountain regions climatology, based on 2m air temperature, total precipitation, solid precipitation fraction and snow depth, at seasonal (September to November SON for fall, December to February DJF for winter, March to May MAM for springtime and June to August JJA for summer) and annual time scales. We focused, in particular, on seasonal and annual mean air temperature, total precipitation, mean solid precipitation fraction and snow depth. Note that annual values for mean solid precipitation fraction and snow depth were taken for the time period from December to May (winter and springtime).

For all indicators described above, we computed spatial averages covering the entire French Alps, taking the average over the 23 massifs (equal weight given to each massif, given their comparable individual surface area), after a first aggregation of gridded datasets within each massif and elevation band. This provides robust estimates of the meteorological and snow conditions for the entire French Alps in a consistent and comparable way, although this masks out spatial variability within the region when using such aggregated values. Several results are provided here at 1800 m elevation (representing the data contained in the $1800 \text{ m} \pm 150 \text{ m}$ band), covering most of the French Alps presenting for all datasets a large number of massifs and points (see Figure 3.3) and relevant to study climate variability and long term in meteorological and snow conditions in the French Alps (Durand et al., 2009). Results for other elevations are provided and discussed when relevant, and included

in supplements.

3.3.2.4 Implementation of the simulations and evaluation strategy

Figure 3.1 provides an overview of all the datasets used in this study and the time periods relevant to each of them. We used ALADIN simulations driven by two different global driving datasets : ERA-Interim (for the evaluation period 1982-2012) and CNRM-CM5 (for the historical period 1996-2005 and future time periods 2041-2050 and 2090-2099 using the RCP8.5 greenhouse gas concentration scenario). In both cases and for the same time period, ALADIN simulations were used as an intermediate driving RCM for AROME simulations over the ALP-3 domain (see Figure 3.2). ALADIN simulations driven by ERA-Interim were performed over the MED-CORDEX (MED-11) domain (Ruti et al., 2016) using spectral nudging (Storch et al., 2000; Radu et al., 2008). Spectral nudging enables to constrain large-scale conditions inside the nesting domain, and therefore to remain closer to the driving dataset. For further details concerning the spectral nudging applied to the ALADIN simulations used in this study, see Nabat et al. (2020).

ALADIN simulations driven by CNRM-CM5 were carried out over the EURO-CORDEX domain (EUR-11). For climate projections, AROME simulations were produced over 10 years time slices 1996-2005, 2041-2050 and 2090-2099. This high resolution simulation framework is in line with the choice done within the EURO-CORDEX Flagship Pilot Study Convection (Coppola et al., 2020). All ALADIN model runs, as well as 19 other GCM/RCM pairs from the EURO-CORDEX ensemble, were used as input to the ADAMONT statistical adjustment method using S2M meteorological fields as reference meteorological datasets over the 1980-2012 period. In this case, one grid point for each RCM was used for each massif (the closest to the barycenter of each massif), similar to the approach taken by Verfaillie et al. (2018).

3.4 Results

We first describe AROME multi-annual seasonal characteristics over the evaluation period, spanning from 1982 to 2012, across different elevations, averaged over the French Alps, as well as at finer spatial scale to look at geographical patterns over the different regions. AROME simulations are compared to ALADIN raw outputs, and the S2M reanalysis. Then, change across the 21st century (differences between end and beginning of century) for the RCP8.5 are investigated using similar indicators, and compared to ALADIN raw outputs and statistically adjusted ALADIN outputs with ADAMONT method. The analysis also includes a summary table of annual mean values at 1800 m, covering all datasets at all periods available, allowing the comparison of the effects of using different driving datasets.

3.4.1 Past climate conditions

We first focus on the comparison of the various datasets for the time period from 1982-2012, for all indicators at the seasonal scale. Figure 3.4 shows the elevation profiles, per season, averaged over the 1982-2012 period for the ERAi/ALADIN/AROME (AROME) and ERAi/ALADIN (ALADIN) simulations, as well as the S2M reanalysis (S2M). ADAMONT profiles are not displayed in the figures below. Indeed, by design, the differences between ADAMONT and S2M are very small for all variables represented, but larger differences between AROME, ALADIN and S2M can be seen. In the Figure 3.5, the three first rows display the 30 years average values for all the grid points included within the 1800m elevation band (1800m +/-150m), inside and also outside the S2M massif border for ALADIN and AROME. The two last rows show the differences of the 30 average values between ALADIN and S2M, AROME and S2M.

Air temperature

On Figure 3.4.a-e, AROME and ALADIN simulations generally show lower temperatures than S2M for all seasons, and the differences increase with elevation to various extents depending on the season. We note that for all seasons, the altitudinal profiles of the differences Figure 3.4.e are similar for AROME and ALADIN, with a shift of around 3 degrees warmer for AROME outputs, making them closer to the reanalysis. The differences and their increases with elevation are most pronounced in winter, with a difference of +1°C at 900 m for AROME, -2.5°C for ALADIN,

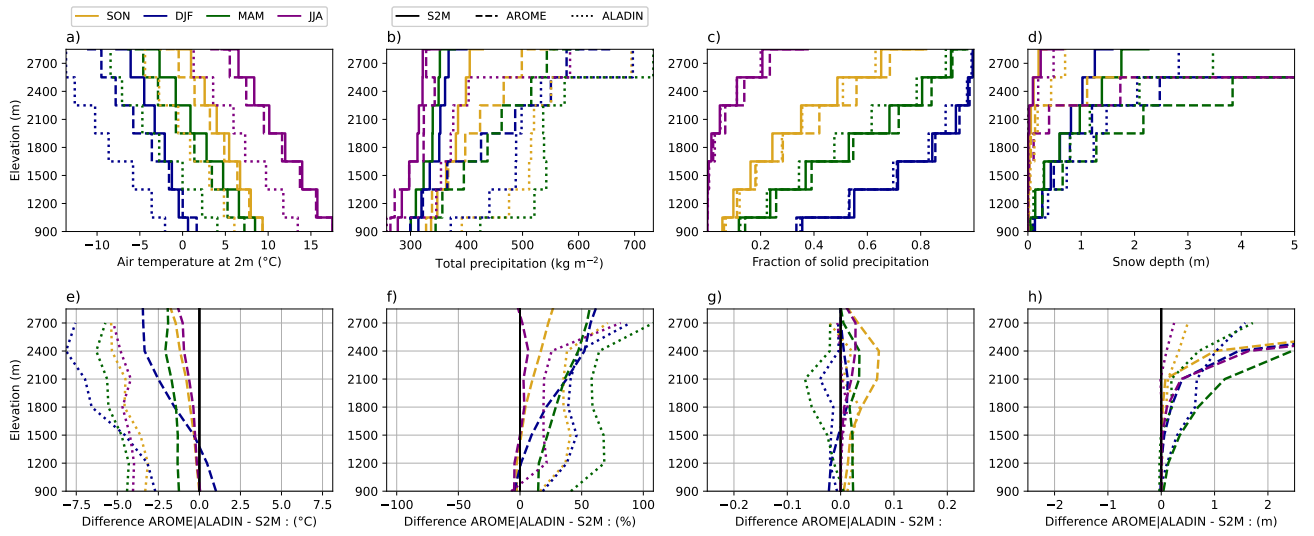


FIGURE 3.4 : Time-averaged elevation profiles over the period 1982-2012, for 4 variables at the seasonal scale : a) air temperature, b) total precipitation, c) solid precipitation fraction, and d) snow depth. On the second line, (e), (f), (g), (h), the respective differences between the datasets AROME - S2M (dashed) and ALADIN - S2M (dotted).

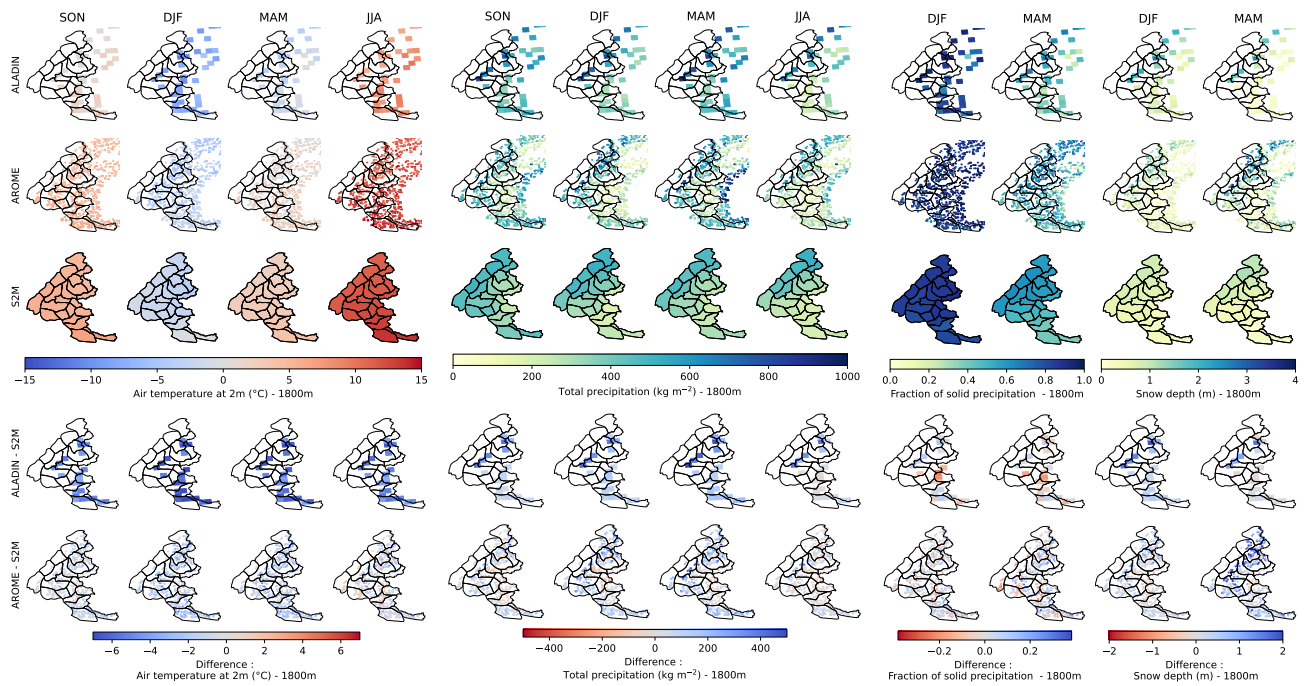


FIGURE 3.5 : Simulation results at 1800 m elevation (representing grid point values within the 1800 m \pm 150 m elevation band for AROME and ALADIN, inside and outside the S2M massif border) for the three datasets and their seasonal values over the period 1982-2012, for 4 variables : air temperature, total precipitation, solid precipitation fraction, and snow depth. Columns correspond to the different seasons. The three first rows present the different models : ALADIN, AROME and S2M, while the fourth and the fifth ones correspond to the differences between ALADIN and S2M, and AROME and S2M, respectively.

reaching -3.5°C at 2700 m between AROME and S2M, -7.5°C between ALADIN and S2M (Figure 3.4.e). These increases are smaller in spring, with a difference of -1.5°C at 1200 m reaching -2°C at 2700 m for AROME, similar for ALADIN but 3°C colder. AROME and ALADIN summer and autumn profiles Figure 3.4.a exhibit the smallest differences and increases above 1500 m, from 0°C at 900 m to $-1/-1.5^{\circ}\text{C}$ at 2700 m for AROME and from $-3/-4^{\circ}\text{C}$ at 900 m to -5°C at 2700 m for ALADIN.

Figure 3.5 shows similar geographical patterns between S2M and both AROME and ALADIN simulations. The two last rows showing the differences of AROME and ALADIN against S2M data confirm that both datasets provide lower temperature values than S2M, particularly in winter (down to almost -6°C difference at some grid points), although several grid points show higher values in AROME than in S2M. This is observed at all elevations, except below 1200 m elevation where AROME simulations show higher temperature values than S2M.

Total precipitation

Figure 3.4.b shows that precipitation amounts generally increase with elevation for S2M, ALADIN and AROME, and are larger in the ALADIN simulations than AROME and AROME than S2M, both for all elevations, with differences increasing with elevation. This behaviour is particularly marked in winter and spring, with seasonal accumulations at 2700 m 60% higher in AROME than in S2M, and up to 100% for ALADIN compared to S2M (see Figure 3.4.f). From September to May in AROME outputs, and for all seasons in ALADIN, a strong elevation gradient can be observed, resulting in accumulated values up to 80% larger at 2700 m than at 900 m. This gradient is less pronounced in the S2M data, regardless of the season, as well as in AROME summer data, and is more continuous in AROME simulations than in ALADIN profiles (Figure 3.4.b), almost vertical between 1500 m and 2400 m.

The annual distribution of precipitation is also different between the datasets. For the S2M data, the larger precipitation total occurs during the autumn period (Figure 3.4.b), in spring for ALADIN, while AROME results indicate more precipitations in spring for altitudes ranging from 900 m to 1800 m, and in winter above 2100 m.

In terms of geographical pattern, total precipitation values show similarities across the three datasets at 1800 m (also valid at other elevations 1200 m and 2400 m, see Figures 3.9 and 3.10), with higher values on the north-western massifs, whereas inner and southern parts of the French Alps receive less precipitations for most seasons, except in autumn, where the southern part receive almost as much precipitation as the northern part, probably due to the occurrence of mediterranean storms at this season. Higher precipitation values in AROME and ALADIN outputs, compared to S2M, are also displayed in Figures 3.4 and 3.5, although AROME exhibits systematically lower precipitation values than S2M in the inner Alps. ALADIN and AROME simulate extremely high precipitation amounts at very few grid points around the Mont-Blanc massif for all season at intermediate and high elevation (Figures 3.5, 3.9 and 3.10), with values that can reach 200% of S2M values.

Fraction of solid precipitations

The fraction of solid precipitation, shown on Figure 3.4-c-g, displays only small differences between the AROME, ALADIN and S2M dataset, not exceeding 0.06. We note based on Figure 3.4-g that AROME outputs show larger solid fraction for all seasons above 1500 m, whereas ALADIN shows the contrary, and that both show their maximum differences with S2M within the 1500 m to 2400 m elevation bands. Figure 3.5 shows a similar pattern at 1800 m (and other intermediate levels) for the three datasets, with more precipitations falling as snowfall in the northern part of the Alps, whereas the southern part receives less solid precipitation in autumn and spring. Values for winter and summer are relatively homogenous, with almost only snowfall and rainfall, respectively.

Snow depth

Snow depth values simulated by the AROME show exceptionally high values from 2100 m and above, compared to S2M rising above several meters on average (see Figures 3.4d-h). ALADIN simulates lower values of snow depth than AROME, although the differences with S2M can be as much as double at high elevations. Figure 3.5 shows that at 1800 m elevation, AROME and S2M snow depth values are in broad agreement in terms of overall pattern. Figure 3.5 also shows that exceptionally high snow depth values are only found for few grid points at 1800 m. In fact, even at elevation above 1800 m (see Figure 3.10), only few grid points keep spurious values of snow depths (also in fall season, not shown here), whereas the others show no accumulation.

The exceptionally high AROME snow depth values are too large to be explained by differences in precipitation, solid precipitation fraction and temperature alone. Some hypotheses are explored in the discussion, in order to explain these outliers.

3.4.2 Climate projections

In this section, we describe projected changes over the 21st century based on 10 years averages (2090-2099 minus 1996-2005) for AROME, ALADIN and ADAMONT, as well as differences between simulations (AROME – ADAMONT and ALADIN - ADAMONT) for the same periods (1996-2005 and 2090-2099).

Figure 3.6.a-d and Figure 3.6.i-l respectively display simulated changes between 1996-2005 and 2090-2099 for AROME and ADAMONT and for AROME and ALADIN, for the four variables investigated, as a function of elevation.

Figure 3.6.e-h and Figure 3.6.m-p respectively display the differences between AROME and ADAMONT, and between AROME and ALADIN outputs, for 1996-2005 and 2090-2099, for the four variables investigated, as a function of elevation.

In Figure 3.7, the three first rows display the simulated change over the 21st century (between 1996-2005 and 2090-2099) for all the grid points included within the 1800 m elevation band (1800m +/-150 m), inside and also outside the S2M massif boundaries (for ALADIN and AROME). The two lowermost rows show the differences of simulated change between 1996-2005 and 2090-2099 between ALADIN and ADAMONT, and AROME and ADAMONT, respectively.

Air temperature

The air temperature changes between the end (2090-2099) and beginning (1996-2005) of the 21st century, displayed on Figure 3.6-a-i, show small altitudinal variations over the represented elevation range, with the same values for AROME and ADAMONT in winter (+3, 3.6-a), and 1°C warmer for ALADIN (3.6-i), which corresponds to the least warming season. For AROME, ALADIN and ADAMONT, the summer season shows the greatest mean warming, from 5.5 to 6 for ADAMONT, and around 1 lower for AROME and ALADIN, regardless of the elevation. For ADAMONT, spring is the season that undergoes the most marked warming after summer, for all elevations, whereas AROME and ALADIN simulates that from 1800 m upwards, autumn shows a stronger warming reaching +5 at 2700 m, almost similar to the summer value. Overall, AROME simulates the lower warming over the 21st century, on average around 1 lower than ADAMONT for spring and summer and than ALADIN for winter and spring.

Figure 3.7 displays the temperature change geographical pattern at 1800 m, which is generally homogeneous for fall and winter seasons in AROME and ALADIN outputs, whereas in spring and summer the warming is, on average, 1°C larger in the south than in the north. The main differences between ALADIN, AROME and ADAMONT datasets, in terms of temperature change, are mainly related to the spatial heterogeneity in ADAMONT temperature changes. In spring and summer, almost all grid points show a smaller temperature change for AROME and ALADIN than for ADAMONT, whereas in winter season in the inner Alps, AROME shows higher temperature change than ADAMONT.

In terms of the differences between temperatures profiles, Figure 3.6-e shows that differences between AROME and ADAMONT CNRM-CM5 driven are similar to the ERAi driven ones but exacerbated (see Figure 3.4-f). However, differences between AROME and ALADIN Figure 3.6-m show for all seasons lower cold deviations that can be seen on Figure 3.4-f. This is explained by the fact that simulations CNRM-CM5 driven for AROME are 3°C colder than ERAi driven simulations for the 1996-2005 period at 1800 m (see Table 3.1), whereas a slight warming of 0.7°C is observed for ALADIN ones.

Total precipitation

Changes over the 21st century are shown in Figure 3.6-b-j and are rather small and heterogeneous in their seasonal distribution. Total winter precipitation values in AROME and ALADIN at the end of the century are on average 15% higher than at the beginning of the century (from +10% to +20% depending on elevation), a change that is only found at low elevations for ADAMONT.

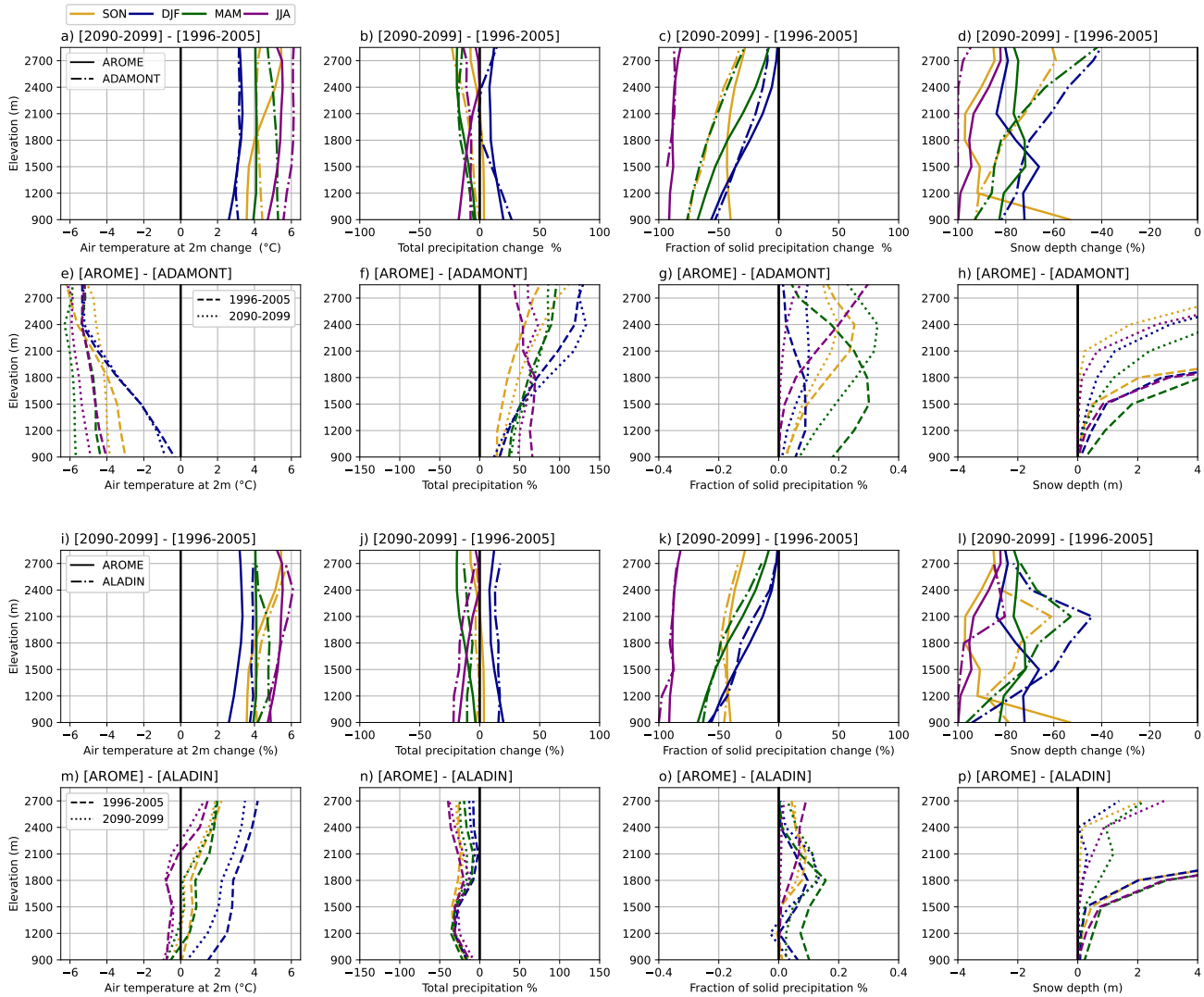


FIGURE 3.6 : Altitudinal profiles, by season, for 4 variables : a-e-i-m) air temperature at 2m, b-f-j-n) total precipitation, c-g-k-o) solid fraction of precipitation, and d-h-l-p) snow depth. The first (third) line is the difference between the averages of the end-of-century (2090-2099) and beginning-of-century (1996-2005) periods, for the AROME data in solid line, and the ADAMONT (ALADIN) data in dashed line. The second (fourth) line represents the difference between the average of the AROME and ADAMONT (ALADIN) data for each of the periods at the beginning (dashed) and end of the century (dotted).

Spring and summer profiles (Figure 3.6-b-j) show rather similar trends for all datasets, with a general drying, slightly oscillating along the elevations, from 0 to 20%. Fall season is the most contrasted between simulations, with no change at all elevations in AROME and ALADIN, whereas ADAMONT presents similar trends that for summer or spring, around 10-15%.

Figure 3.7 shows that precipitation changes are similarly distributed at 1800m elevation between AROME and ADAMONT, both AROME and ADAMONT presenting much more discrepancy with ALADIN. Values for spring and summer seasons show almost only negative changes at all elevations. In the fall and winter, AROME and ADAMONT changes are roughly similar, with increases in the northern part and decreases in the southern part at all elevations in the fall, but only at intermediate elevations for winter season (with increases almost everywhere at low and high elevations, see Figures 3.11 and 3.12).

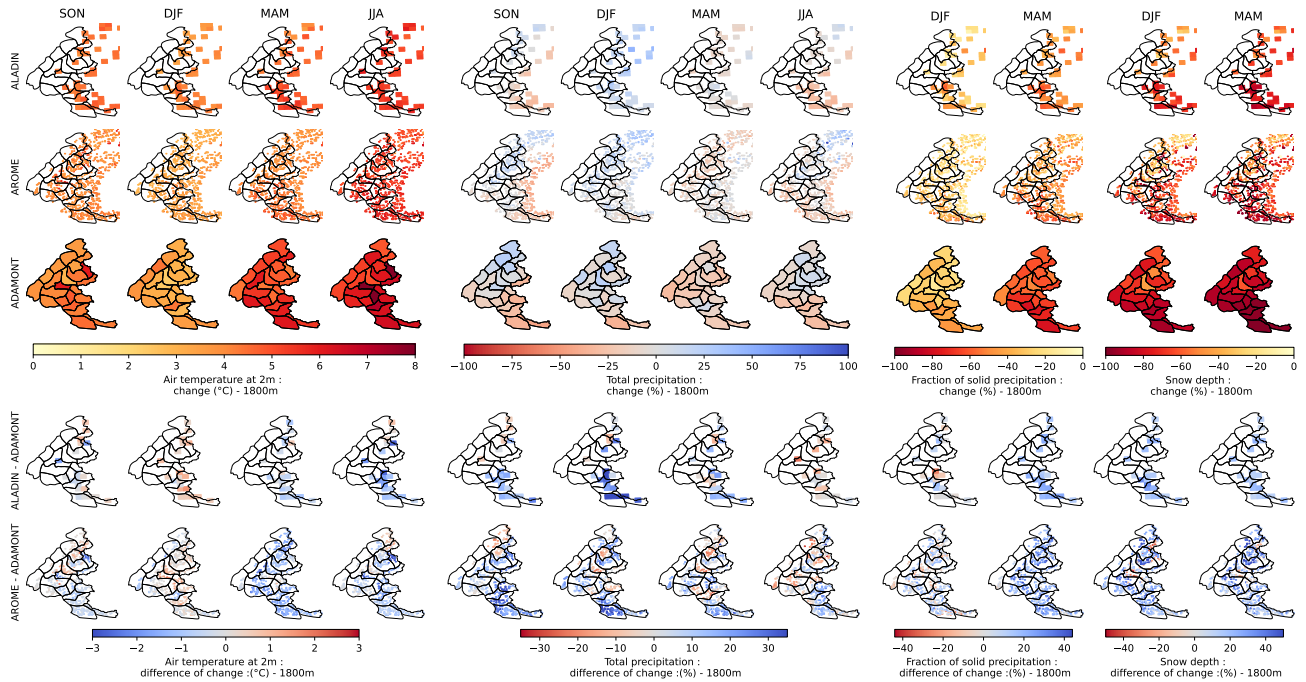


FIGURE 3.7 : Simulation results at 1800 m (representing grid point values within the $1800\text{ m} \pm 150\text{ m}$ elevation band for AROME and ALADIN, inside and outside the S2M massif borders) for the three datasets ALADIN, AROME and ADAMONT. Values of the three first rows correspond to the change over the 21st century (differences between the seasonal averages of the end-of-century (2090-2099) and beginning-of-century (1996-2005) periods), for 4 variables : air temperature at 2m, total precipitation, solid fraction of precipitation, and snow depth. Columns correspond to the different seasons. The two last rows show the differences between ALADIN and S2M change values, and AROME and S2M change values, respectively.

The differences between precipitation changes across the 21st century in AROME and ADAMONT depend strongly on the massif, which is mostly due to the inter-massif heterogeneity in precipitation changes in ADAMONT.

Total precipitation amounts in AROME and ADAMONT climate projections Figure 3.6-f-n are larger than in ADAMONT output, and the differences increase with elevation, similar to simulations for ERAi driven (see Figure 3.4-b-f). However, the differences are larger when AROME and ALADIN are driven by CNRM-CM5 (from 50 to 70% in autumn and summer to 125 to 150% of the ADAMONT totals in winter) than when forced by ERAi (at most 60% to 80% of the S2M or ADAMONT totals).

Fraction of solid precipitation

Figure 3.6-c-k shows a decrease in the solid fraction of precipitation regardless of the season and elevation, with similar changes in ADAMONT, ALADIN and AROME. In winter, the relative differences between the end and beginning of the century are around 50% at low elevation, then decrease in elevation, becoming almost zero at 2700m. Changes are strongest in summer, where the average solid precipitation fraction reach zero at low elevation and is reduced by 90% at high elevation, for both datasets. Changes are also large in autumn and spring, with a 50-75% reduction at lower elevations, and 35% at 2700m. These strong decreases in the fraction of solid precipitation are directly related to the temperature increases.

Figure 3.7 shows the changes in the fraction of solid precipitation at 1800 m elevation, with a stronger decrease in the southern part than the northern part, especially in autumn. The relative decrease is larger in ADAMONT results than AROME and ALADIN for most of the grid points.

Snow depth

Snow depth values at 1800 m and above in AROME and above 2400 m ALADIN projections are exceptionally high (Figure 3.6-h-p) compared to ADAMONT, similar to past simulations comparing AROME or ALADIN and S2M. These high values of snow depth may explain the different behaviours of change across the 21st century between ADAMONT and AROME above 1500 m (Figure 3.6-d-l) and between ADAMONT and ALADIN above 2100 m (Figure 3.6-l). Indeed, whereas snow depth values show a relative decrease decreasing with elevation in ADAMONT, AROME and ALADIN show an increase with elevation starting from the elevation where they present high snow depth values which prevents any meaningful comparison to other projections or an analysis of future changes at these elevations.

Nevertheless, an analysis can be carried out at low and intermediate elevations (shown at 1800 m elevation on Figure 3.7). At lower elevation (1200 m elevation on Figure 3.11), there is a relatively homogenous general decrease in snow depth values, whereas at intermediate (for AROME and ADAMONT) and high elevations (for ADAMONT) relative changes are larger in the southern part of the Alps. At low and intermediate levels (below 1800 m), the decrease in snow depth values is larger in ADAMONT than in AROME for most of the grid points.

Overall comparison between all datasets

Period	Dataset // Variable	Temperature at 2 m (°C) -annual mean-	accumulated precipitations (kg m ⁻²) -annual mean-	Fraction of solid precipitation -DJFMAM mean-	Snow depth (m) -DJFMAM mean-
1961-1990	S2M	4.3±0.6	1390±200	0.73±0.07	0.71±0.22
1991-2018	S2M	4.8±0.7	1390±170	0.67±0.06	0.56±0.18
1982-2012	S2M	4.6±0.5	1380±260	0.68±0.05	0.59±0.25
	ERAi/ALADIN	-0.8±0.6	1910±200	0.63±0.07	0.99±0.19
	ERAi/ALADIN/ADAMONT	4.7±0.5	1360±210	0.67±0.06	0.64±0.22
	ERAi/ALADIN/AROME	3.6±0.7	1580±180	0.69±0.06	1.01±0.17
1996-2005	S2M	4.6±0.5	1380±320	0.68±0.05	0.54±0.20
	ERAi/ALADIN	-0.8±0.5	1850±250	0.64±0.08	0.96±0.11
	ERAi/ALADIN/ADAMONT	4.7±0.5	1300±240	0.67±0.06	0.61±0.19
	ERAi/ALADIN/AROME	3.6±0.6	1540±210	0.69±0.04	1.00±0.11
	CNRM-CM5/ALADIN	-0.1±0.7	2630±300	0.73±0.03	1.50±0.60
	CNRM-CM5/ALADIN/ADAMONT	4.9±0.70	1330±290	0.66±0.06	0.60±0.40
	EUROCORDEX/ADAMONT	$Q_{20} : 4.7 \quad Q_{50} : 4.8 \quad Q_{80} : 4.9$	$Q_{20} : 1260 \quad Q_{50} : 1330$ $Q_{80} : 1350$	$Q_{20} : 0.65 \quad Q_{50} : 0.66$ $Q_{80} : 0.68$	$Q_{20} : 0.52 \quad Q_{50} : 0.57$ $Q_{80} : 0.60$
CNRM-CM5/ALADIN/AROME	0.7±0.8	2190±260	0.87±0.06	3.89±0.22	
2041-2050	CNRM-CM5/ALADIN	1.2±0.6	2740±240	0.63±0.06	1.16±0.28
	CNRM-CM5/ALADIN/ADAMONT	6.3±0.6	1400±260	0.56±0.06	0.39±0.17
	EUROCORDEX/ADAMONT	$Q_{20} : 5.9 \quad Q_{50} : 6.5 \quad Q_{80} : 7.0$	$Q_{20} : 1300 \quad Q_{50} : 1400$ $Q_{80} : 1530$	$Q_{20} : 0.51 \quad Q_{50} : 0.55$ $Q_{80} : 0.58$	$Q_{20} : 0.32 \quad Q_{50} : 0.38$ $Q_{80} : 0.44$
	CNRM-CM5/ALADIN/AROME	1.9±0.5	2300±120	0.76±0.02	2.42±0.07
2090-2099	CNRM-CM5/ALADIN	4.5±0.6	2560±180	0.45±0.09	0.60±0.40
	CNRM-CM5/ALADIN/ADAMONT	9.7±0.7	1280±190	0.41±0.09	0.15±0.21
	EUROCORDEX/ADAMONT	$Q_{20} : 9.2 \quad Q_{50} : 9.9 \quad Q_{80} : 10.7$	$Q_{20} : 1040 \quad Q_{50} : 1170$ $Q_{80} : 1350$	$Q_{20} : 0.28 \quad Q_{50} : 0.31$ $Q_{80} : 0.38$	$Q_{20} : 0.06 \quad Q_{50} : 0.10$ $Q_{80} : 0.13$
	CNRM-CM5/ALADIN/AROME	5.0±0.8	2130±140	0.58±0.05	1.13±0.05

TABLE 3.1 : Summary table of annual values (fraction of solid precipitation and snow depth values are averaged over the December to May period) and their interannual standard deviations at 1800 m elevation for the four variables analysed in this study, averaged over each period, for each of the datasets shown in Figure 3.1. The values in the "EUROCORDEX/ADAMONT" row correspond to the median (Q_{50}) and quantiles Q_{20} and Q_{80} of the multi-annual means of the ADAMONT-adjusted EUROCORDEX set consisting of 19 GCM/RCM pairs.

Table 3.1 provides annual mean values (for air temperature and total precipitation) and december to april values (for fraction of solid precipitations and snow depth) at 1800 m, over the French Alps for all datasets shown in Figure 3.1. All these values are averaged over their corresponding period in the table. This makes it possible to carry out a compact and quantitative comparison, complementary to the analysis performed in the previous sections and corroborating the results described previously, and summarized below :

- Lower temperature, in general, in ALADIN and AROME compared with ADAMONT or S2M, with a larger difference in the raw ALADIN outputs.

- Higher amounts of total precipitation in ALADIN and AROME, compared to ADAMONT or S2M, also more pronounced in ALADIN outputs.
- The fraction of solid precipitation is generally close or a bit higher in AROME and ALADIN than in S2M or ADAMONT datasets.
- Spurious high snow depth values are found in AROME simulation results, also found in ALADIN, but to a lesser extent and at higher elevation.

All the datasets are available for the period 1996-2005, which makes it possible to compare the influence of the ERA-Interim and CNRM-CM5 forcing in a similar climate context for both AROME and ALADIN simulations. Using the GCM CNRM-CM5 reinforces the features described above, with colder values (except for ALADIN), greater amount of precipitation, higher proportion of precipitations falling as solid, and therefore larger snow cover. This difference could partly be due to the specificity of the GCM CNRM-CM5, leading to wetter and colder simulation compared to ERA-Interim, but also to the specific characteristics of the ALADIN RCM, whose specific influence is limited due to the spectral nudging in the run driven by ERAi. Natural climate variability, not entirely smoothed out in a 10 years average could have some influence, with a chronology of meteorological events imposed by CNRM-CM5, forming a colder and wetter sequence than that of ERAi.

The median and quantiles of the multi-annual means of the EURO-CORDEX ensemble adjusted by ADAMONT indicate that the CNRM-CM5/ALADIN simulations are slightly colder and with higher precipitation than the median of the ensemble, especially at the end of the century. This results in a higher proportion of solid precipitation and a higher snow accumulation, even if this GCM/RCM pair remains overall close to the median of the ensemble for most of its characteristics.

3.5 Discussion

This study analyzes a series of complementary climate simulations covering the French Alps, providing several opportunities to identify and discuss limitations and benefits of the CP-RCM AROME.

Temperature differences between simulations

ALADIN vs. AROME

There are large temperature differences, for all seasons, over all the elevations investigated, ranging from -1 to -5°C, between ALADIN and AROME. Furthermore AROME results show significantly lower temperature values than S2M (past climate) and ADAMONT (future climate), particularly in winter, with differences increasing with elevation.

These features are in line with numerous studies evaluating the EURO-CORDEX ensembles of simulations over an extended alpine domain. Indeed, large negative temperature differences between the RCMs and reference datasets over the Alpine region have been highlighted in Kotlarski et al. (2014), Smiatek et al. (2016), Terzago et al. (2017) et P. Frei et al. (2018). These studies showed that ALADIN simulations, using comparable versions to those used in this study, lie systematically among the models showing the strongest cold biases, regardless of the season considered.

AROME simulations show a much lower «cold bias» compared to ALADIN, for all elevations and seasons. This behaviour was also observed in Lind et al. (2020) over Scandinavia, comparing ALADIN and AROME simulations, but to a much lesser extent. The differences in results between the studies could be due to climatic differences inducing different model behaviors, depending on the elevation and the region investigated (between 0 m and 1000 m for Scandinavia, a lower elevation range than for the French Alps).

To the best of our knowledge, few studies have so far shown such a significantly lower cold bias over mountainous regions between a RCM and a CP-RCM. Nevertheless, the generalized RCM cold biases in the Alps has led to some hypotheses that could be used to explain the lower cold bias observed. Kotlarski et al. (2014) et Vautard et al. (2013) invoked the persistence of a too extended snow cover in the RCMs, which would lead to a cooling during the winter months due to the interaction of snow-covered soils and the atmosphere. They also pointed out potential issues in the parameterization of the surface scheme leading to insufficiently strong ablation

processes (melt, etc.) of the snow cover. A too persistent snow cover is also invoked in Kevin et al. (2017) which investigated the effects of snow albedo feedback on the temperature at 2 m, although in this study the ALADIN model was the only model appearing to be insensitive to the snow albedo feedback.

Keller et al. (2016) and Ban et al. (2014) stated that a better representation of clouds linked to the explicit resolution of deep convection, modifying the surface radiation balance, could provide more realistic temperature diurnal extrema.

Other hypotheses are discussed in the following section.

AROME vs. S2M and ADAMONT

Despite the lower cold bias of AROME compared to ALADIN, AROME output provides lower temperature than in the S2M reanalysis or ADAMONT adjusted projections, especially in winter and spring at high elevations in past or future climate. Although part of the cold bias could be inherited from ALADIN, this does not seem to explain it entirely, since it is also found in NWP applications of AROME as highlighted by Vionnet et al. (2016), who compared the operational AROME NWP surface atmospheric fields with the S2M reanalysis over 4 winters (2011 to 2014). According to Vionnet et al. (2016) and Quéno et al. (2020), this cold bias could be due to the underestimation of downward infrared radiation (ILW), and the overestimation of incident solar radiation (ISW) in AROME, related to an underestimation of the cloud cover.

The snow cover model and its interaction with the atmosphere in AROME may also play a role. Indeed, the single-layer scheme describing the evolution of the snow cover in AROME (D95, Douville et al. (1995)) does not simulate liquid water retention in the snow cover, and the influence of freezing/thawing on surface latent fluxes. According to Vionnet et al. (2016), this absence can lead to an underestimation of the surface temperature, by omitting the surface refreezing processes releasing latent heat by phase change. This process is particularly active during melting periods, and may explain the stronger deviation from December to May. Finally, Rontu et al. (2016) have also suggested that the turbulence scheme in AROME may misrepresent stable boundary layer dynamics, leading to an underestimation of mixing, and thus to a too frequent decoupling of the surface and the atmosphere. The decoupling leading to lower near surface temperatures and snow surface temperatures is also an hypothesis put forward by Lapo et al. (2015), who compared the response of two snow models of different complexity to irradiance errors.

By gathering together literatures, some hypotheses can be retained to partly explain the cold biases over the Alps, whether they come from RCMs or CPRCMs :

- A too thick and persistent snow cover in the RCM and possibly the CP-RCM combined with a too coarse representation of the topography.
- Problems related to the parameterizations, impacting the representation of turbulent fluxes and the too simple snow cover scheme in AROME.
- Incorrect representation of the cloud cover, leading to a biased radiation balance.

Further studies are needed to investigate these issues through sensitivity studies, focusing on the parameterizations mentioned above, in similar configurations in order to apportion the contribution to the total bias due to each of the parameterizations, and the part inherited from the driving models.

Overall, these hypotheses help to better understand the observed cold bias between AROME and the S2M reanalysis. They may also be invoked to explain part of the cold bias of the ALADIN RCM, and help understanding the processes behind the unrealistic snow accumulation shown in Figures 3.4-d-h.

Spurious snow accumulation

As shown in Figure 3.4.d-h and 3.6.h-p and described in section 3, snow accumulates unrealistically at some grid points, for AROME driven by ERAi above 2100 m, from 1500 m when driven by CNRM-CM5, and above 2400 m for ALADIN driven by ERAi, 2100 m when driven by CNRM-CM5.

Above 2500 m, it is expected for snow to accumulate from one year to the next, since this elevation corresponds to the lower limit of the equilibrium elevation line of the Alpine glaciers, on average around 3000 m (Rabatel et al., 2013). The S2M reanalysis, which focuses on seasonal snow, is designed to partly reset the snow cover state on

August 1st each year in order to limit multiannual snow accumulation (Vernay et al., 2022). However, below 2500 m, it is unrealistic for snow to accumulate from one year to the next, and reflects an erroneous behaviour of the corresponding model.

We note that snow accumulates more and at lower elevations when driven by the CNRM-CM GCM than by ERAi in ALADIN and AROME. This behavior is similar to what was identified in the studies investigating the results of the EURO-CORDEX RCMs by Terzago et al. (2017), focusing on the snow water equivalent (SWE) and Matiu et al. (2020) focusing on the snow cover fraction and snow depth. In these two studies, the authors attribute the differences in accumulation to atmospheric forcings (as a "legacy" of GCM biases), inducing a thicker snowpack (due to higher snowfall and lower temperatures). This hypothesis is consistent with our results, as snowfall (total precipitation and fraction of solid precipitation) for AROME and ALADIN (and air temperature for AROME) are significantly higher when driven by a GCM than driven by ERAi (see table 3.1) and could therefore explain differences between ERAi and GCM driven simulations.

However, as snowfall amount and air temperature at 2 meters values are respectively higher and lower in ALADIN outputs, neither the atmospheric forcings (from the GCM), nor the atmospheric conditions within ALADIN or AROME can explain the highest snow accumulation found in AROME outputs, in past or future climate.

Some further explanations for this behaviour are hypothesized and listed below :

- The different degrees of complexity of the snowpack scheme used in each model probably participate to the difference in snow accumulation. AROME uses D95 model which is a single-layer snowpack scheme coupled within AROME, while ALADIN uses the multi-layer ISBA-ES model, taking into account more processes than D95 such as the liquid water retention, heat transfer, compaction, and thawing/freezing latent fluxes.
- The differences in the radiation balance as well as the turbulence parameterizations affect near surface conditions.
- The daily/hourly characteristics of wet events as well as differences in temperatures diurnal cycles (intensities, durations and frequencies) may affect the responses of the snowpack scheme and explain part of the more or less pronounced snow accumulation between models, configurations and between grid points for a given model and configurations.
- According to Terzago et al. (2017), more finely resolved topography allows areas of snow accumulation to be better isolated, and thus produce stronger maxima, corresponding to mountain peaks.

In summary, spurious snow accumulation below 2500 m might be explained by the atmospheric conditions (higher snowfall, cold biases, daily/hourly characteristics of wet events, and diurnal cycle of temperatures), weaknesses of the snowpack schemes (and their different levels of complexity) and the surface-atmosphere coupling (snow albedo feedback, radiation/turbulence parameterizations). All of these factors vary among configurations and models, explaining differences in snow accumulation between models simulations.

Addressing the causes for spurious snow accumulation would require further studies to apportion the contribution of the different factors involved and improve the models accordingly.

Figures 3.5 and 3.7 (and Figures 3.10 and 3.12) show that snow accumulation only concerns some grid points for AROME and ALADIN, with high values bringing the spatial averages to exceptionally high values at high elevations (see Figures 3.4.d-h and 3.6.h-p).

Figure 3.8 shows the altitudinal profiles of mean snow depth values for DJF and MAM seasons, similar to Figure 3.4.d (for ALADIN, AROME and S2M) and Figure 3.6.d-l (for ALADIN, AROME and ADAMONT), but excluding some grid points from the computation according to different snow depth thresholds. Thresholds are applied to seasonal means, in such a way that if a seasonal value at a given grid point (or S2M elevation band) exceeds the threshold for at least one year for one season, the grid point is entirely removed from the computation of the spatial average for a given elevation band.

Figure 3.8.a-b shows that using a 5 m threshold reduces the deviation above 2400 m between ALADIN and S2M, and between AROME and S2M above 2100 m. The number of excluded points is larger for AROME than for ALADIN in Figure 3.8.g-h, because the spurious snow accumulation pattern concerns more grid points in AROME simulations (30% at 2400 m for the 5 m threshold) than in ALADIN outputs (only 15% at 2400 m for the 5 m threshold), whereas no elevation bands are removed from S2M simulations (see Figure 3.8.i). Figure

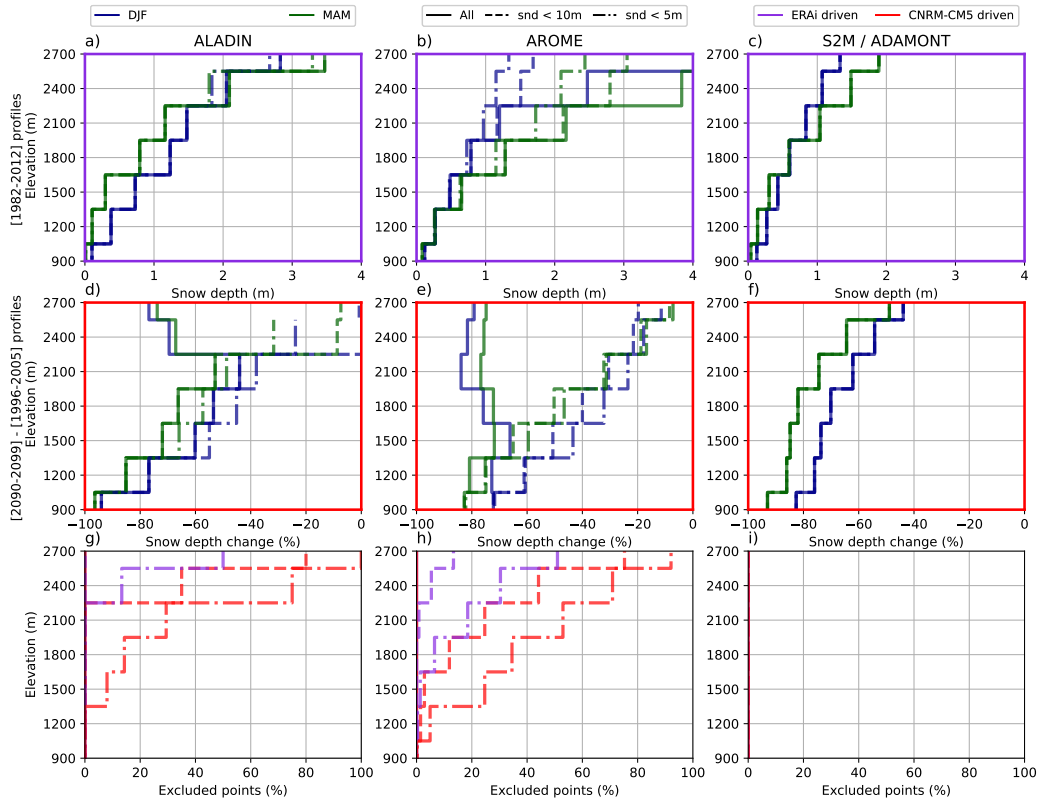


FIGURE 3.8 : Altitudinal profiles of mean snow depth (snd) values averaged over the 1982-2012 period for DJF and MAM seasons for ALADIN (a), AROME (b) and S2M (c), with different threshold values applied to exclude grid points exceeding the threshold values from the profiles (no threshold - solid line, 10 meters - dashed line, 5 meters - dotted line). The second line shows the difference of mean snow depth values for DJF and MAM seasons, between the averages of the end-of-century (2090-2099) and beginning-of-century (1996-2005) period for ALADIN (d), AROME (e), ADAMONT (f) with same thresholds applied than for panels a), b) and c). The third line shows the proportion of points excluded according to each threshold (dashed line - 10 meters, dotted line - 5 meters), respectively for panels a), b) and c) in violet, and for panels d), e) and f) in red.

3.8.a-b also shows that despite the lower deviation above 2100 m for AROME and ALADIN with a 5 m threshold, both are still showing higher snow depth values than S2M for both seasons and all elevation bands. These results are consistent with the hypotheses provided above to explain snow accumulation, due to too high snowfall values, and underestimated snowmelt, leading to generally overestimating snow depth values in AROME and ALADIN.

Figure 3.8.g-h also confirms that snow accumulation is larger and more extended geographically in simulations driven by CNRM-CM5 than by ERAi, with more than twice the number of excluded points for AROME regardless of the elevations considered, and more than 3 times in ALADIN at 2400 m for the 5 m threshold.

Figure 3.8.d-e shows that applying a 5 m threshold considerably modifies the shape of the elevation profile for both seasons, and better matches the relative decrease with elevation of the snowdepth decrease of the ADAMONT data results across the 21st century. Nevertheless, for both AROME and ALADIN, results above 2100 m when driven with CNRM-CM5 are obtained using less than 40% of the grid points, that are not removed, thereby questioning the representativeness of this result.

Overall, even if snow depth values as they stand are difficult to exploit at high elevation for AROME and ALADIN and can affect the overall simulation results due to snow cover feedbacks, removing the grid points concerned by exceptional snow accumulation may enable a restricted use of the snow depth fields. We note that these problems are not systematically encountered for all CP-RCMs (S. Lüthi et al., 2019).

Difference in future climate change between dynamic and statistical downscaling

By design, ADAMONT cannot represent elevation-dependent warming, because for each massif only one grid point from the driving RCM is used (Verfaillie et al., 2017; Pepin et al., 2015), in contrast to AROME which intrinsically represents the topography at 2.5 km horizontal resolution. The vertical distribution of summer and autumn warming rates could be interpreted as indicating an elevation-dependent warming signal, but an investigation of the distribution of grid points for AROME at different elevations (see Figures 3.11 and 3.12) partly dismisses this hypothesis at least at the scale of the French Alps. Indeed, the distribution of grid points at high elevations are not well distributed among the French Alps, but concentrated in inner Alps in contrast to low elevations with more points concentrated in exterior Alps. Therefore, regionally aggregated elevation dependent warming could actually reflect spatial variations of the warming rate. The temperature change in the AROME and ALADIN outputs show a rather smooth spatial pattern, while ADAMONT shows a larger inter-massif variability, potentially inherited from S2M heterogeneities used for the adjustment process. A stronger warming signal than AROME are also found in ADAMONT for the summer and spring seasons at all elevations and the autumn below 1800 m.

Similar geographical variations of the 21st century change in the amount of seasonal precipitation in the French Alps can be seen in all three datasets : general increase in winter and autumn in the northern part at all elevations, and a decrease in the southern part at all elevation, whereas a general drying dominates in spring and summer in the entire domain. Investigations were conducted by Ménégoz et al. (2020) addressing 20th century changes in the French Alps using the MAR model driven by a reanalysis, where wetter trends were explained by more intense wet days and longer albeit less-frequent wet spells, and drying trends with less frequent wet days. Further extensive research at finer spatio-temporal scale would provide further information on these changes. Despite close geographical variation, the AROME simulations almost systematically show either a larger relative increase or a smaller relative decrease of accumulated precipitations compared to the ADAMONT adjusted projections.

For the fraction of solid precipitation in winter and the snow depth values at the different elevation investigated, the same analysis as for the accumulated precipitations can be made, with close geographical differences, but a smaller change in AROME and ALADIN compared to ADAMONT, consistent with comparatively lower temperature change.

For all variables considered, the spatial pattern of the changes are generally similar for AROME and ADAMONT. This also holds true for ALADIN although its low horizontal resolution does not allow to represent the finest spatial variations. Differences in the changes remain difficult to interpret, due to the multitude of limitations induced by the two types of downscaling, which can alter the changes, and the difficulty in quantifying the impact of each. Our study shows that both the AROME and ALADIN simulations exhibit large cold deviations compared to ADAMONT outputs, that can reasonably be considered as biases in the evaluation period.

Concerning the ADAMONT statistical adjustment, Verfaillie et al. (2017) recall that the quality of the method when applied outside its learning period depends strongly on the quality and temporal homogeneity of the observations used to carry out the adjustment. However, the SAFRAN S2M reanalysis has spatial and temporal heterogeneities over mountain regions and make the assumption of intra-massif homogeneity which is not systematically verified. Furthermore, Verfaillie et al. (2017) suggest that spatial heterogeneity in the quality of the adjustments may be induced by the method of selecting the points to be used due to a lack of points at high elevation with ALADIN compared to S2M. An additional source of uncertainty for its application in future climate concerns the assumption of temporal invariance of regional climate model errors as well as a modification of the climate change trends due to quantile mapping adjustment (Maraun, 2016).

On the added value of using CP-RCMs to model past and future climate

Despite all the limitations discussed in the previous sections, the use of CP-RCMs and specifically AROME in this study shows clear added-values compared to raw ALADIN outputs, but also with respect to using the statistical downscaling and adjustment method ADAMONT using S2M as a reference.

Compared to ALADIN outputs, temperature differences between S2M and ADAMONT are lower in AROME simulations, regardless of the seasons and elevation. The hypotheses invoked to explain these lower values are discussed in section 3.5. accumulated precipitation values for a given elevation are almost systematically lower in AROME compared to ALADIN, and closer to S2M values used as a reference. Due to the parameterisation of deep convection, the triggering of the convective pattern during orographic uplift may be too frequent and too

intense in ALADIN simulations. A. Prein et al. (2013) showed that most RCMs that do not explicitly resolve deep convection produce convective systems that evolve too slowly, leading to an overestimation of their intensity, net heat transport, and precipitation. Moreover, the ALADIN mesh represents the Alps as a long north-western slope, which flattens the pre-Alpine massifs to the north, and does not allow for an accurate account of the barrier effects leading to low accumulated precipitations in the inner massifs. This largely explains the high accumulations at 1800 m elevation simulated in ALADIN (see Table 3.1).

On the other hand, the seasonal accumulations values produced by AROME (see Figures 3.4b-f), showing a strong altitudinal increase, and maxima in winter and spring, are very different from those in S2M in past climate or ADAMONT in future climate for which the altitudinal gradient is lower, with maxima in autumn. These results were also found with MAR simulations compared to S2M reanalyses and other observation datasets Ménégoz et al. (2020), as well as similar geographical seasonal variations of accumulated precipitations. Similarly to the results of Vionnet et al. (2016), we find that total snowfall values are larger for AROME above 1800 m, with a difference increasing with elevation, despite a strong spatial variability relative to the orography. According to Vionnet et al. (2019), the quality of the SAFRAN precipitation reanalysis is limited at high elevations due to the lack of observation stations used in the analysis, and by limitations of precipitation measurements for snowfall due to wind-induced undercatch. These discrepancies over mountain regions between observing systems and CP-RCMs have already been shown with the WRF atmospheric model and the PRISM observation dataset in the USA by Hughes et al. (2020), who also noted that models systematically overestimate precipitations on the windward side of mountains, and underestimate them on the lee side. Although these investigations only concern snow precipitation, they make it possible to explain, on the one hand, the increase in the difference in accumulations with elevation and, on the other hand, the difference between AROME and S2M in terms of the seasonal maximum accumulations, in autumn for S2M and the November to April period for AROME.

Despite the difficulty of drawing conclusions due to the absence of fully reliable observation sources at high elevations, it is possible that the accumulations simulated by AROME in the high mountains are closer to reality than those of S2M, and by design, those of ADAMONT.

Overall, assessments using several sets of observations, as performed by (Ménégoz et al., 2020) at finer spatio-temporal scales, on daily or subdaily indicators, as well as on extremes events, are worth exploring in the future in order to assess another dimension for which CP-RCMs are designed to provide further added value.

3.6 Conclusion

Simulations of the CP-RCM AROME, driven by the RCM ALADIN under past and future climate conditions, are analyzed in the French Alps, and compared to its driving RCM as well as a statistical downscaling method ADAMONT applied to the same driving RCM. We demonstrated the added value of AROME compared to its driving RCM ALADIN, with temperature and precipitation fields closer to the reference values from the S2M reanalysis. Also, the use of AROME leads to a better representation of the geographical patterns of the variables based on 10 years averages for the historical simulations, as well as on 30 years average. As multiple studies have suggested for high resolution models (Lundquist et al., 2019), AROME could also provides a better estimate of accumulated precipitation at high elevation than the S2M reanalysis and consequently the ADAMONT projections, which are based on the reanalysis, although this added value remains difficult to assess due to the lack of reliable observations at high elevation. Future projections with AROME show more realistic spatial patterns, for a given elevation, than ADAMONT results, which inherit and potentially amplify, in future projections, spatial heterogeneities from the S2M reanalysis used as a reference dataset. This study corroborates the advantages in the use of CP-RCMs over mountain regions, as A. Prein et al. (2013) did in their study by showing the systematic added value of CP-RCMs in summer rainfall that we extend here with the other seasonal rainfall, the representation of near-surface temperature fields showing added-value here compared to ALADIN with a smaller negative temperature deviation. The added-values listed above having cascading effects on the estimation of the rain-snow limit elevation, snow precipitation, and snow depth values.

Nevertheless, there are still some obstacles to using AROME to fully exploit all of its output variables. Indeed, strongly negative temperature differences between AROME the simulations and S2M-based simulations at intermediate and high elevations in both past and future climate conditions are remaining, appearing as a recurrent feature of AROME simulations. Preliminary investigations suggest that it is linked to its representation

of surface radiative fluxes, to the coupling with its surface model, and thus to its capacity to correctly represent the surface-atmosphere interactions, in particular concerning the evolution of the snow cover. Unrealistic accumulation of snow is also found at elevation above 1800 m, and is most probably the result of several factors, that we expect some to be partly linked with the cold bias, and that affect only some grid points at a problematic amplitude. These need to be extensively studied and addressed, but provided that grid points characterized by spurious snow cover accumulation in AROME and ALADIN simulations are removed from the analysis, snow depth fields from these simulations are consistent with S2M/ADAMONT simulations, with differences requiring further investigations.

Some characteristics at finer spatial and temporal scales of the CP-RCMs outputs remain to be studied in mountain areas and constitute promising perspectives to be explored. Indeed A. F. Prein et al. (2020) highlighted the benefits of CP-RCMs by their capacity to quantify and represent extreme events. Matiu et al. (2020) expected that the finer resolution would increase precision of the temperature fields and orography, also improving the representation of the hydrological phenomena and the snow cover fields. These potentialities (not addressed here) open up a wide field of research applications in a large number of areas related to the impacts of climate change on mountain social-ecological systems. The use of the AROME CP-RCM to study climate over mountain regions demonstrate clear added-value compared to its coarser-scale driving RCM ALADIN, whether it concerns the representation of accumulated precipitations or finer and less biased temperatures fields, both in all seasons. Further benefits are expected concerning the representation of snow conditions (Terzago et al., 2017; Matiu et al., 2020), even if critical issues were identified in AROME.

Besides these improvements, the differences between a dynamic and statistical downscaling of climate change projections remain difficult to assess in detail as both feature limitations, although our study provides a consistent analytical framework for evaluating CP-RCMs outputs in a systematic way. It is therefore necessary, and possible, to complement this study with extensive developments on statistical adjustments, applicable for CP-RCMs, and with multi-model approaches to better quantify the model uncertainties. Nevertheless, the increasing use of CP-RCMs in the assessment of climate change impacts through various European and international projects (e.g. CORDEX Flagship Pilot Study - Convection (Coppola et al., 2020; Ban et al., 2021; Pichelli et al., 2021)) as well as the particular attention given to mountain regions (TEAMx, Rotach et al. (2020)) are encouraging perspectives for future research in this field.

Acknowledgments

The authors gratefully acknowledge the WCRP-CORDEX-FPS on Convective phenomena at high resolution over Europe and the Mediterranean [FPS CONV-ALP-3]. This work is part of the Med-CORDEX initiative (<http://www.medcordex.eu>). CNRM/CEN is part of LabEX OSUG@2020. We acknowledge the work of two anonymous reviewers, who provided relevant feedback and suggestions and contributed to improve the original manuscript.

3.7 Appendices

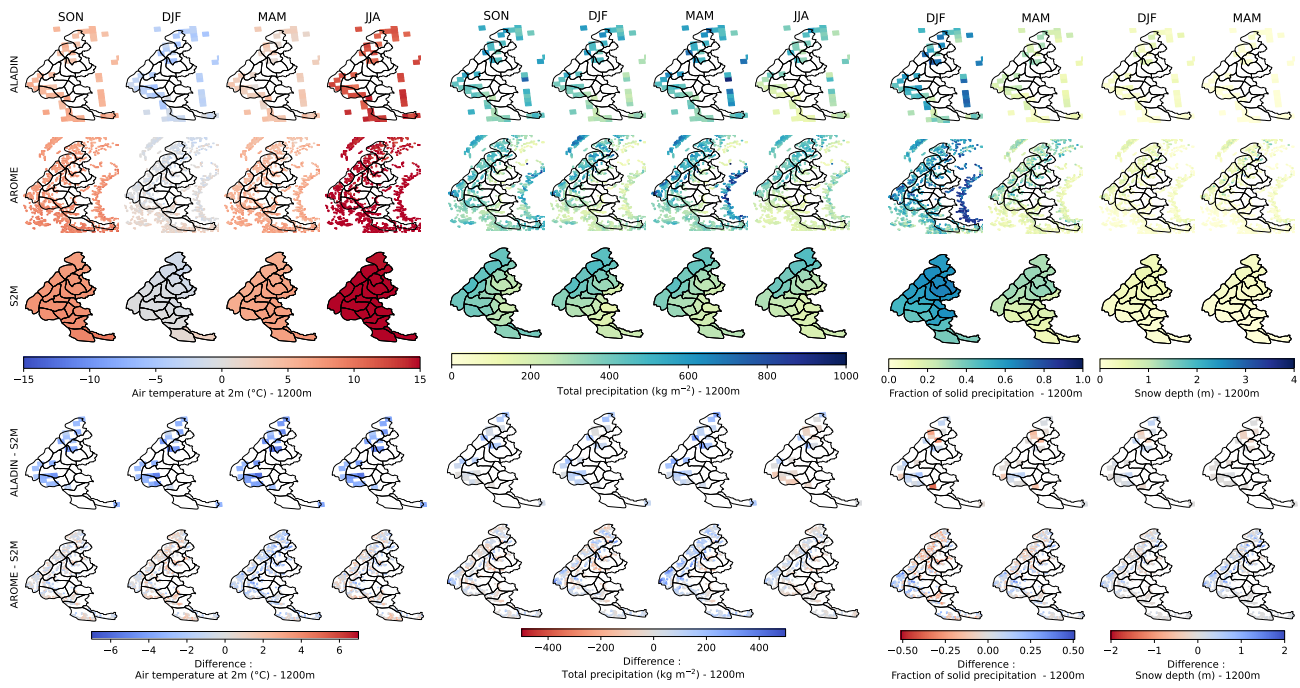


FIGURE 3.9 : Same as Figure 3.5 but for 1200 m elevation band.

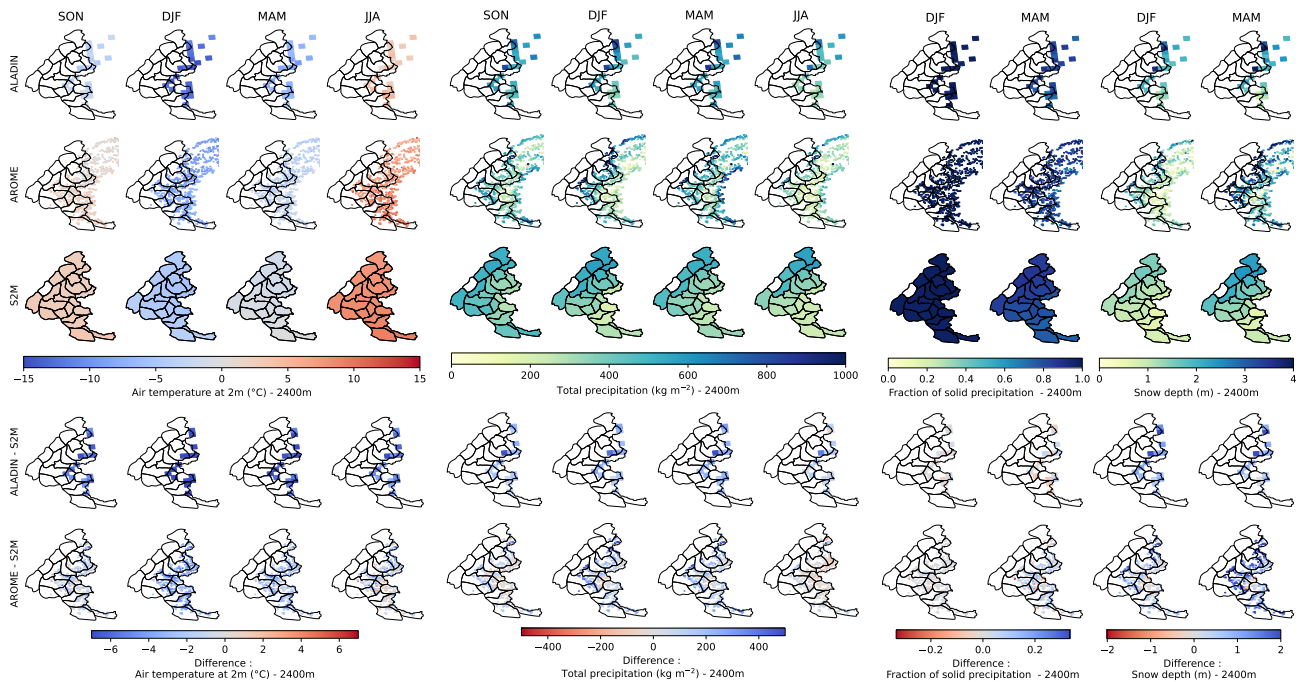


FIGURE 3.10 : Same as Figure 3.5 but for 2400 m elevation band.

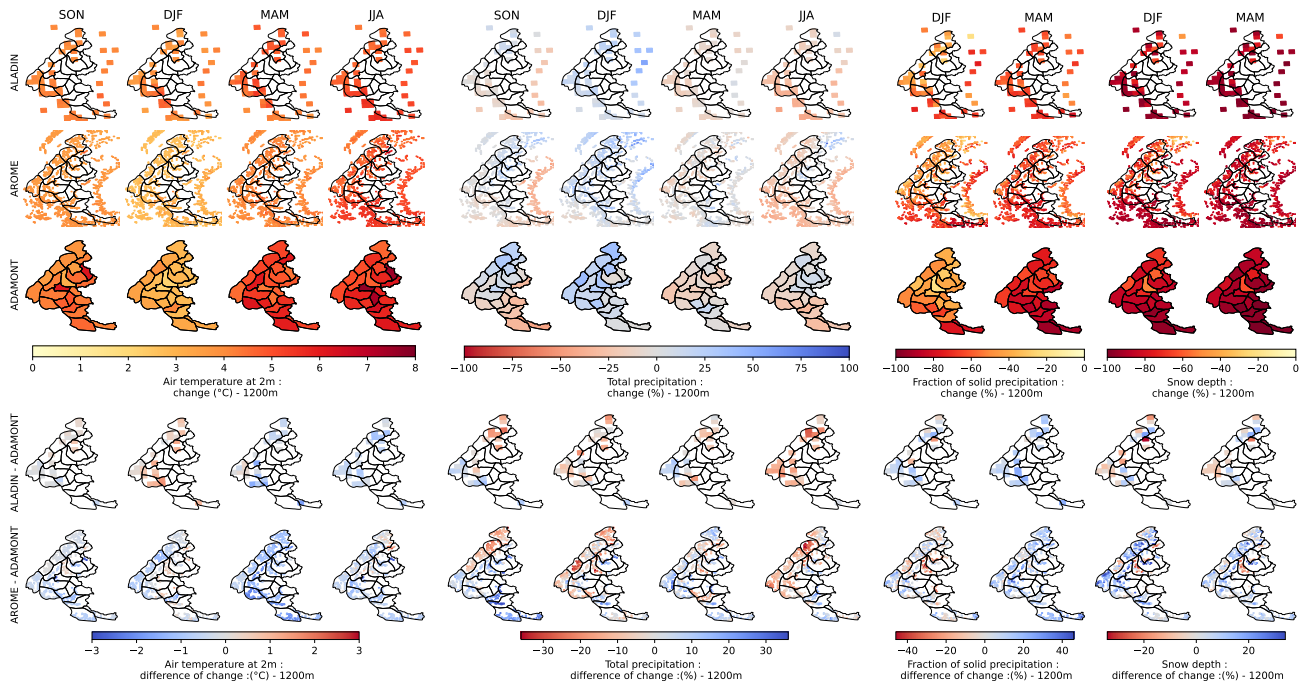


FIGURE 3.11 : Same as Figure 3.7 but for 1200 m elevation band.

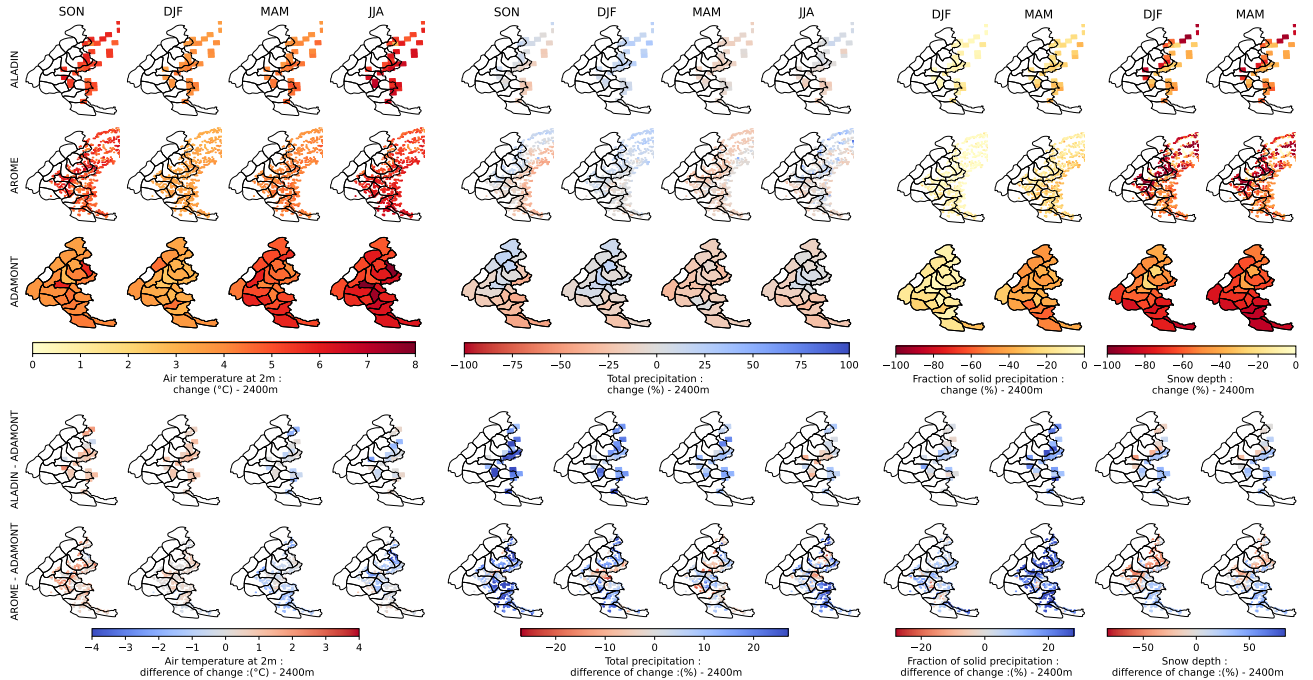


FIGURE 3.12 : Same as Figure 3.7 but for 2400 m elevation band.

CHAPITRE 4

Amélioration de la configuration de surface pour la simulation du manteau neigeux saisonnier dans les Alpes européennes avec le modèle climatique régional CNRM-AROME

Dans le chapitre 3, l'évaluation des simulations réalisées avec le modèle CNRM-AROME a mis en évidence des différences importantes avec les jeux de données utilisés comme référence sur la région des Alpes françaises. Ces différences limitent sa capacité à reproduire les conditions climatiques passées et sa robustesse pour les projections futures. Il s'agit de la présence d'un biais froid en altitude, particulièrement fort en hiver à haute altitude et d'une forte surestimation de la quantité de neige simulée au-dessus de 1800 m, menant à des accumulations irréalistes sur certaines mailles du modèle. Des hypothèses explicatives ont été émises, qui pointent en partie vers des défauts dans la représentation de la physique de la neige, et de ses interactions avec l'atmosphère et le sol.

Ce dernier chapitre des résultats de thèse présente l'évaluation d'un ensemble d'expériences réalisées avec le modèle CNRM-AROME, modifiant itérativement des éléments de la configuration de surface utilisée dans CNRM-AROME, cherchant à définir une configuration permettant de réduire les importants biais d'enneigement mis en lumière dans le chapitre précédent. Les résultats sont présentés sous la forme d'un article soumis en janvier 2024 à la revue *Geoscientific Model Development*.

Contents

4.1	Résumé de l'article	115
	Improvements of the land surface configuration to better simulate seasonal snow cover in the European Alps with the CNRM-AROME convection-permitting regional climate model	116
4.2	Introduction	116
4.3	Materials and methods	118
4.3.1	CNRM-AROME model	118
4.3.2	SURFEX : the surface platform	119
4.3.3	Land surface configurations	121

4.3.4	Geographical domain and simulations setup	126
4.3.5	Impact of the initialization (spin-up) approach on snowpack simulations	126
4.3.6	Observational references	127
4.3.7	Point-scale comparison, elevation bands analyses and used statistics	128
4.4	Results	131
4.4.1	Point-scale evaluation of snow depth values over the 2018-2019 winter	131
4.4.2	Snow cover duration evaluation using MODIS remote sensing data	132
4.5	Discussion	134
4.5.1	D95-3L : an overly simplistic configuration failing at reproducing the seasonal snowpack evolution	134
4.5.2	ES-DIF : an intermediate complexity surface configurations holding conceptual issues in coupled surface-atmosphere model if only one patch is used	135
4.5.3	ES-DIF-OPT : an optimized configuration towards addressing conceptual issues in snow representation in the ISBA LSM	137
4.5.4	Perspectives regarding error compensations and the effects of land surface atmosphere coupling	138
4.6	Appendices	143
4.6.1	Sensitivity of the snow cover fraction parameterization over vegetation	143
4.6.2	Impact of the initialization (spin-up) approach on snowpack simulations	145
4.6.3	All tested experiments	149
4.6.4	Multivariate comparison at four well-instrumented sites	151

4.1 Résumé de l'article

La modélisation du manteau neigeux de montagne reste un défi majeur dans les modèles climatiques et de prévision numérique du temps (PNT), même dans les versions récentes des modèles régionaux couplés surface-atmosphère à haute résolution (i.e. à l'échelle du km). L'évaluation de simulations climatiques récentes, réalisée dans le cadre de FPS "Convection" de WCRP-CORDEX avec le modèle climatique régional CNRM-AROME à une résolution horizontale de 2,5 km, a mis en évidence d'importants biais concernant le manteau neigeux, ce qui limite considérablement son potentiel dans les régions montagneuses, en particulier pour les applications hydrologiques. Ces biais, que l'on retrouve également dans les résultats du modèle AROME utilisé en prévision numérique du temps, ont des causes multiples, impliquant des processus atmosphériques et leur influence sur les données d'entrée des modèles de surface, en plus des déficiences du modèle de surface lui-même.

Nous présentons ici des configurations améliorées du modèle de surface SURFEX utilisé dans CNRM-AROME, que nous avons évaluées au moyen de simulations couplées couvrant les deux hivers 2018-2019 et 2019-2020 par rapport à des données de télédétection et des observations in situ dans les Alpes européennes. L'influence de diverses modifications de la configuration de la surface est testée, telles que l'utilisation d'un schéma multicouche pour la modélisation du sol et du manteau neigeux, l'activation des plusieurs patches pour mieux tenir compte des hétérogénéités sous-maille, de nouvelles bases de données physiographiques et l'ajustement de certains paramètres.

Nos résultats montrent une amélioration des performances du modèle par rapport à la version par défaut, non seulement grâce à l'amélioration du contenu physique des composants individuels du modèle (modules multicouches de neige et de sol) mais aussi, et surtout, grâce à une représentation plus réaliste de l'hétérogénéité du manteau neigeux (fraction de la couverture neigeuse) et de son influence sur le bilan d'énergie et de masse. Ces résultats ouvrent des perspectives prometteuses pour l'utilisation de telles configurations de modèles pour les simulations climatiques et la prévision numérique du temps avec AROME et d'autres modèles à haute résolution.

Submitted article :**Improvements of the land surface configuration to better simulate seasonal snow cover in the European Alps with the CNRM-AROME convection-permitting regional climate model**

Diego Monteiro¹, Cécile Caillaud², Matthieu Lafaysse¹, Adrien Napoly², Mathieu Fructus¹, Antoinette Alias² and Samuel Morin²

¹ *Univ. Grenoble Alpes, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, CNRM, Centre d'Études de la Neige, Grenoble, France*

² *CNRM, Météo-France, CNRS, Université de Toulouse, Toulouse, France*

Abstract

Snow cover modeling remains a major challenge in climate and numerical weather prediction (NWP) models, even in recent versions of high-resolution coupled surface-atmosphere (i.e. at km-scale) regional models. Evaluation of recent climate simulations, carried out as part of WCRP-CORDEX Flagship Pilot Study on Convection with the CNRM-AROME convection permitting regional climate model at 2.5 km horizontal resolution, has highlighted significant snow cover biases, severely limiting its potential in mountain regions. These biases, which are also found for AROME NWP model results, have multiple causes, involving atmospheric processes and their influence on input data to the land surface models, in addition to deficiencies of the land surface model itself.

Here we present improved configurations of the SURFEX-ISBA land surface model used in CNRM-AROME. We thoroughly evaluated these configurations on their ability to represent seasonal snow cover across the European Alps. Our evaluation was based on coupled simulations spanning the winters of 2018-2019 and 2019-2020, which were compared against remote sensing data and in situ observations.

More specifically, the study tests the influence of various changes in the land surface configuration, such as the use of a multilayer soil and snow scheme, the division of the energy balance calculation by surface type within a grid cell (multiple patches), new physiographic databases and parameter adjustments. Our findings indicate that using only more detailed individual components in the surface model did not improve the representation of snow cover due to limitations in the approach used to account for partial snow cover within a grid cell. These limitations are addressed in further configurations that highlight the importance, even at kilometer resolution, of taking into account the main sub-grid surface heterogeneities and improving representations of interactions between fractional snow cover and vegetation.

Ultimately, we introduce a land surface configuration, which substantially improves the representation of seasonal snow cover in the European Alps in coupled CNRM-AROME simulations. This holds promising potential for the use of such model configurations in climate simulations and numerical weather prediction, for AROME and also other high-resolution climate models.

4.2 Introduction

Accurate modeling of the interactions between land surfaces and the atmosphere in mountainous regions is crucial for numerical weather prediction (NWP) and climate projections. Applications range from short-term forecasts for weather-dependent human activities (risk management, hydropower production, tourism and traffic management) to long-term studies of the impacts of climate change on the various components of mountain range. On these regions, an appropriate representation of the seasonal snow cover is crucial, as its presence strongly affects the evolution of the surface and near-surface conditions, by the modification of the albedo, the roughness of the terrain, and its insulating properties on the underlying soil.

Snow models used in NWP and climate models have been widely evaluated and tested in stand-alone configurations, most often at the point scale and driven by observations or reanalysis of near-surface atmospheric variables (Decharme et al., 2016; Menard et al., 2020). However, when used in coupled surface-atmosphere models, they

can produce significantly different results due to the combined effect of errors arising from atmospheric modeling (Raleigh et al., 2015; Lapo et al., 2015), the use of sub-grid parameterizations to account for surface heterogeneity within a grid cell of a discretized domain, and their own deficiencies. Testing snow models in standalone "offline" configurations is not sufficient, and tests in coupled configurations are required. This is particularly challenging in mountainous areas.

Indeed, modeling atmospheric and surface fluxes as well as snow cover in mountain regions is challenging in many aspects. The complex topography induces a number of atmospheric phenomena on a wide range of spatio-temporal scales (e.g. Föhn effect, convection phenomena, preferential deposition of snowfall, temperature inversions and wind-induced snow transport) which have a major impact on surface weather conditions. In addition, the strong heterogeneities of the surface characteristics (elevation, surface type and aspect) generate high variability of near-surface conditions at sub-kilometer scales, affecting all surface components, including the snowpack.

Most regional coupled atmosphere-surface climate models (RCMs) exhibit deviations with respect to observational references, which can be particularly substantial in mountainous areas. In the European Alps, numerous studies have evaluated the EURO-CORDEX regional climate simulations ensembles at a horizontal resolution from 12 to 50 km, and identified strong biases in near-surface precipitation and temperature indicators (Kotlarski et al., 2014; Smiatek et al., 2016; Vorkauf et al., 2021), showing generally excessive precipitation and too low temperature values. In general, snow cover (depth, mass, duration) is overestimated (Terzago et al., 2017; Matiu et al., 2020). One potential approach to mitigate these issues is to develop and apply kilometer-scale modelling frameworks, such as those considered in the WCRP-CORDEX Flagship Pilot Study (FPS) on Convection (Coppola et al., 2020; Ban et al., 2021; Pichelli et al., 2021). In addition to their capacity to explicitly resolve deep convection and thereby enhance the representation of precipitation extremes (Caillaud et al., 2021), models operating at the km-scale make it possible to better represent the topography of mountain areas, and the heterogeneities that characterize the surface through higher resolution, holding great potential for mountain regions.

At Météo-France, the limited-area non-hydrostatic model AROME (Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle, Seity et al., 2011; Brousseau et al., 2016) has been used operationally for NWP since 2008, initially at 2.5 km horizontal resolution, 1.3 km since 2015, and used for climate studies, referred to as CNRM-AROME, since 2014 (Déqué et al., 2016; Fumière et al., 2019; Caillaud et al., 2021), at 2.5 km horizontal resolution. Simulations results of these models exhibit a number of issues that limit their use and relevance in mountain regions. Indeed, in a recent study comparing 30 years of past climate simulations carried out with CNRM-AROME with the S2M reanalysis (Vernay et al., 2022) over the French Alps, we highlighted a negative temperature difference on the order of 2 to 3°C, maximum in winter at high elevations, and an excess amount of precipitation, particularly at high elevations (Monteiro et al., 2022).

In these climate simulations, we were also able to identify substantial snow cover biases, such as an excessive snow accumulation at intermediate and high elevations, with an overestimated snow cover extent and duration (Monteiro et al., 2023), and unrealistic snow accumulation on some grid cells, reaching several hundred meters after 30 years of simulation. A near surface temperature bias has also been identified and analyzed in the NWP version of AROME (Vionnet et al., 2016; Arnould et al., 2021; Gouttevin et al., 2023). These dismissed issues related to the horizontal resolution of the model, but rather pointed towards multiple other factors, namely the underestimation of the cloud cover, also identified by Lucas-Picher et al. (2023) in CNRM-AROME climate simulations, the underestimation of turbulent mixing under stable conditions, and a strongly underestimated sub-surface soil temperatures used to diagnose the near surface air temperature.

There are certainly multiple reasons for the widespread overestimation of snow amount and duration in AROME model results. Monteiro et al. (2022) identified several possible factors.

- Biased atmospheric forcings, such as an overestimation of snowfall and an underestimation of melting due to excessively cold near-surface temperatures and errors in downward radiation fluxes.
- The use of an overly simplified surface configuration (1-layer snow model and force-restore soil scheme).
- The lack of glacier dynamics and snow redistribution processes, leading to the creation of "snow towers" on some high elevation grid cells (Freudiger et al., 2017).

The land surface configuration used in the current version of the CNRM-AROME model (also in used in the current version of AROME used for NWP applications) does not provide an adequate representation of snow

cover dynamics over the French and European Alps, with potential effects on other surface variables of interest such as the near surface air temperature (Monteiro et al., 2022).

In this study, we investigate the representation of snow cover for a set of surface model configurations already implemented within the land surface model SURFEX-ISBA (Noilhan et Mahfouf, 1996; V. Masson et al., 2013) but not yet evaluated in a coupled surface-atmosphere context at high resolution, such as CNRM-AROME, especially in mountainous regions.

In this context, we document the advantages and limitations of using different levels of complexity in the representation of the snowpack and the soil : from a single-layer parameterization for snow (Douveille et al., 1995) and a "force-restore" scheme for soil (Noilhan et Mahfouf, 1996), to explicit multi-layer modules for both snow (Boone et Etchevers, 2001) and soil (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011). In addition to improving the individual components of the model (soil and snow schemes), we test the use of multiple patches (i.e. a "tiling approach") to divide the energy balance by surface types, which remains required even for kilometer scale modeling systems, and address limitations of sub-grid parametrisations such as the partial snow cover fraction approach when only one soil column is used for both covered and uncovered snow parts. As these approaches are common to many LSMs used in coupled systems (e.g. HTESSEL (Balsamo et al., 2009), NOAH-MP (Niu et al., 2011), CLM5 (Lawrence et al., 2019), JULES (Best et al., 2011)), our study may provide information on the necessary content of surface configurations to correctly represent snow cover in mountainous regions in a high-resolution coupled surface-atmosphere context. Moreover, the factors proposed in the study to explain the erroneous representation of the snowpack in CNRM-AROME are strongly suspected to contribute to the shortcomings in the representation of seasonal snow cover documented in coarser resolution coupled simulations using SURFEX-ISBA LSM, such as CNRM-ALADIN (Termonia et al., 2018) in the Alps (Monteiro et Morin, 2023) and CNRM-CM6 in high-latitude boreal forests (Decharme et al., 2019).

The results of the experiments introduced in the present study are analyzed and compared to different sets of observational data, enabling us to assess the impact of the modifications in complementary ways :

- Comparisons of snow depth values on a large set of in-situ measurements collected and presented in Matiu et al. (2021a), enabling quantitative analysis on a broad spatial scale.
- Comparisons with MODIS snow durations, providing near-exhaustive spatial coverage of time-aggregated information on snowpack conditions.

In the end, we introduce a SURFEX-ISBA configuration that is relevant for coupled surface-atmosphere modeling and allows for a significant improvement in the representation of mountain snow cover.

4.3 Materials and methods

4.3.1 CNRM-AROME model

In this study, simulations are carried out using the CNRM-AROME climate model, which is the convection-permitting regional climate model (CP-RCM) used at CNRM, which includes the surface model SURFEX (SURFace EXternalisée) (V. Masson et al., 2013) coupled to the AROME atmospheric model. CNRM-AROME is directly based on the non-hydrostatic limited-area model AROME used for NWP at Météo-France since 2008 (Seity et al., 2011; Brousseau et al., 2016). An alternative version of the AROME model referred to as HARMONIE-AROME (Bengtsson et al., 2017) is used in NWP applications by several European meteorological services, also used for climate studies by the HARMONIE-CLIMATE community (Belušić et al., 2020; Lind et al., 2020).

In this study, the CNRM-AROME model is based on NWP AROME cycle 46t1 in operational use at Météo-France since 2022, operated for climate simulations at a horizontal resolution of 2.5 km with 60 vertical levels. The timestep of the model is 60s. This version has much in common with cycle 41t1, used for the CNRM-AROME climate simulations carried out as part of FPS convection of CORDEX (Coppola et al., 2020; Pichelli et al., 2021). Detailed information about its atmospheric and surface configuration can be found in Termonia et al. (2018) et Caillaud et al. (2021). The main differences between the cycle 41t1 and 46t1 relevant to our study is the use of a more recent version of SURFEX (version 8.0).

4.3.2 SURFEX : the surface platform

For this study, the surface modeling is ensured by the surface platform SURFEX v8.0 (V. Masson et al., 2013). Within SURFEX, the estimation of energy and mass fluxes of each grid cell is carried out by specific modules depending on the type of surface environments, called tiles. Four distinct such environments are accounted for in SURFEX :

- Tile NATURE : "natural" continental surfaces (i.e. including bare soil, rocky ground, permanent snow, glaciers, natural and cultivated vegetation), using the ISBA Land Surface Model (LSM) (Noilhan et Planton, 1989 ; Noilhan et Mahfouf, 1996),
- Tile TOWN : urban environments, using the TEB module (V. Masson, 2000),
- Tile LAKE : continental water bodies such as lakes and rivers using the Charnock formulation (Charnock, 1955),
- Tile SEA : seas and ocean, using the version 6 of ECUME (Belamari et Pirani, 2007),

The NATURE land surfaces modeling is carried out by the LSM ISBA, representing the evolution of soil and vegetation biophysical variables, including the snowpack, either parameterized or explicitly represented.

4.3.2.1 The ISBA LSM : main principles and identified weaknesses/flaws for snow representation

Three main different land surface configurations are described and analysed in the study. Despite their differences, the calculation of the surface energy balance and the parameterization of the snow fraction are identical, and play a major role in the seasonal evolution of the snowpack.

Surface energy balance The surface energy balance is computed for a surface layer with a fixed depth of 0.01 m, which is a composite representation of the soil-vegetation system (soil-vegetation-snow in the case of the approach using the D95 single-layer snow parameterization (Douville et al., 1995)).

A single surface temperature T_s is calculated for each grid cell, whose evolution depends on the surface heat flux into the composite layer G , the heat flux between the surface and the soil $F_{surface-soil}$, for which the formulation depends on the soil scheme used, and the heat flux between the surface and the snowpack $F_{surface-snow}$, in the case of the use of an explicit snow model. Thus the time evolution of the surface temperature T_s is expressed as :

$$\frac{dT_s}{dt} = Ct \times G - F_{surface-soil} - F_{surface-snow} \quad (4.1)$$

with G (W m^{-2}) the surface heat flux between the atmosphere and the soil-vegetation composite layer :

$$G = Rn - H - LE \quad (4.2)$$

resulting from the evolution of the radiation balance Rn and the sensible H and latent LE heat fluxes, weighted by Ct , a composite coefficient accounting for the heat capacity of the surface layer, whose formulation depends on the soil and snow scheme used.

The radiation balance is the cumulated difference (W m^{-2}) between the incoming solar radiation SWd and the infrared atmospherical radiation LWd , and the reflected shortwave radiation SWu and emitted longwave radiation LWu , expressed as follows :

$$Rn = SWd + \varepsilon_s LWd - SWu - LWu = SWd \times \alpha_s - LWu = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (4.3)$$

with α_s and ε_s respectively the surface albedo and emissivity, and σ the Stefan-Boltzman constant.

The turbulent fluxes are computed by means of the bulk aerodynamic formulae defined by Louis (1979), and modified by Mascart et al. (1995) to account for different roughness length values for heat and momentum.

The patch approach In order to take into account the heterogeneity of the land surface within the NATURE tile of each model grid cell, ISBA offers the possibility to split the calculation of energy balances by surface types. A total of 19 surface types (called patches) are available, dividing natural surfaces into soil and vegetation categories with distinct physical characteristics. The nomenclature and categorization of the 19 patches are taken from the ECOCLIMAP physiographic database (Faroux et al., 2013) and correspond to the Plant Functional Types (PFTs) of ECOCLIMAP. In this study, we use ECOCLIMAP version I (V. Masson et al., 2003).

The number of patches is set by the user, with a number ranging from 1 to 19. When less than 19 patches are used, the physical characteristics of multiple land surfaces are aggregated, by grouping them by categories, and weighted by their respective fractions within the cell while following the aggregation laws defined by **noilhan1995gcm** and Noilhan et al. (1997) (e.g. logarithmic for the roughness length, linear for the albedo, the Leaf Area Index (LAI) and the vegetation fraction, inverse for the stomatal resistance).

For a given grid cell, the atmospheric fluxes received are thus identical for all tiles and patches, but a specific energy and mass balance is calculated for each of the patches. There are no energy and mass exchanges between the soil-snow columns of the different patches. The fluxes for each of the patches are then aggregated by weighting by the relative fraction of each type of surfaces within the grid cell, enabling the estimation of average fluxes for all the natural surface types in the grid cell, which are provided to the atmospheric model or used as diagnostics for each grid point.

Parameterization of the snow cover fraction The presence of snow on the ground has a major impact on the surface mass and energy balance in several ways. As the snow cover extends, the albedo of the surface increases, its roughness decreases, and the snowpack insulates the underlying ground from heat and mass exchanges with the atmosphere. The way in which the fraction of the grid cell covered by snow is calculated and influence the computation of the energy balance is therefore critical and is represented in widely different ways in different land surface models (Essery et al., 2013; Menard et al., 2020; Lalande et al., 2023).

In ISBA, for each patch the snow fraction is calculated differently depending on whether vegetation is present or not, and the fraction is used for energy balance calculations.

In the absence of vegetation, even a small amount of snow covers the entire surface. This is represented in ISBA by the fact that the snow cover fraction in non-vegetated areas (P_{sng}) reaches 1 as soon as the snow water equivalent Ws exceeds a threshold value set to $Ws_{crit} = 10 \text{ kg m}^{-2}$ (Equation (4.4)). Thus the snow fraction over ground P_{sng} is expressed as :

$$P_{sng} = \min\left(1, \frac{Ws}{Ws_{crit}}\right) \quad (4.4)$$

In the presence of vegetation, the calculation of the snow cover fraction (P_{snv}) is done based on the snow depth (also referred to as the height of the snow) value Hs and takes into account the height of the vegetation through the roughness length z_0 . W_{sn} is a scaling factor, modulating the weight of vegetation height in the calculation of the snow cover fraction (Equation (4.5)). P_{snv} is formulated as follows :

$$P_{snv} = \frac{Hs}{(Hs + W_{sn}z_0)} \quad (4.5)$$

The total snow cover fraction P_{sn} is the sum of the snow fractions for each patch weighted by their respective fraction (Equation (4.6)) :

$$P_{sn} = (1 - Veg) \times P_{sng} + Veg \times P_{snv} \quad (4.6)$$

Snow-related prognostic variables are defined for each patch. Integrated diagnostics for the NATURE tile of each grid cell are computed as the weighted average using the patch fractions.

4.3.3 Land surface configurations

The goal of the study is to describe and evaluate new land surface configurations, in order to improve the representation of seasonal snow cover in the European Alps and address some of the issues identified in Monteiro et al. (2022). Consequently, the atmospheric configurations and initialization of all experiments are similar, and we explore the impacts of changes in surface configuration mostly on the simulated snowpack. Note also that, part of the content of the configurations tested here were already used in the latest version of the General Circulation Model (GCM) CNRM-CM6 (Decharme et al., 2019) and the RCM CNRM-ALADIN63 (Nabat et al., 2020) but had not been used in coupled model simulations using AROME.

For all configurations tested in this study, including the configuration referred to as the default one, we activate the option, described in Decharme et al. (2016), that limits snow accumulation above a certain snow depth threshold (see Decharme et al. (2016)). Its value is set to the default value at 33.3m. This option is activated in all experiments and avoids the formation of "snow towers" problem identified in Monteiro et al. (2022).

Figure 4.1 illustrates the main characteristics of the three main surface configurations used in this study. The configurations are described in detail in sections 4.3.3.1, 4.3.3.2 and 4.3.3.3 and Table 4.1 summarize their main model components.

Model features	Configurations		
	D95-3L	ES-DIF	ES-DIF-OPT
Soil	Force restore : two layers (3L) - (Boone et al., 1999)	Explicit multilayer scheme (DIF) - (Boone et al., 2000 ; Decharme et al., 2011)	Explicit multilayer scheme (DIF) - (Boone et al., 2000 ; Decharme et al., 2011)
Snow processes	Single layer bulk snow model - (Douvillle et al., 1995)	Intermediate complexity : ISBA-ES - (Boone et Etchevers, 2001)	Intermediate complexity : ISBA-ES - (Boone et Etchevers, 2001)
Number of patches (see section 4.3.2.1)	1	1	3
Physiographic input dataset	HWSD for soil texture	HWSD for soil texture	SoilGrids v2.0 for soil texture and soil organic carbon
Snow fraction parameter WSN (see eq. 4.5 section 4.3.2.1)	5	5	1
Others			+ modification of the thermal conductivity of the soil-snow interface + activation of the parameterization of soil organic (see section 4.3.3.3)
Computational time relative to the D95-3L configuration	1	1.15	1.25

TABLE 4.1 : Main model components for each configuration

4.3.3.1 D95-3L : One layer snow parameterization, force-restore approach for the soil

This surface configuration is the default one as it is currently in use for NWP version of AROME and CNRM-AROME for climate studies (Caillaud et al., 2021 ; Lucas-Picher et al., 2023 ; Monteiro et al., 2022). It is described

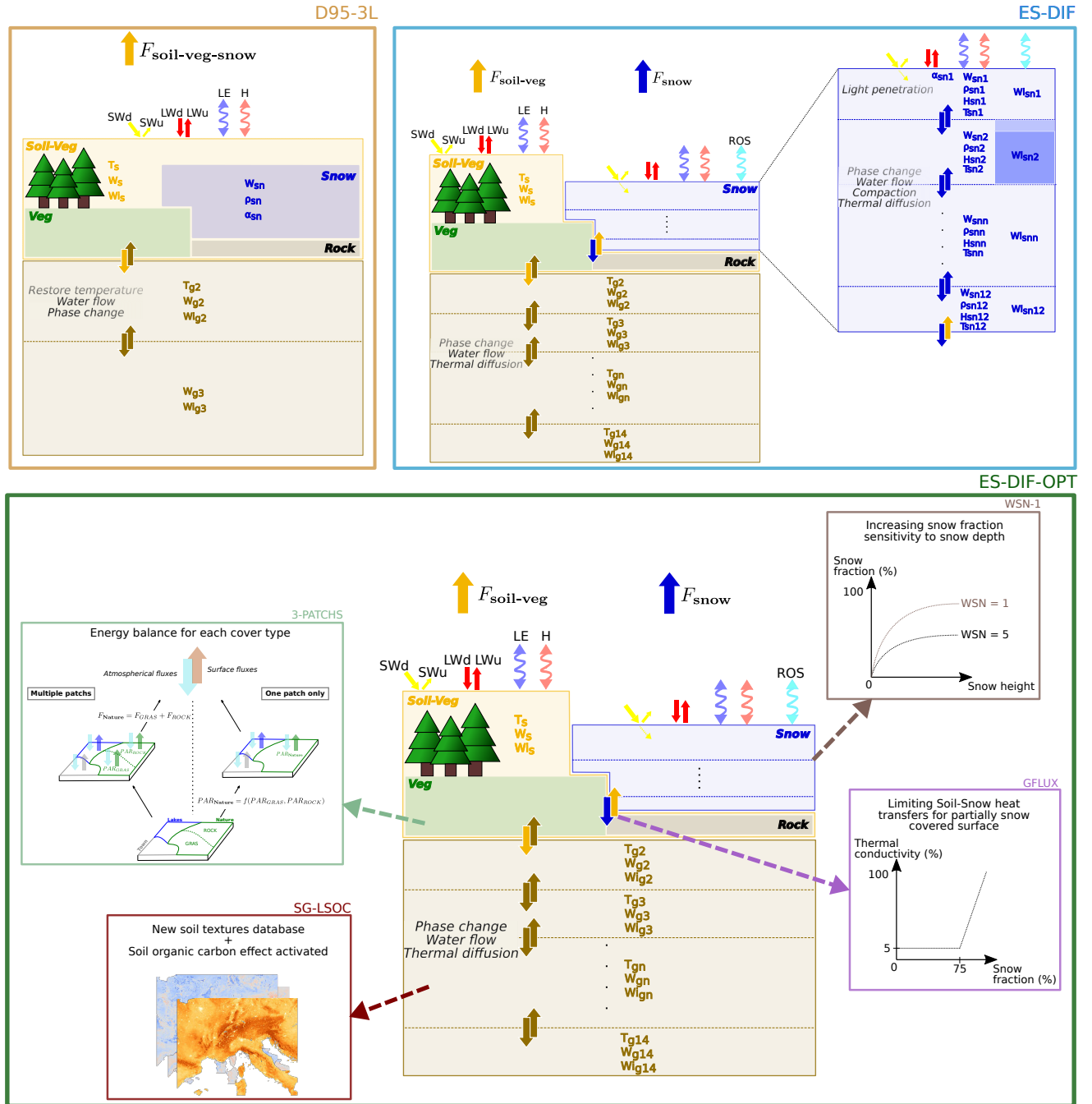


FIGURE 4.1 : Schematic illustration of the main physical processes, flux exchanges and prognostic variables for the three main configurations documented and tested in this study. D95-3L configuration (orange framed), ES-DIF (blue framed) and the ES-DIF-OPT (green framed) with the different modifications displayed and schematically illustrated. H and LE : sensible and latent heat fluxes, respectively. ROS : Rain on snow. F_x : fluxes from the component x . W_{xn} and $W_{l,xn}$: respectively the liquid and ice content of the n_{th} layer of the component x , s for surface, g for ground, sn for snow. W_{sn} : Snow water equivalent. α_{sn} : snow albedo. ρ_{sn} : snow density. H_{sn} : snow enthalpy. T_{sn} : snow temperature. $W_{l,sn}$, liquid content of the snow.

schematically on Figure 4.1. The evolution of biophysical soil variables is ensured by the "3-L" soil model, using a force-restore approach. Heat exchanges in the ground (temperature evolution) are represented using two layers (Noilhan et Mahfouf, 1996), and three layers are used for the evolution of hydrological variables (Boone et al., 1999). In this configuration, the snowpack is parameterized as a single layer with homogeneous physical properties, referred to as the D95 parameterization (Douville et al., 1995), mixed with the soil-vegetation composite surface layer. Consequently, no specific energy balance is solved for the snowpack, which is taken into account by modifying the properties of the composite surface layer. The main equations governing the evolution of the surface components are given below :

$$\frac{dT_s}{dt} = Ct * G - F_{surface-soil} \quad (4.7)$$

$$\frac{1}{Ct} = \frac{(1 - Veg)(1 - P_{sng})}{Cg} + \frac{Veg(1 - P_{snv})}{Cv} + \frac{P_{sn}}{Cs} \quad (4.8)$$

$$F_{surface-soil} = \frac{2\pi}{\tau}(Ts - Tg2) \quad (4.9)$$

with $Tg2$, the temperature of the deep soil layer (which evolves through a relaxation term towards Ts), Cg , Cv and Cs respectively the heat capacity of the ground, vegetation and snow.

Three prognostic variables characterize the snowpack :

- The density, an exponentially decreasing function, forced to 100 kg m^{-3} for fresh snow, limited to 300 kg m^{-3} for aged snow. The density of the entire snowpack is updated during snowfall by a weighted average of the layer previously present and that of the snow newly fallen to the ground.
- The albedo, whose evolution can follow two functions, forced to 0.85 for fresh snow, limited to 0.5 for old snow, linearly decreasing in the absence of melting and exponentially decreasing in the presence of melting (i.e. to account for wet metamorphism).
- The snow water equivalent (total mass) of the snowpack results from a mass balance calculation depending on snowfall, snow sublimation/evaporation and melting.

In this configuration, the snow layer has no prognostic temperature of its own, but is included in the composite soil-vegetation-snow surface layer, from which the melting temperature, i.e. the temperature value used to compute the melt intensity, is derived. In the presence of vegetation, the snow melt intensity is calculated based on a hybrid diagnostic temperature, a weighted average between the surface soil temperature and the deep soil layer temperature, with a value closer to the deep soil layer temperature as the proportion of vegetation increases (see equation 4.10).

$$T_{melt} = (1 - Veg)Ts + VegTp \quad (4.10)$$

with T_{melt} , the melting temperature, Ts , the instantaneous surface temperature, Tp , the daily mean surface temperature, and Veg , the fraction of vegetation within the grid cell.

This approach was developed to prevent unrealistic snowpack melting. Indeed, using the instantaneous value of the surface temperature representative of the soil-vegetation-snow system tend to be too high during daytime (i.e. due to the mixed albedo between snow and vegetation), leading to spurious snowmelt computations (Douville et al., 1995). As shown later, this approach has strong consequences for the modelling of snow conditions in forested environments.

4.3.3.2 ES-DIF : Multi-layer snow scheme, multi-layer soil scheme

This approach uses intermediate complexity schemes for soil and snow in a multi-layer manner, allowing the resolution of specific energy balances for the soil-vegetation system and for snow, as well as a more detailed representation of the processes within them. These are the schemes currently used in recent versions of the CNRM-CM6 global model (Voldoire et al., 2019; Decharme et al., 2019), the CNRM-ALADIN regional model

(Nabat et al., 2020), and in the most recent version of the HARMONIE-Climate AROME regional climate model (Belušić et al., 2020; Lind et al., 2020). However, note that only one patch is used herein for the NATURE tile, which is not the way the configuration is implemented for the coupled systems CNRM-CM6 and CNRM-ALADIN using 12 patches, and HARMONIE-Climate using 2 patches. This configuration is illustrated in Figure 4.1.

Heat and mass exchanges within the soil are computed using the ISBA-Diffusion scheme (ISBA-DIF, Boone et al. (2000) and Decharme et al. (2011)), with 14 layers from the surface to 12 m, representing explicitly heat exchanges within the different soil layers through the resolution of a 1D Fourier law. In this scheme, a single surface temperature T_s is calculated for the soil-vegetation system, whose evolution depends on the surface energy balance (G , eq. 4.2), the surface-soil heat flux $F_{surface-soil}$ with the second soil layer on the non-snow-covered part, and the surface-snow heat flux at the surface-snow interface on the snow-covered part.

The main equations are provided below :

$$\frac{dT_s}{dt} = Ct \times G - F_{surface-soil} - F_{surface-snow} \quad (4.11)$$

$$\frac{1}{Ct} = \frac{(1 - Veg)(1 - P_{snv})}{Cg} + \frac{Veg(1 - P_{snv})}{Cv} \quad (4.12)$$

$$F_{surface-soil} = Cg \frac{\bar{\lambda}_1}{\Delta \bar{z}_1} (T_s - T_{g2}) \quad (4.13)$$

with $\bar{\lambda}_1$ ($W m^{-1} K^{-1}$) the inverse-weighted arithmetic mean of the soil thermal conductivity at the interface between the surface layer and the underlying soil layer, $\Delta \bar{z}_1$ the thickness (m) between the two consecutive layer mid-points. $F_{surface-snow}$ is a heat conduction term between the lowermost snow layer and the soil surface layer.

The snowpack evolution is carried out by the Explicit Snow scheme (ISBA-ES) (Boone et Etchevers, 2001; Decharme et al., 2016), using up to 12 snow layers, for which a specific energy balance is solved, unlike D95 whose energy balance is common to the composite soil-vegetation surface layer.

Three prognostic variables are used to describe the state of each layer at each time step :

- Heat content (i.e. temperature and water/ice content), which defines the energy required to melt the layer, and thus combines the information of snow temperature and liquid water content at melting point.
- Density, which evolves under the effect of parameterized compaction and metamorphism (Brun et al., 1989), wind-induced densification of near-surface snow layers and fresh snowfall (whose density is a function of air temperature and wind at the time of fall).
- The thickness of each layer, ranging from a few mm to several tens of cm, defined to be finest close to the ground/snow and atmosphere/snow interfaces (see Decharme et al. (2016) for more details).

One additional prognostic variables for the surface layer is the albedo. As stated by Boone et Etchevers (2001), snow albedo follows a linear decrease rate for dry snow (D. G. Baker et al., 1990), and an exponential decrease rate to model the wet metamorphism (Verseghy, 1991).

The mass balance of the snowpack is expressed as the sum of precipitation on snow (solid and liquid since each layer can have a liquid water content), evaporation and sublimation, as well as a term describing the flow of water out of the snowpack at its base.

ISBA-ES includes a number of parameterizations that reproduce the effects of physical processes affecting the evolution of the snowpack :

- Compaction, metamorphism and wind-induced densification (Brun et al., 1989).
- Transmission of incident solar flux through the snow layers (Brun et al., 1992).
- Water percolation between snow layers.
- Refreezing and melting of water contained in snow layers.

The temperature of all snow layers is computed simultaneous following this system of equations :

$$C_{s_i} D_i \frac{dT_{sn_i}}{dt} = G_{s_{i-1}} - G_{s_i} + R_{s_{i-1}} - R_{s_i} - S_{s_i} \quad (4.14)$$

with, for each layer i , S_{s_i} , representing the heat sink/source linked to water phase changes, R_{s_i} , the incident solar radiation transmitted (decreasing exponentially with distance to the snow surface), G_{s_i} , the layer energy balance, $G_{s_{i-1}}$, the energy balance of the layer above. For the layers below the surface, the G_{s_i} term corresponds to thermal diffusion in snow, while for the uppermost layer the energy balance includes the following terms :

$$G_{s_0} = Rns - H - LE - CwP_{sn}(P - Ps)(Tf - Tr) \quad (4.15)$$

with Rns the snow surface radiation balance, $H(T_{sn_1})$ and $LE(T_{sn_1})$ the turbulent fluxes above snow (calculated according to Louis (1979) formulae), and a latent heat source term related to the fall of liquid precipitation in the snowpack, with Cw , the heat capacity of water, P and Ps the total and solid precipitation respectively, Tr , the temperature of the rain and Tf the fusion temperature. Any excess heating of snow temperature above the freezing point is converted in energy available for melting. Then, the liquid water percolation follows a bucket scheme based on a liquid water retention capacity, and accounting for possible refreezing in colder layers.

4.3.3.3 ES-DIF-OPT : Multi-layer snow scheme, multi-layer soil scheme, including optimal modifications

"ES-DIF-OPT" stands for optimized ES-DIF configuration. Starting from the second configuration (ES-DIF), we add a series of modifications (see figure 4.1) concerning the use of multiple patches, changes in some parameterizations, input physiographic databases and calculation of heat and mass exchanges.

3-PATCHS The "3-PATCHS" modification consists in activating three patches for energy and mass balance calculations, in contrast to the D95-3L and ES-DIF configurations which only use one patch (see section 4.3.2.1 and illustration on figure 4.1c for further details). In the most recent version of the HARMONIE-Climate AROME model (2.5 km horizontal resolution) (Belušić et al., 2020), two patches have been activated, in order to distinguish between forested and open-land areas, while 12 patches are used in the latest version of CNRM-CM6 (150 km horizontal resolution) (Decharme et al., 2019) and CNRM-ALADIN (12.5 km horizontal resolution) (Nabat et al., 2020). When three patches are used, the categories are grouped into "uncovered surface" (e.g. permanent snow, rock, bare soil), "low vegetation" (shrubs, grass, crops) and "high vegetation" (various type of trees), allowing a clear distinction between vegetated and non-vegetated surface types. While the number of patches used can be as high as 19, here we activate three patches, as a compromise in order to avoid increasing too much the computational cost and storage burden of the land surface modelling within the CNRM-AROME modelling system.

GFLUX The "GFLUX" modification consists in reducing the heat flux between the soil surface and the base of the snow. It is designed to reduce the unrealistic soil-snow conduction heat flux due to the unrealistic assumption of an identical soil physical state between the snow-covered and uncovered fractions of the patch. For this configuration, the thermal conductivity of the interface between the lowermost snow layer and the uppermost soil layer, calculated as the harmonic average of the conductivity of each layer, is capped at 5% of its value below a snow fraction of 75%, increasing linearly to reaching its base value when the snow fraction reaches 100%.

The thermal conductivity of the soil-snow interface C_{sng} is thus computed as :

$$C_{sng} = C_{sng} \times \max(0.05, 3.8P_{sn} - 2.8) \quad (4.16)$$

WSN-1 The modification "WSN-1" consists of adjusting the parameter governing the estimate of the snow cover fraction on vegetation. In this case, the value of W_{sn} in the formula for snow fraction on vegetation (see eq. 4.5) is lowered from 5 to 1. As illustrated on Figure 4.11 in appendix 4.6.1, this modification increases the sensitivity of snow fraction to snow depth, allowing it to reach higher values even with moderate amounts of snow. The motivation for this modification is similar to that explained for the "GFLUX" modification, but achieved through the reduction of the range of snow depth values with intermediate snow-covered fraction values.

SG-LSOC The modification "SG-LSOC" refers to the use of the SoilGrids v2.0 database (Poggio et al., 2021) for soil textures (proportion of sand and clay), and the activation of the soil organic carbon parameterization effect (Decharme et al., 2016) on soil heat and mass exchanges. The use of SoilGrids v2.0 is motivated by its better estimate of the soil organic carbon stock than the HWSD database (Batjes, 2016) over France and boreal regions (Tifafi et al., 2018).

Experimental design All these modifications have been defined and tested iteratively, with the aim of improving the seasonal dynamic of snow cover in CNRM-AROME simulations over the European Alps. Only one "major" modification was done per experiment, with the aim of moving towards a more physical configuration, and/or resolving remaining issues, without overtuning because the land surface model is not the only cause of errors in regional climate modelling. Modifications that consistently reduced discrepancies with the observations used as a reference were retained for the following experiment, reaching at an optimum configuration for simulating snowpack in the European Alps. For clarity and brevity, only the three configurations described above are shown in the main figures of the article. Further results with intermediate configurations are provided in the Appendix.

4.3.4 Geographical domain and simulations setup

The CNRM-AROME simulations were performed at 2.5 km horizontal resolution over a domain that covers the alpine ridge, shown on Figure 4.2, namely the ALP-3 domain, that is the domain use for the CORDEX FPS Convection (Coppola et al., 2020; Ban et al., 2021; Pichelli et al., 2021; Caillaud et al., 2021; Monteiro et al., 2022). The black highlighted contour of the map defines the mountainous region of the Alps in which all the analyses were performed and corresponds to the boundaries of the Alpine Convention domain (Convention, 2020). Simulations were driven by atmospheric fields directly from the ERA5 (Hersbach et al., 2020) reanalysis at 50 km horizontal resolution each hour, thanks to the increasing resolution of global reanalyses. This is the first time using the CNRM-AROME climate model, without the need for an intermediate RCM to downscale ERA5 fields. The simulations cover the three-year time period from 01/01/2018 to 31/12/2020, for which we had the largest number of available observations. The CNRM-AROME atmosphere was initialized using ERA5 fields interpolated on the ALP-3 domain, and the surface fields were initialized by realizing one time step with these interpolated atmospheric fields, both on 01/01/2018. A dedicated study was carried out to analyze the impact of the absence of spin-up on the simulation results, see below Section 4.3.5. Note that the simulation results were evaluated over the seasons 2018-2019 and 2019-2020, i.e. from September to August of the following years. The first eight months (and last four months) of the coupled simulations were therefore not used for the evaluation.

4.3.5 Impact of the initialization (spin-up) approach on snowpack simulations

The high computational cost of coupled surface-atmosphere simulations at 2.5 km horizontal resolution over the whole alpine ridge prevented us to perform a fully-fledged coupled spin-up for all the configurations. We nevertheless assessed the impact of the reduced spin-up procedure that we implemented, which is potentially insufficiently long to obtain a balanced ground state. Indeed, albeit soil heat and water content are known to have a relaxation time ranging from few years to a decade Christensen (1999) et Cosgrove et al. (2003), performing our experiments in transient regime for the soil could affect the results of our study. As reminded by Jerez et al. (2020), the impact of the spin-up is largely related to the goal of the study (i.e. variables of interest, magnitude of the investigated changes in a comparison...). In our case, we find that the order of magnitude of the changes of the surface configurations we performed are substantially larger than the impact of an unbalanced deep soil heat and water content over snowpack simulations. Appendix 4.6.2 provides comparisons of model runs using the ES-DIF-OPT configuration using either the default initialization procedure (described above) or an initialization obtained from 13 years of standalone (offline) simulations of the surface model from 01/01/2006 to 01/01/2018, driven by near-surface atmospheric fields from the CNRM-AROME coupled model run driven by the ERA-Interim/ALADIN model pair (Caillaud et al., 2021; Monteiro et al., 2022). Figure 4.12 in appendix 4.6.2 confirms that, at the initialization date (i.e. 01/01/2018), the default initialization strongly underestimates snow amounts and provides significantly too wet and warm soil conditions over most of the European Alps, compared to the result of multiple years of offline simulations. Nonetheless, the snow depth time series at four sites Figure

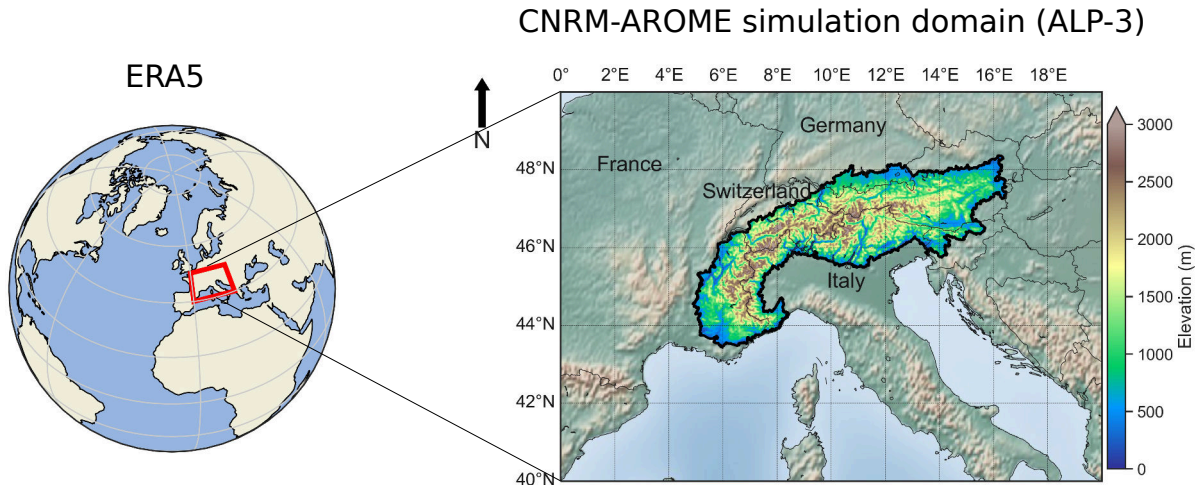


FIGURE 4.2 : Simulation setup displaying the whole domain of simulation, and the contour of the Alpine Convention outline of the Alps, within which the evaluation was carried out, with the orography of CNRM-AROME at 2.5 km horizontal resolution.

4.13 in appendix 4.6.2 show that, after the first 6 months, the effect of the spin-up is negligible compared with respect to the objectives of our study.

4.3.6 Observational references

Various observational datasets taken as reference are used to analyze different aspects of the impact of the choice of the land surface model configurations on simulated snow and atmospheric surface variables and are described in the following subsections.

4.3.6.1 In-situ snow depth observations

A set of daily in situ snow depth observations is employed to perform an extensive point-scale evaluation of the simulated snow depth values over the 2018-2019 season (i.e. from 01/09/2018 to 31/08/2019) as it was the season for which the largest number of observations was available based on existing consolidated datasets described in Matiu et al. (2021a). Figure 4.3 shows the location of the in-situ measurements and their distribution with respect to elevation, spanning the whole alpine ridge over elevations ranging from 0 m to 3000 m.

The observational time series used in this study are quality-checked. The greatest part of the data set was gathered and described by Matiu et al. (2021a), to which we added Austrian stations from the Hydrographic Central Office of Austria (HZB) and GeoSphereAT (i.e. the TAWES and SNOWPAT datasets) and Swiss stations (i.e. the IMIS datasets, (Measurement et IMIS, 2023)) from the WSL Institute for Snow and Avalanche Research (SLF).

From this large set of in-situ snow depth measurements (i.e. 1005 stations), 266 stations were selected, according to the following criteria :

- The AROME grid point that includes it has less than 150 m difference with the station elevation.
- The AROME grid point that includes it is filled by less than 75% of the high vegetation cover type.

These criteria limit some of the representativeness issues of a point-scale comparison between a local in-situ station and a model grid point representative of a square of $2.5 \times 2.5 \text{ km}^2$ in mountainous regions.

Locations of the in situ snow depth measurements

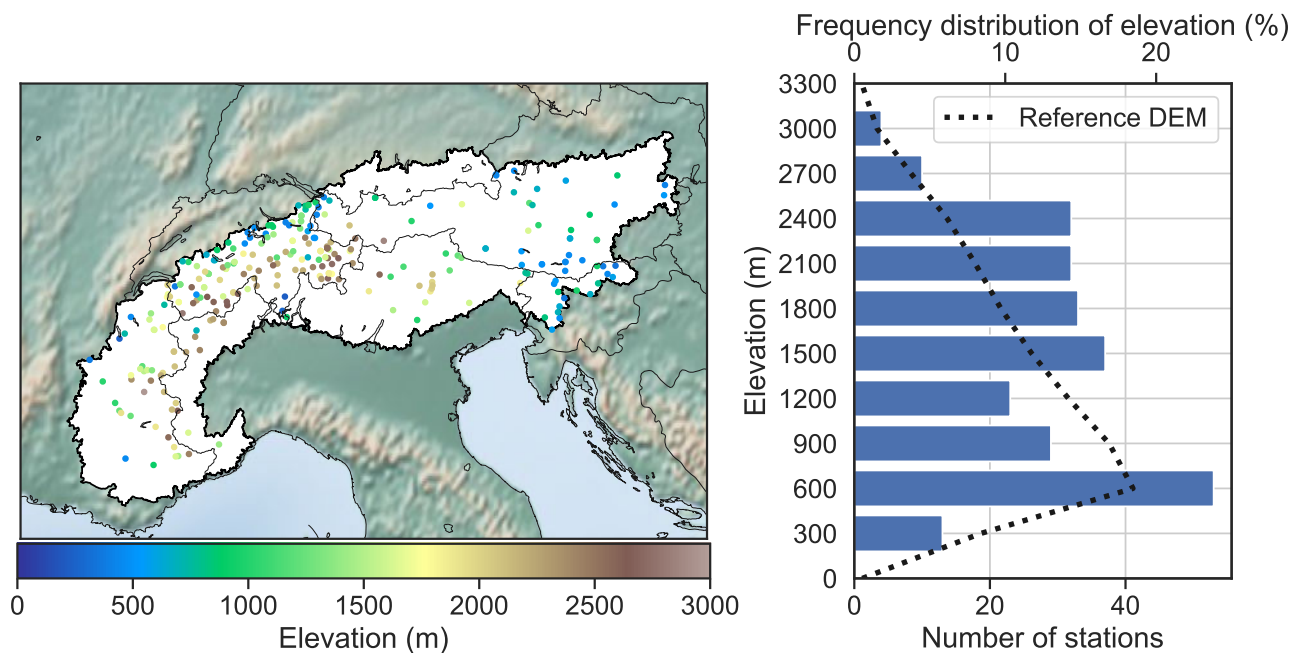


FIGURE 4.3 : Location of the in-situ snow depth observations with their associated number per bins of 300 m width elevation bands. The dotted black line shows the elevation distribution using a reference digital elevation model at 100 m horizontal resolution (E.E.A., 2016).

4.3.6.2 Satellite (MODIS) snow cover duration

A large scale evaluation of the snow cover duration (SCD, defined as the longest consecutive period with snow on the ground based on hydrological years from September to August) was performed using the MODIS/Terra daily normalized difference snow index (NDSI) fields at 500 m for the 2018-2019 and 2019-2020 seasons. These data from the MODIS/Terra sensor have been treated by the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) (Hall et Riggs., 2020) and correspond to a daily gap-filled product using an algorithm described in Hall et al. (2010). In this study, MODIS NDSI data were regridded to match the CNRM-AROME horizontal resolutions of 2.5 km using a first-order conservative method.

Figure 4.4 shows the SCD over the 2018-2019 and 2019-2020 seasons from MODIS over our area of interest regridded at 2.5 km. The MODIS SCD is calculated upon the MODIS NDSI by converting it to a series of binary snow cover maps (absence or presence of snow) using a threshold value $NDSI > 0.2$. This threshold corresponds to a snow cover fraction of approximately 30% (Salomonson et Appel, 2004). In this study, the CNRM-AROME SCD was computed using snow depth values with a threshold set at 1 cm, motivated by the minimization of error metrics as described in Monteiro et Morin (2023).

4.3.7 Point-scale comparison, elevation bands analyses and used statistics

4.3.7.1 Point-scale comparison

Sections 4.4.1 and appendix 4.6.4 introduce point-scale comparisons between individual station measurements and the corresponding CNRM-AROME grid cell. It means that each station is compared to the CNRM-AROME grid cell representative of a $2.5 \times 2.5 \text{ km}^2$ square including the station location based on its geographical coordinates.

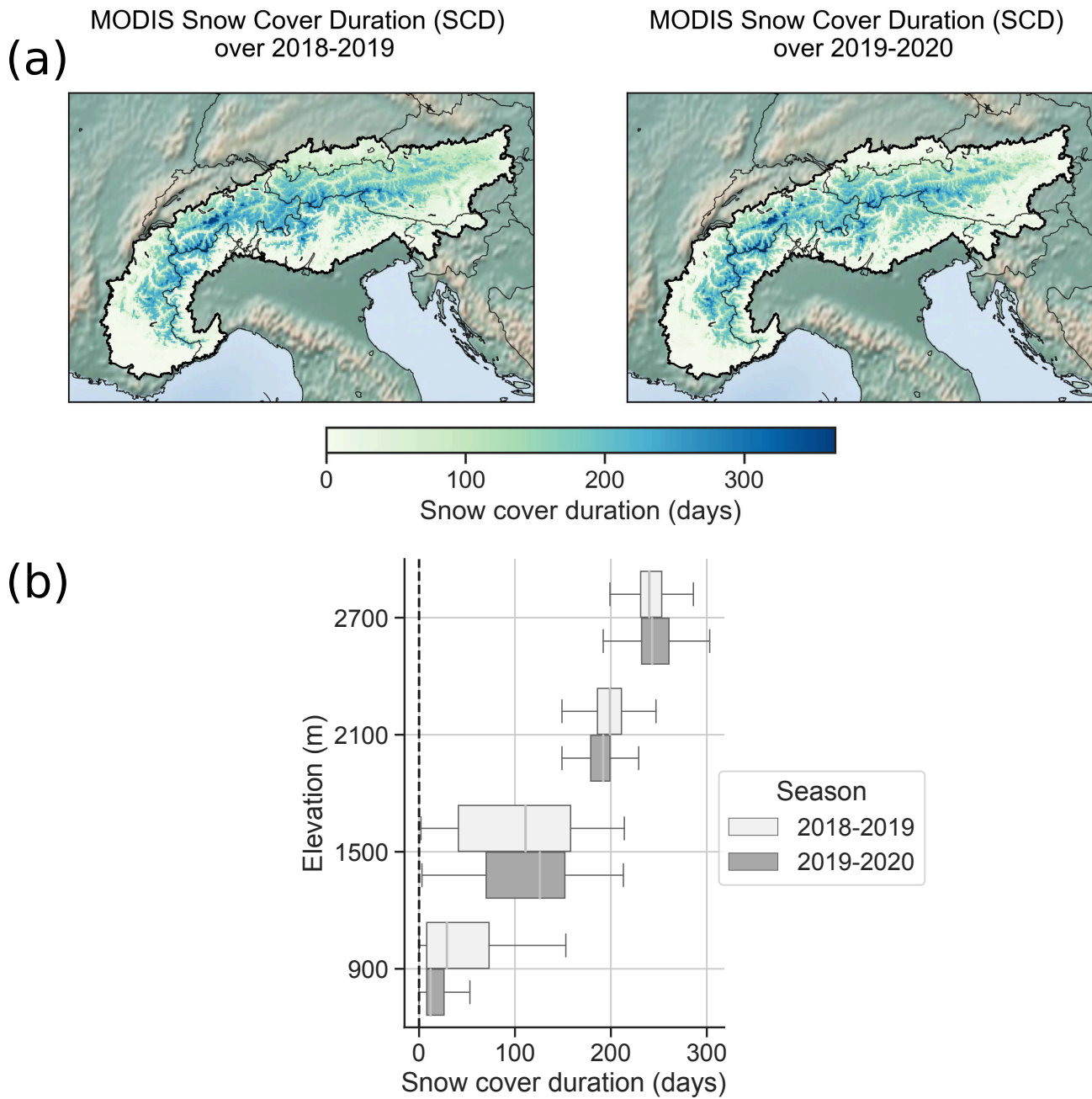


FIGURE 4.4 : (a) MODIS Snow Cover Duration (SCD) over 2 seasons (2018-2019 and 2019-2020) within the contour of the Alpine convention, regridded at 2.5 km horizontal resolution over the CNRM-AROME mesh grid. (b) Boxplot representing the spatial distribution of the snow cover duration values for two seasons (2018-2019 and 2019-2020) for multiple elevation bands in the European Alps.

4.3.7.2 Elevation bands analyses

Sections 4.4.1 and 4.4.2 introduce analyses performed using an elevation-based categorization. Here, we used 300 m-width elevation bands, meaning that for a given elevation band at median elevation z , all stations or grid points with an elevation ranging between $z \pm 150$ m are gathered and used. This choice is a trade-off between the

heterogeneity within an elevation band, and the inclusion of a maximum of grid points or observations within.

For clarity and brevity, only results for four elevation bands are presented in the main article figures, representing distinct environments : 900 m±150 m for the valleys and low elevation hills, 1500 m±150 m and 2100 m±150 m for the intermediate elevation and 2700 m±150 m for the high mountain conditions. The results for the other elevation bands, not shown, are consistent with the main patterns observed across the analyzed elevation bands.

4.3.7.3 Surface type analyses

The evaluation of the snow cover duration using MODIS remote sensing data is complemented with a categorical analysis by surface type. Figure 4.5 show the location and the elevational distribution of points per prevailing surface type (i.e. meaning that the surface type represents more than 75% of the cover, otherwise is it classified as "mixed") for the CNRM-AROME mesh grid. The classification per vegetation type is based on the ECOCLIMAP land-use database, from which the 19 vegetations types have been gathered into three categories : "No vegetation" (i.e. bare ground, rock, permanent snow and ice), "High vegetation" (i.e. grouping all types of high trees) and "Low vegetation" (i.e. crops, grasslands and shrubs).

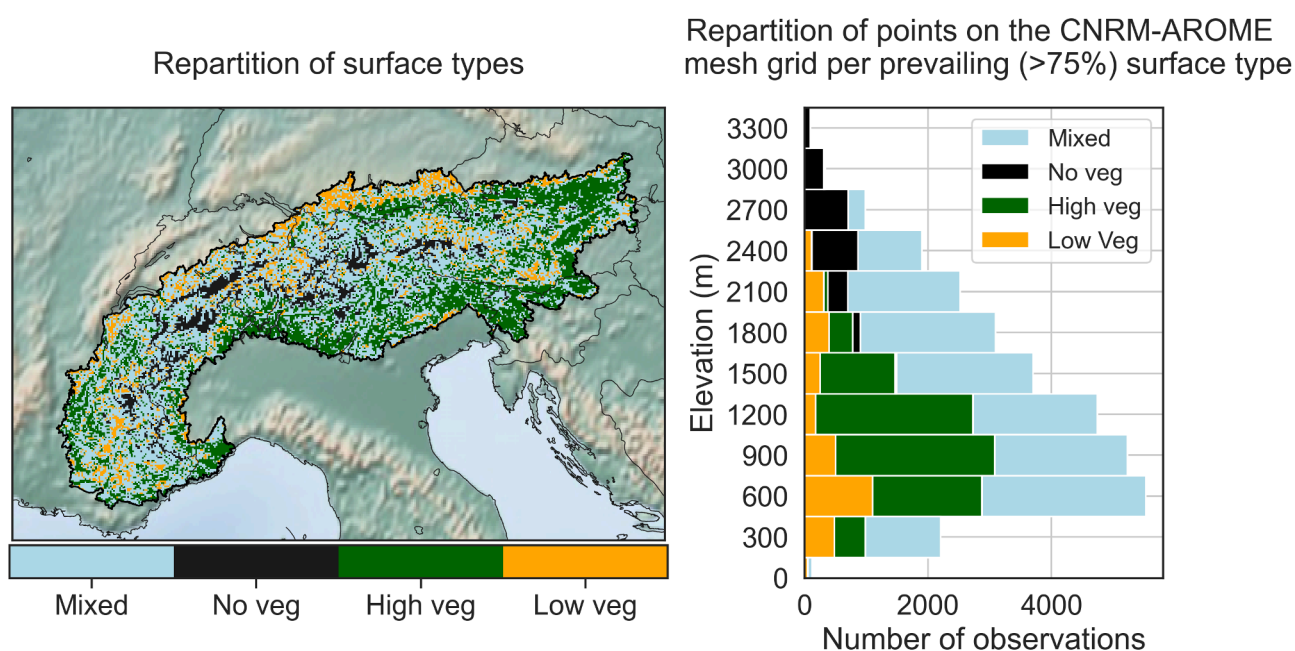


FIGURE 4.5 : Location of the prevailing surface type (i.e. if the surface type represents more than 75% of the cover, otherwise is it classified as "mixed") for the CNRM-AROME mesh grid within the contour of the Alpine convention. The horizontal barplot on the right shows the number of grid points per bins of 300 m width elevation bands, classified by prevailing surface type.

4.3.7.4 Statistics

The error metrics used are defined as follows :

- Mean error (ME) : $ME = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - y_i)}{N}$
- Correlation (Pearson linear correlation) : $R = r_{xy} = \frac{\sum x_i y_i - N \bar{x} \bar{y}}{\sqrt{(\sum x_i^2 - N \bar{x}^2)} \sqrt{(\sum y_i^2 - N \bar{y}^2)}}$

with x_i and y_i , data x and y at time i , \bar{x} and \bar{y} the mean of x and y , and N the sample size.

4.4 Results

The presentation of the results is first performed comparing simulation results with a large sample of in-situ snow depth measurements covering the European Alps during the 2018-2019 season. We then evaluate the simulation results in terms of snow cover duration compared to remotely-sensed (MODIS) observations for the two winters 2018-2019 and 2019-2020.

4.4.1 Point-scale evaluation of snow depth values over the 2018-2019 winter

Figure 4.6 shows the multi-stations mean time series of the height of snow of the three land surface configurations and the reference observations for multiple elevations bands of 300 m width ranging from 900 m \pm 150 m to 2700 m \pm 150 m over the 2018-2019 winter. For each of the elevation bands and configurations the mean errors (ME) and the Pearson correlation (R^2) calculated over multi-station mean time series are displayed.

The D95-3L configuration simulates snowpack evolution with similar behaviours for all elevation bands. During the accumulation period and until the observed annual snow depth maximum, the simulated multi-stations average values remain close to the observations, with highly correlated variations. Nevertheless, after the observed annual snow depth maximum, deviations from the observed multi-station average values widen, mainly due to the underestimation of melt events (i.e. their frequency and amplitude) in the simulations compared to observations, resulting in less correlated snow depth time series. This leads to a significantly delayed and higher annual snow depth maximum (i.e. up to two months at intermediate and high elevations) and, to a lesser extent, a delayed end of snow season (i.e. from a few days to a month, partly compensated by faster melting) in the simulation. As stated in introduction, these overestimations of the annual snow depth maximum in its value and its timing are in line with previous studies working with CNRM-AROME climate simulations (Monteiro et al., 2022; Lucas-Picher et al., 2023; Monteiro et Morin, 2023). Overall, the simulated multi-stations average values show high Pearson correlation scores (R^2) for the whole snow season, from 0.81 to 0.97, but mean errors (ME) can be large, from 2 cm at 900 m reaching 30 cm at 2700 m (i.e. around 10-15% of the annual snow depth maximum).

The snow depth values simulated using the ES-DIF configuration in Figure 4.6 exhibit large differences with the D95-3L (i.e., the default configuration). During the accumulation period and until the date of the annual snow depth maximum, the simulated multi-stations average values follow similar variations than the observations, slightly underestimating the amount of snow at 2100 m and below, slightly overestimating it above. Compared to the D95-3L simulated snow depth, melt events appeared to be better captured (i.e. negative variations of the snow depth are better correlated) all along the snow season but often overestimated, notably below and at 2100 m. As a consequence, even if the timing of the simulated annual snow depth maximum often matches with the observation, its value is strongly underestimated at these elevations (from 20 cm at 900 m to 50 cm at 1500 m and 2100 m), and the time of snow disappearance is too early, from 15 days to a month. The ES-DIF R^2 value against in-situ snow depth observations is not systematically improved and the ME scores are degraded at all elevations, except at 2700 m. Indeed, the R^2 values only increase significantly (i.e. by more than 0.1) at 1500 m compared to the default configuration, and the ME ranges from 2 cm in the D95-3L configuration to -3 cm in the ES-DIF configuration at 900 m, from 14 cm to -15 cm at 1500 m and from 19 cm to -21 cm at 2100 m. This shows that simply using a more complex soil or snow scheme does not warrant improved results compared to a coarser snow or soil model.

The ES-DIF-OPT configuration provides the best estimation of the snow depth values, against in-situ observations. All along the snow season, as shown on Figure 4.6, its variations are almost identical to the ES-DIF snowpack simulation and thus similar to the observed multi-stations average value until the annual snow depth maximum. Its similar variations of snow depth with ES-DIF is coherent as both configurations share the same physical basis, but the specific features of the ES-DIF-OPT option seem to attenuate the sensitivity to the melt events, leading to simulated snow depth values closer to the observations during the main melt period after the annual snow depth maximum. Apart from these improvements over the two other configurations, the melt-out date at intermediate elevations (i.e. 1500 m and 2100 m) is still too early in the simulations, as a result of an overestimated melt notably during springtime. Overall, at all elevations, the R^2 and the ME scores are improved compared to the other configurations tested. Correlation scores reach very high values with the lowest values of 0.94 at 2100 m, above 0.98 elsewhere. ME values are also strongly reduced compared to other configurations tested, with values changing from -3 cm to -0.8 cm at 900 m, from -15 cm to -5 cm at 1500 m, from -20 cm to -8 cm

at 2100 m and from -8 cm to -5 cm at 2700 m, between ES-DIF and ES-DIF-OPT, respectively.

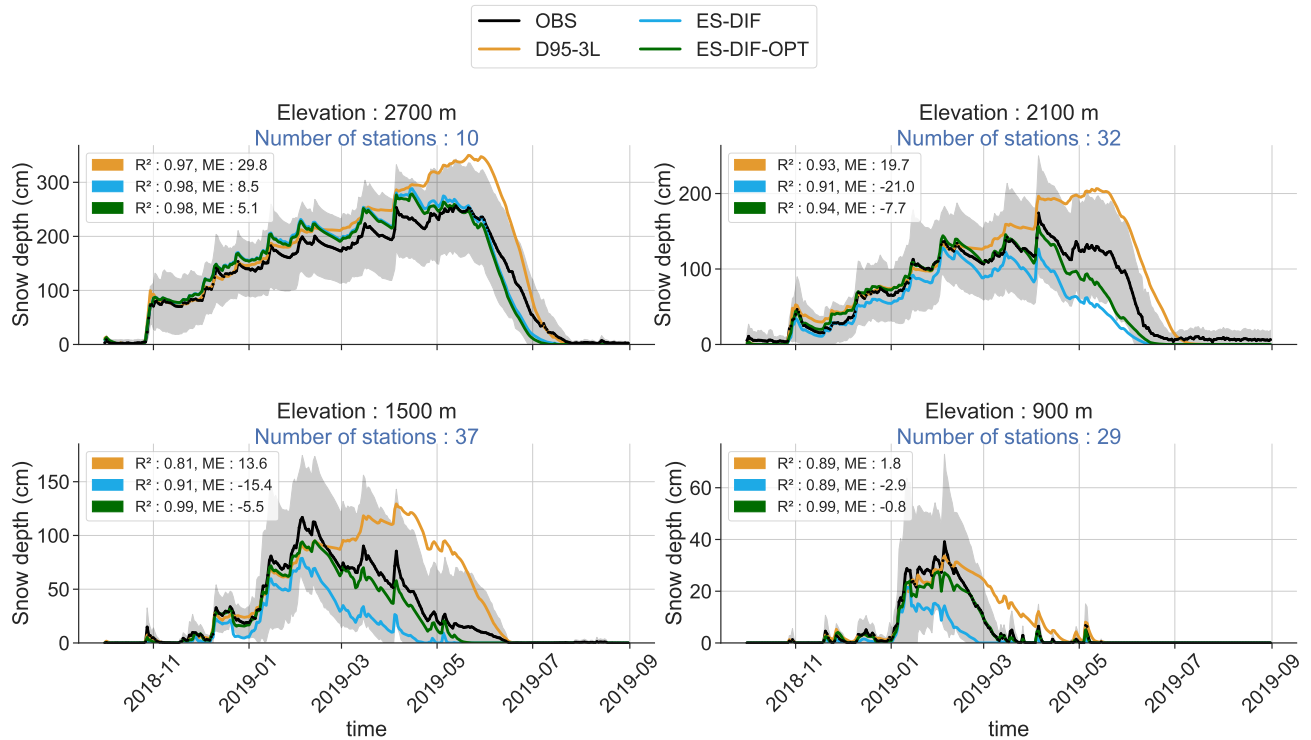


FIGURE 4.6 : Multi-stations average time series of snow depth values for the 2018-2019 winter for the four elevation bands centered at $900\text{ m} \pm 150\text{ m}$, $1500\text{ m} \pm 150\text{ m}$, $2100\text{ m} \pm 150\text{ m}$ and $2700\text{ m} \pm 150\text{ m}$ above sea level. Colored continuous lines correspond to the simulated multi-stations average time series for each of the configuration : D95-3L in orange, ES-DIF in blue and ES-DIF-OPT in green. Black circle markers correspond to the multi-stations mean time series of the in-situ measurements with the inter-stations standard deviation represented in gray shaded areas. For each elevation bands, the number of stations used to compute the mean and the standard deviation are displayed in blue font. At each elevation bands and for all configurations, the correlation (R^2) and the mean error (ME) computed using the multi-station time series between the simulated and the in-situ measurements are displayed.

4.4.2 Snow cover duration evaluation using MODIS remote sensing data

In this section, we compare the simulated snow cover duration against MODIS remote sensing data as a reference. The snow cover duration of the two seasons used (2018-2019 and 2019-2020) is averaged for the analysis. Individual seasons show similar differences between each simulation and the reference. Figure 4.7 shows the differences in terms of the mean snow cover duration (SCD) over two seasons (i.e. 2018-2019 and 2019-2020) between each experiments and the MODIS SCD, in the European Alps.

Differences obtained using the D95-3L configuration (Figure 4.7a) indicated a widespread overestimation compared to the MODIS SCD. Apart from a few small areas of underestimated SCD, evenly distributed over the Alpine ridge, no specific region seems to show more marked differences than others. Conversely, the SCD of the ES-DIF configuration (Figure 4.7a) is largely underestimated, with an amplitude that appears to depend on elevation. Indeed, stronger negative values of the difference between simulated and observed SCD (Δ SCD) are found on the outer edge and in the northeastern part of the European Alps while a few patch of slightly positive values of Δ SCD are located along the ridge. The last configuration ES-DIF-OPT provides the best match with observed SCD values, reducing the magnitude of the differences with MODIS SCD at each location of the study

area compared to the D95-3L and ES-DIF configurations. The northeastern part of the Alps concentrates more areas with an underestimation of the SCD, while the rest of the Alps presents a widespread slight overestimation.

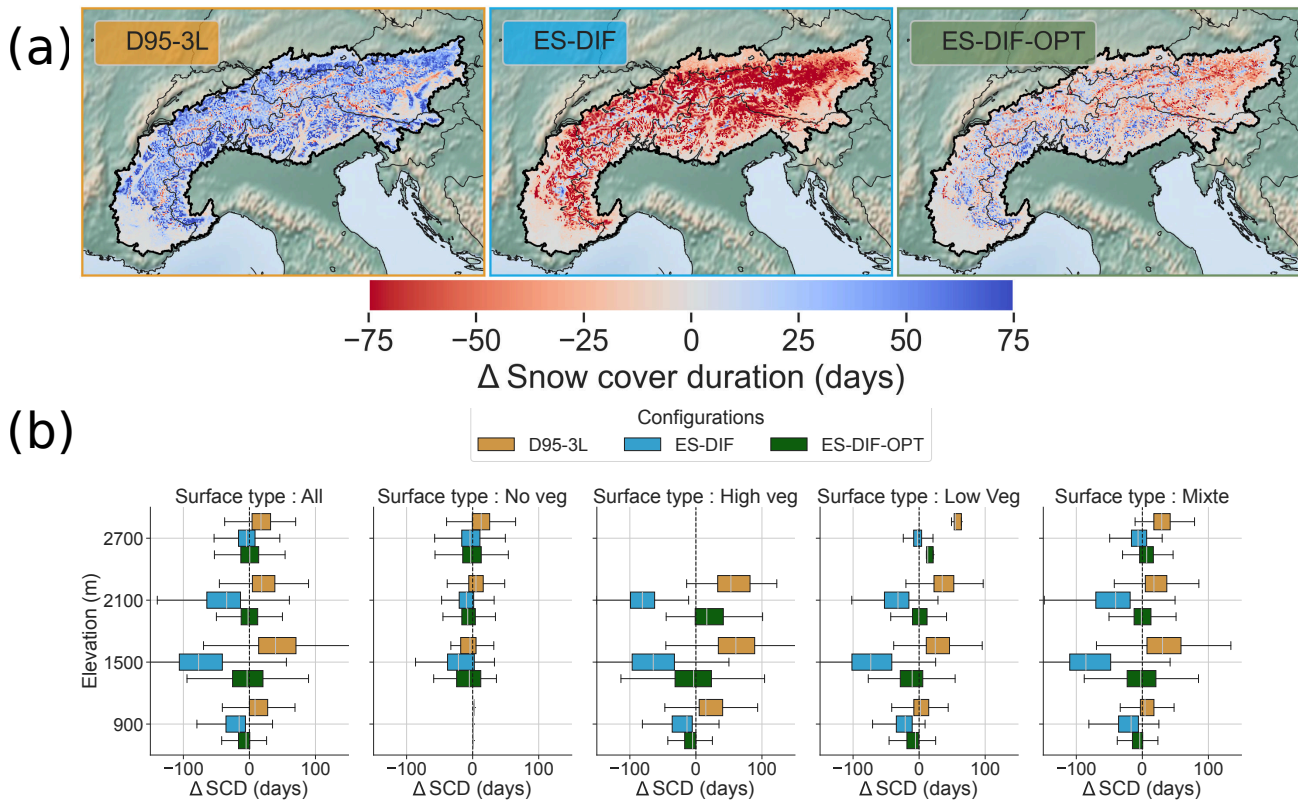


FIGURE 4.7 : Snow cover duration differences between the simulation results using the different configurations and MODIS observations in the European Alps. Note that MODIS products initially at 500 m horizontal resolution have been regridded over CNRM-AROME horizontal resolution (2.5 km) grid using a first-order conservative method. (a) Map of the average differences (mean error) of the snow cover duration (SCD) over 2 seasons (2018-2019 and 2019-2020) for each configurations compared to MODIS SCD. (b) Boxplot representing the spatial distribution of the average differences (mean error) of the SCD over 2 seasons (2018-2019 and 2019-2020) compared to MODIS SCD for each datasets for the six elevation bands 900 m \pm 150 m, 1500 m \pm 150 m, 1800 m \pm 150 m, 2100 m \pm 150 m, 2400 m \pm 150 m and 2700 m \pm 150 m above sea level. Each column corresponds to the values classified by prevailing type of surface (see section 4.3.6.2 for details).

The elevational distribution of the differences are represented with boxplots on Figure 4.7b, categorized by prevailing type of surface based on the ECOCLIMAP I land surface classification, used as a physiographic database in the CNRM-AROME simulations (see section 4.3.2.1). It informs us further on the specific behaviour of the simulated behavior of the snow cover regarding the elevation and the surface type.

Looking at the "All" category (i.e. gathering all grid points regardless of their surface type) in Figure 4.7b confirms quantitatively what was found on the map Figure 4.7a. The results from the D95-3L and ES-DIF experiments exhibit distributions of SCD differences strongly biased towards an overestimation and an underestimation, respectively, for all elevation bands. The median SCD differences of D95-3L range from +5 days to +40 days, and the ES-DIF from -5 days to -75 days, both larger at 1500 m elevations than above and below (i.e. in terms of median values and larger in terms of variance). The ES-DIF-OPT configuration is at the center of the two other configurations, showing zero-centered distributions of SCD differences, with greatly reduced variance for most elevation bands. Note that the "mixed" surface type (i.e. all grid cells with less than 75% prevalence in each category) shows similar distributions of differences that the "All" categories that gathers all grid points.

While an analysis by elevation alone would lead us to interpret that greater variations can be found at

intermediate elevations, categorization by dominant surface type (i.e. "No veg", "High veg" and "Low veg") brings more contrasting results, supporting the hypothesis that the simulation results mainly depend on surface types.

It is on the prevailing "No veg" surface type that the simulated SCD values show the smallest differences with the MODIS reference values, as well as between the different experiments, meaning that the changing surface configuration has only a marginal effect on the simulation of the SCD for this surface type. Indeed, the median Δ SCD values of all experiments combined ranges from -15 days to +10 days at most, with this value increasing slightly with elevations for each experiment, with only slight improvements in the scores provided by the ES-DIF-OPT configuration.

The highest Δ SCD and the most contrasted behaviors between experiments, results are found in the "High veg" surface type. On this type of surface, the D95-3L experiment strongly overestimates the SCD, with median Δ SCD values of +10 days at 900 meters, increasing to +50 days at 1500 m and 2100 m. The ES-DIF experiment shows the opposite behaviour, with a median Δ SCD of -5 days at 900 m, increasing from -60 days to -70 days at 1500 m and 2100 m respectively. For the "High veg" category, the ES-DIF-OPT configuration brings substantial improvements in scores, with a median difference of the SCD with MODIS of -3 days at 900 m, -1 day at 1500 m and +10 days at 2100 m.

For the "Low veg" surface type, the simulated SCD values using the D95-3L configuration are overestimated above 900 m compared to observations, with increasing differences with MODIS SCD values, reaching +60 days at high elevations. The ES-DIF Δ SCD values are negative at all elevations, but exhibit higher discrepancies at intermediate elevations (i.e. at 1500 m and 2100 m) with median values between -30 days and -60 days. Again, the ES-DIF-OPT configuration shows the smallest differences, with median values comprised in the -10 to +15 days range.

Overall, the analysis of differences between simulated and observed snow cover duration values (Δ SCD) demonstrate a clear added value of the ES-DIF-OPT configuration, reducing discrepancies across all surface types and elevations. Indeed, it often provides zero-centered median values of the differences, as well as a smaller standard deviation of the differences than the other experiments. Analyses by elevation band show that differences are often larger in terms of median and standard deviation at intermediate altitudes (i.e. 1500 m and 2100 m), which may be linked to partial or intermittent snow conditions, which are more sensitive to atmospheric and ground physical state, and therefore more difficult to model adequately. A closer look at each type of surface also shows that the main differences between our experiments lie in the presence of vegetation, and is higher for "High veg" than for "Low veg" surface types.

4.5 Discussion

In this study, we analyzed the results of various surface configurations in the CNRM-AROME high-resolution regional climate model on snowpack simulations in the European Alps, tested through coupled model simulations at 2.5 km horizontal resolution, driven by the ERA5 large-scale reanalysis.

Various reference datasets and indicators were used to evaluate multiple aspects of the snowpack simulations, including the snow cover duration using remote sensing data from MODIS, a multivariate analysis at four well-instrumented sites (including air temperature and radiation balance terms), and a comparison of the snow depth on a large set of in-situ stations covering the Alpine ridge.

These comparisons allowed us to gain insight into the challenges of snowpack simulation within the different AROME surface configurations and ultimately document an optimized land surface configuration. In the subsequent sections, we examine the various causes for the successful and unsuccessful modifications that we tested, remaining problems and limitations, and finally propose perspectives to further improve snow simulation in the European Alps and beyond, using CNRM-AROME or other regional climate models.

4.5.1 D95-3L : an overly simplistic configuration failing at reproducing the seasonal snowpack evolution

The default surface configuration, namely D95-3L in this study, is based on a force-restore approach for the soil exchanges and a single-layer parameterization for snow. This surface configuration, used in recent climate study

frameworks such as the CORDEX FPS on Convection (Coppola et al., 2020; Pichelli et al., 2021; Ban et al., 2021; Caillaud et al., 2021) and in Météo-France’s numerical weather prediction system using AROME (Seity et al., 2011; Brousseau et al., 2016) exhibits a series of issues over mountainous regions, such as a cold bias at high elevations (Vionnet et al., 2016; Monteiro et al., 2022; Arnould et al., 2021; Gouttevin et al., 2023), and a generalized overestimation of the amount of snow (Monteiro et al., 2022; Monteiro et Morin, 2023).

These problems have been reproduced in our experiments using two years of regional simulation driven by ERA5, and our multiple comparisons allow us to characterize them further.

In section 4.4.1, in particular on Figure 4.6, we demonstrated on a large set of in-situ snow depth observations that this configuration is unable to provide a satisfactory seasonal evolution of the snowpack at all elevations, from the lowest studied at 900 m to the highest at 2700 m. While the first accumulations are generally well correlated with observations, the start of the melt period, from late winter at low elevations to late spring at high elevations, marks the beginning of strong divergences with observations. From this point onwards, the magnitude of melting events is often severely underestimated, or even completely missed, leading to a delay and overestimation of the snow depth annual maximum, and then of the end of the snow season, which can last up to a month.

Section 4.4.2 confirms the underestimated magnitude of snow melt at a larger spatial scale, displaying a generalized overestimation of the duration of snow cover at all elevations on the map and boxplots Figure 4.7. Nevertheless, the categorization of differences by surface type (i.e. "No vegetation", "Low vegetation" and "High vegetation") nuances this analysis. The overestimation appears to be particularly linked to the presence of vegetation, as the "No vegetation" category shows close to zero-centered differences compared with the reference, while the strongest overestimation cases are found for the "High vegetation" category above 1500 m and the "Low vegetation" category above 2100 m.

Based on these evidences, multiple statements can be formulated to explain the widespread overestimation of snow in the simulation using the D95-3L configuration. The overestimation of winter snowfall at high elevation, already reported in past studies (Monteiro et al., 2022; Lucas-Picher et al., 2023; Monteiro et Morin, 2023) may contribute to provide overestimated snow accumulation at the highest elevation bands. Nonetheless, a significant part of this overestimation is likely to be attributed to the design of the configuration itself, and more specifically how melt is computed in the presence of vegetation, explaining its propensity to make larger errors over these surface types. As stated in section 4.3.3.1, in the presence of vegetation, the calculation of the melting temperature becomes composite between the surface temperature and the deep soil layer temperature (see eq. 4.10 in section 4.3.3.1). The latter leads to a decoupling between melting intensity and the sub-daily oscillations of the energy balance, which unfortunately results in an underestimation of the snow melt in many cases.

4.5.2 ES-DIF : an intermediate complexity surface configurations holding conceptual issues in coupled surface-atmosphere model if only one patch is used

In order to solve some of the issues of the original, simplified D95-3L configuration, we experimented a more detailed and physically-based land surface configuration, using the multi-layer soil scheme ISBA-DIF (Boone et al., 2000) together with the explicit multi-layer snow scheme ES (Boone et Etchevers, 2001), using only one patch for the NATURE tile in SURFEX.

However, the majority of the results from our study indicate no improvement, and in some cases, a degradation of the simulation of snow depth. Against the multi-stations mean snow depth time series on Figure 4.6 in section 4.4.1, the ES-DIF configuration displayed degraded scores of ME compared to D95-3L, except at the highest elevations studied 2700 m. As opposed to the D95-3L experiment, the simulation using the ES-DIF configuration underestimated the snow depth value from the first melt event after the date of the snow depth annual maximum to the end of the snow season, often anticipated from 15 days up to a month. Albeit this configuration generally underestimates the amount of snow, we note that it simulates variations of the snow depth (see e.g. on Figure 4.6) that are much better correlated with the observations than the simulation using the D95-3L configuration, reflected in higher R^2 score at all elevations excepted 2100 m. We hypothesize it to its explicit treatment of the snowpack and an enriched description of the physical processes within the snowpack (i.e. liquid water retention, phase change and compaction).

Section 4.4.2 highlights the underestimation of the snow cover with this configuration, by displaying a spatially generalized underestimation of the snow cover duration compared to MODIS, except at the highest elevation, as demonstrated by the near-zero centered differences at 2700 m in the boxplots Figure 4.7b. As for the D95-3L

configuration, the boxplots show that the differences are enhanced in the presence of vegetation and at intermediate elevations, while the lowest differences are found at high elevations for the "No vegetation" surface type.

As for the overestimation of the snowpack simulated by the D95-3L configuration discussed in in section 4.5.1, several reasons can be invoked to explain the underestimation of the amount of snow and the exaggerated snow melt intensity at intermediate elevations and in the presence of vegetation in the ES-DIF configuration. Apart from the biased atmospheric conditions, whose effects are discussed further in a separate subsection, we suspect conceptual choices made in ISBA for computing the surface energy balance in the presence of snow on the ground to bring about numerous drawbacks on snowpack modeling, exacerbated in the case when only one patch is used.

Figure 4.8a illustrates in a simplified way the heat exchanges between vegetation, soil surface and atmosphere in the presence of snow on the ground in a forested area, and Figure 4.8b how it is modeled using the ES-DIF configuration.

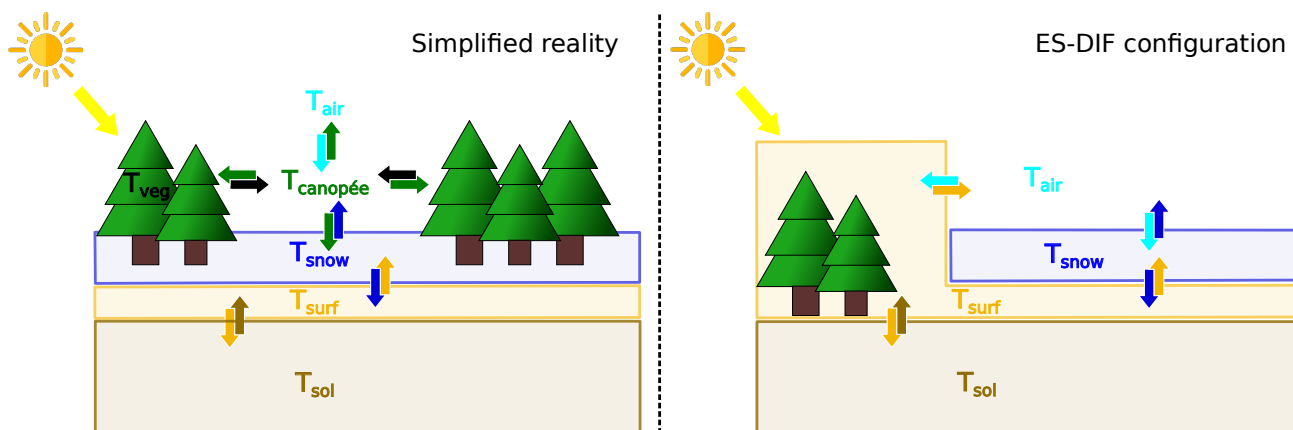


FIGURE 4.8 : Schematic illustration of the heat exchanges between the different component of a forested area in the presence of snow for two cases : a simplified case to represent the "reality" and the way the ES-DIF configuration represents it.

What we would expect to observe in forested areas as well as in open areas, is that even a small amount of snow covers most of the surface even if some of it is intercepted by trees, and tree trunks and branches remain uncovered. Consequently, the soil surface would be isolated from the canopy and the atmosphere and would interact mainly with the overlying snow and underlying soil by thermal diffusion and latent heat of phase change. Just above the soil surface, snowpack exchanges energy with a part of the atmosphere strongly influenced by the presence of the canopy, reducing momentum, shadowing part of the incoming shortwave, but emitting longwave radiation and latent heat flux through evapotranspiration. In this case, the air temperature above the canopy T_{air} would be influenced by the surface components mainly through turbulent fluxes, strongly modified by the canopy roughness.

In ISBA, however, the increase in snow amount on the ground is accounted for by progressively covering the surface and modifying surface variables such as the roughness length z_0 and albedo α_s , modulating the amplitude of the radiations absorbed and the turbulent fluxes (Boone et Etchevers, 2001). However, in forested areas, as the vegetation is included in a composite soil-vegetation surface layer, this means that snow gradually "replaces" vegetation.

To ensure that the effects of the vegetation on surface variables such as lowering albedo and increasing roughness length are adequately represented, notably to preserve turbulent fluxes to the atmosphere, the parameterization of the snow fraction over vegetation (see eq. 4.5) has been developed in such a way that part of the high vegetation surface remains uncovered even when a large amount of snow is present.

Unfortunately, since a single surface temperature is used for both snow-covered and snow-free surfaces, this approach inhibits most of the insulating effect of snow cover on the underlying ground.

Napoly et al. (2020) and Nousu et al. (2023) have documented the effects of this approach on the simulated snowpack in forests and examined its effects on the radiation balance and turbulent fluxes using standalone

simulation of the surface, forced by observed atmospheric variables. The authors found that the model significantly underestimate the snow extent and depth at several forested sites. The main reason is an unrealistic coupling between the soil surface and the atmosphere in the case of a partially snow-covered surface, which leads to a strong overestimation of the diurnal amplitude of the soil heat flux. During daytime, a considerable amount of energy can be absorbed over the snow-free area (mainly through incoming shortwave radiation), overestimating the warming of the surface layer below the snow-covered areas, heating the snowpack from below and likely causing excessive melting at its base. They also note that this approach tends to overestimate the latent heat fluxes, mainly due to the overestimation of soil evaporation, and that the strong coupling also leads to unrealistic surface cooling during nighttime, highlighted by an average cold bias of soil temperatures on the order of -5°C .

Initially intended as a compromise between the simulation of turbulent fluxes in the presence of vegetation and the insulating effect of the snowpack, this way of treating snow over in vegetated areas turns out to be largely unbalanced, to the detriment of soil temperature and snowpack simulation.

In our study, we suspects these feedbacks to constitute the leading mechanisms causing a large part of the underestimation of snow cover in the ES-DIF configuration, particularly in the presence of vegetation and at intermediate elevations, where we often find partially snow-covered surfaces. It is important to note that, in addition to the heating feedback from snow-free surfaces to snow-covered surfaces, other factors not directly tested in this study are likely to exacerbate this effect. Indeed, due to their effects on reducing thermal conductivity, some physical processes, such as air trapping at the soil-snow interface due to the presence of a litter layer and/or low vegetation, as well as a poor representation of organic matter content in the upper soil layers, may contribute to and exacerbate basal snowpack melting.

4.5.3 ES-DIF-OPT : an optimized configuration towards addressing conceptual issues in snow representation in the ISBA LSM

The ES-DIF-OPT simulation uses identical soil and snow schemes as the ES-DIF setup, to which a number of modifications have been added. Their primary aim is the reduction of excessive snow melt in the ES-DIF simulations, discussed in section 4.5.2.

Section 4.4.1 demonstrates that the ES-DIF-OPT configuration provides the best seasonal evolution of the snow depth at all elevations (see Figure 4.6), systematically increasing R^2 and decreasing ME values compared to the other two configurations. Its snow depth variations during accumulation and melt periods are similar to the ES-DIF simulation, but the frequency and magnitude of melting events are in much better agreement with observations.

Comparisons with MODIS snow cover duration (section 4.4.2) show a clear improvement in the seasonality of the snow cover compared to the other configurations. The differences are smaller for all elevation bands and surface types, with a greater reduction on the vegetated surface types and at intermediate elevations, as illustrated in Figure 4.7, by medians of differences close to zero, and distributions that show a reduced variance compared to the other configurations.

Figures 4.16 and 4.17 in appendix 4.6.3 provide a more thorough visualization of the distinct impacts of each modification and clarify the source of the biases in the snowpack simulation identified in the ES-DIF configuration.

The 3-PATCHS modification, as described in section 4.3.2.1, splits the calculation of energy and mass balances at the subgrid scale, performing an independent calculation for each patch and summing the fluxes obtained, rather than averaging the surface variables of each surface type and performing a single calculation. Its effects are significant on the simulation of the snowpack, as shown on Figure 4.16, by reducing the ME and increasing the R^2 , especially at low and intermediate elevations. We note that its impacts are limited above 1500 m, and negligible at 2700 m (i.e. where most of the grid cells are devoid of vegetation, see Figure 4.3.6.2). The boxplots of the snow cover duration differences in Figure 4.17 show that the 3-PATCHS modification has limited impact in case of a prevailing (i.e. cover more than 75% of the grid cell) "No veg" surface type, while the reductions of the differences are high for the "Low veg" and "High veg" surface types, and obviously for the "Mixed" surface type at low and intermediate elevations where the proportion of vegetation is high. Thus, the significant improvements brought about by this modification show that in many cases the aggregated characteristics of the surfaces, when using a single patch, cause exaggerated melt. It is likely that in these cases, the resulting aggregated surface characteristics present sufficiently low surface albedo and high roughness length to trigger the undesirable mechanism described in detail in section 4.5.2. This leads to undue melting either at the base of the snowpack

through an over-estimation of heating of the soil surface under snow-covered surface or at its surface through the overestimation of turbulent fluxes. This hypothesis is in line with the greater impact of this modification seen in the presence of high vegetation, where the aggregation of surface characteristics produces a higher roughness length and a lower albedo, and at intermediate altitudes, where the surface temperature is often near the freezing point.

The GFLUX modification consists in lowering the intensity of heat exchange between the surface and the overlying snow layer in the case of partially snow-covered grid cells (see section 4.3.3.3). This is a pragmatic approach, albeit not grounded on physical principles, to decrease exaggerated melt due to excessive melting at the base of the snowpack in the case of a partially snow-covered surface, as described in section 4.5.2. Figures 4.16 and 4.17 demonstrate significant improvements at the same elevation bands and surface types as the 3-PATCHS modification (i.e. intermediate elevation bands and in the presence of vegetation). The effectiveness of the modification in these areas supports the hypothesis of an overestimation of the ground heat flux, inducing basal melt in partially snow-covered surfaces, when this modification is not implemented.

Compared to the 3-PATCHS and GFLUX, the WSN-1 modification shows only slight improvements, probably limited by the chosen value, which may still be too high to increase substantially the sensitivity of the snow fraction parameterization. However, the chosen value is a first attempt as a compromise to avoid the over-reduction of the turbulent fluxes in the near-surface atmosphere (see section 4.5.2 for further details).

Overall, the ES-DIF-OPT configuration outperformed the other two in every aspect of the snow simulations investigated in this study. We suggest considering this configuration as a basis for future simulations using the CNRM-AROME model. Although the study concentrates the evaluation on seasonal snow cover in mountainous areas, a clear improvement in the representation of snow events in lowlands is also expected. Snow events in lowland areas, which are typically less intense than those in mountainous locations, are unlikely to cover the entire surface of the grid cells within the ISBA model. Consequently, these events would most likely be underestimated (snow depth, snow cover duration) using the ES-DIF configurations with only one patch, leading to unrealistically early melting, which will be greatly reduced using our optimised configuration. Specific investigations are required to assess these expected improvements explicitly.

4.5.4 Perspectives regarding error compensations and the effects of land surface atmosphere coupling

The present work has only addressed a fraction of the sources of model errors, focusing on those related to the surface scheme. The results section, and more specifically the Figure 4.9, provides evidence of numerous other potential sources of error that can have major implications for the simulation of the snowpack. This justifies that we did not attempt to achieve "perfect" match with observations through modifications of the land surface scheme, both because observations are also affected by uncertainties, and because other sources of errors, in particular in the atmospheric part of the CNRM-AROME model, certainly play a role in the overall performance of the model used.

Figure 4.9a shows the time series for the period 01/10/2019 to 30/09/2020 of the simulated and observed snow depth at four well-instrumented stations for which a detailed description can be found in Figure 4.18 and table 4.2 in appendix 4.6.4. Figure 4.9b displays the *ME* of multiple variables, calculated as the differences between the each configurations and the observed time series over the common snow-covered days (snow depth ≥ 1 cm), with the aim of highlighting the interactions between atmospheric forcings and other near-surface variables that could alter snowpack simulations.

The site of Torgnon and Col du Lac Blanc on Figure 4.9a, both located above 2000 m above sea level (see Table 4.2 in appendix 4.6.4), show an overestimated amount of snow all along the season, with discrepancies progressively widening during the accumulation period. During this period (early in the season), only few melt events occur (in both observations and simulations), and appear to be well captured by the different model configurations as shown by simulated snow depth variations highly correlated to observations. These findings would therefore point towards an overestimation of the snowfall amount by the CNRM-AROME model at these high elevation sites. This overestimation of snowfall is consistent with previous studies that used the CNRM-AROME model, such as Monteiro et al. (2022), Monteiro et Morin (2023) and Lucas-Picher et al. (2023), which reported a widespread overestimation of winter precipitation at high elevations over the Alpine ridge. This overestimation is also confirmed by (Haddjeri et al., 2023) who used the NWP AROME precipitation fields to force standa-

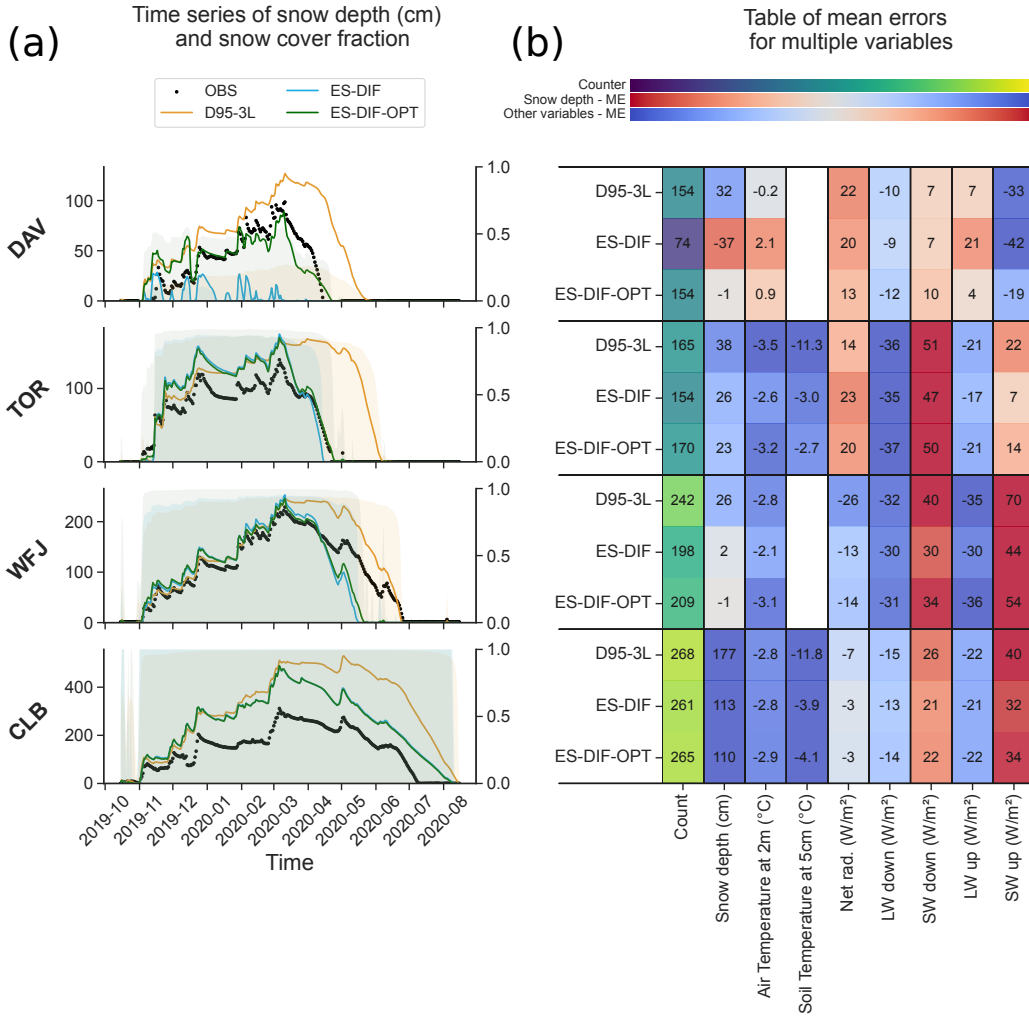


FIGURE 4.9 : (a) Panel of time series the snow depth at four well-instrumented stations (i.e. Davos (DAV), Torgnon (TOR), Weissfluhjoch (WFJ) and Col du Lac Blanc (CLB)) for the period 01/10/2019 to 30/09/2020. The colored solid lines correspond to the time series simulated for each land surface configuration at the grid cell including the site location, while the black dots indicate the observed time series. For each graph and each experiment, the simulated snow fraction values are indicated in the colored shaded areas (the y-axis on the right refers to the simulated snow fraction). (b) Mean error (ME) values for each of the configurations for the four well-instrumented stations. The ME values are calculated over daily values for the 2019-2020 season for days for which snow is present (i.e. snow depth ≥ 1 cm) in both the observed and simulated time series. The "Count" refers to the number of days used to compute the score.

lone SURFEX simulations, resulting in an overestimated amount of snow over multiple areas the French Alps. Nonetheless, this overestimation may not be systematic, as shown at the Weissfluhjoch site, located at 2500 m, presenting snow depth values during the accumulation period close to the observations, and at 2100 m and 2700 m compared to the multi-stations mean on Figure 4.6 section 4.4.1.

The simulated irradiance values (incoming longwave and shortwave) at each of the well-instrumented sites display systematic biases (see Figure 4.9b), namely an overestimation of the shortwave and an underestimation of the longwave. These can be substantial during the snow season, reaching -35 W m^{-2} for the incoming longwave radiation, and $+50 \text{ W m}^{-2}$ for the incoming shortwave radiation. They corroborate previous studies, that have documented these biases in the NWP version of AROME (Vionnet et al., 2016; Quéno et al., 2020; Gouttevin

et al., 2023) and the CNRM-AROME climate simulation (Lucas-Picher et al., 2023), all attributing it to the underestimation of the cloud cover over mountainous regions. In our study, the positive incoming shortwave biases may play a key role in the exaggerated melt frequency and magnitude in the ES-DIF configuration at low and intermediate elevations. Indeed, in cases of partially snow-covered surfaces, incoming shortwave biases may strongly favor the warming of the soil surface and enhance the feedback leading to undue melt, described in detail in section 4.5.2.

Conversely, the negative biases of the incoming longwave radiation in Figure 4.9b are likely to contribute to the underestimated melting rate at some high elevation sites such as the Col du Lac Blanc site, as Lapo et al. (2015) and Quéno et al. (2020) demonstrated that a deficit of incoming longwave radiation often leads to a large underestimation of melt intensity. These biases are also prone to lead to the over-cooling of the surface during nighttime, increasing the near-surface stability of the atmosphere and triggering the self-sustaining stability feedback energy loss described by Lapo et al. (2015), in which the increasing stability inhibits turbulent exchanges, thus accelerating the surface cooling. As reported by Gouttevin et al. (2023), the biased incoming longwave explains a large fraction of the surface temperature biases in AROME NWP simulations at Col du Lac Blanc, and contributes to the cold bias in near-surface air temperatures as it is diagnosed from it. These biases and associated feedback are likely to contribute to the cold biases observed at other high elevation sites, such as Torgnon and Weissfluhjoch, and we can even expect it to be relatively widespread across the Alpine ridge, where a generalized winter and spring cold bias at high elevations have been documented in several studies (Monteiro et al., 2022; Lucas-Picher et al., 2023; Monteiro et Morin, 2023).

In the end, in addition to the surface modelling errors, our experiments also corroborate two substantial errors sources in terms of irradiance values. The literature suggests that the biases have conflicting impacts on the snowpack and are location-specific (Lapo et al., 2015; Quéno et al., 2020). The location factors that significantly influence the effects of the biases include exposure, elevation, and climate type. Therefore, disentangling the impacts of individual biases in coupled surface-atmosphere simulations is almost impossible.

In this study, we investigated three-year long simulation results using three main surface configurations of the coupled surface-atmosphere convection-permitting regional model CNRM-AROME over the European Alps at 2.5 km horizontal resolution. It is the first case where detailed investigations using CNRM-AROME as a regional climate model are performed using a land surface configuration strongly deviating from the land surface configuration used by AROME for NWP applications.

By leveraging different datasets used as a reference, we explore multiple aspects of the simulation of the seasonal snow cover, such as an extensive analyses of the snow depth time series over 2018-2019 and a spatially exhaustive comparison of the snow cover duration using MODIS remote sensing data over 2018-2020.

Based on this analysis, we documented further the issues of the current land surface configuration used in CNRM-AROME for climate studies (Coppola et al., 2020; Caillaud et al., 2021) and numerical weather prediction (Seity et al., 2011; Brousseau et al., 2016) (i.e. D95-3L). We shed lights onto the potentials and limitations of an enriched surface configuration using intermediate complexity, multi-layer soil (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011) and snow (Boone et Etchevers, 2001) schemes (i.e. ES-DIF). Ultimately, we introduced an optimized land surface configurations based on the ES-DIF configuration (i.e. ES-DIF-OPT).

We confirmed the documented issues of the D95-3L default configuration (Monteiro et al., 2022; Lucas-Picher et al., 2023; Monteiro et Morin, 2023), namely a spatially widespread overestimation of the amount of snow and delay of the end of the snow season up to month and a half. Using a categorical analyses of the snow cover duration by surface type and a comprehensive comparison of the energy balance at some punctual sites reveal wider discrepancies on vegetated areas, and a clear underestimation of melt during most of the snow season. These issues were mainly attributed to the over-simplicity of the snow scheme, including the snowpack in a soil-vegetation-snow composite layer.

We demonstrated that the multi-layer soil and snow schemes configuration ES-DIF failed at reproducing the seasonality of the snow cover in the European Alps if only one patch is used. Although the many additional physical processes (compared to the D95-3L configuration) enable this configuration to capture well most of the variations of the snow depth during the snow season, the simulation presents a widespread underestimation of the duration of the snow cover below 2500 m particularly at intermediate elevations and in the presence of vegetation, resulting from an exaggerated melt. We discussed the origin of this issue, already reported in standalone surface simulations by Napoly et al. (2020) and Nousu et al. (2023), and attributed to conceptual choices in the ISBA LSM with respect to the snow cover fraction. This behaviour results indeed from an underestimated snow cover

fraction in vegetated areas, leading to an over-warming of the soil surface below the snowpack provoking undue melt at its base.

This issue is a major topic as it appears in many modeling system using similar configurations. Indeed, it is identified to be causing a wide underestimation of the snow cover in boreal regions in the CNRM-CM6 GCM (Decharme et al., 2019) model results, and likely explains the early melt in the latest simulations of the CNRM-ALADIN RCM, also using a similar land surface configuration, as shown by Monteiro et Morin (2023).

Finally, we introduced the ES-DIF-OPT configuration, mostly based on existing options in SURFEX but not activated hitherto, which provides the best estimation of the seasonality of the snow cover and daily evolution of the height of snow over a large sample of observations in the European Alps. We find that the reduction of the ground heat flux and the splitting of the energy balance for three surface type categories constitute the major contributions to lowering the errors. Their effectiveness confirms the hypotheses put forward to explain the exaggerated melting in the ES-DIF simulation and underlines the importance, even at kilometer resolution, of taking into account the main sub-grid heterogeneities concerning surface type in mountainous terrain. In the analysis of the preferred configuration ES-DIF-OPT, this allows the simulation of snow cover to be satisfactory compared with the references used in many cases.

At the end, the ES-DIF-OPT configuration consists of an adjusted configuration, which limits the shortcomings of the ES-DIF configuration, offering an interesting alternative that we recommend for future simulations using the CNRM-AROME model and other modeling systems using similar configurations, pending that a more physical solution can be implemented in coupled model configurations. Indeed, the ES-DIF-OPT configuration still fails to adequately capture the evolution of snow beneath the forest and around the mean snowline elevation, where partially snow-covered surfaces are often observed. These results advocate for the use of explicit vegetation modules instead of composite soil-vegetation approach, enabling the current snow-covered fraction parameterisation to be redefined as the below-canopy snow coverage, reducing the excessive sensitivity of simulation results to this very uncertain parameterization (Nousu et al., 2023). Such approach is already implemented in most LSMs (e.g. ECLand (Boussetta et al., 2021), NOAH-MP (Niu et al., 2011), CLM5 (Lawrence et al., 2019), JULES (Best et al., 2011)), and recent developments have been made to implemented it in ISBA through the MEB (Multi Energy Balances) module (Boone et al., 2017; Napoly et al., 2017). Unfortunately, this advanced version of the land surface scheme SURFEX cannot yet be activated in CNRM-AROME. The developments performed and evaluated in this work demonstrate the benefit in bridging the gap between currently used land surface configurations in AROME (for climate and NWP applications) and existing, state-of-the-art configurations in SURFEX, that require further work in order to be applicable in coupled model experiments and applications.

Code and data availability

Météo-France belongs to the ACCORD consortium (<http://www.accord-nwp.org/>) for development of limited-area models (LAM) and forecasting systems for numerical weather prediction (NWP), within which it cooperates on the development of a shared system of model codes. ACCORD was established in 2021 and initially brought together members of the consortia ALADIN, LACE and HIRLAM. The AROME model forms part of the shared system of model codes. According to the ACCORD Memorandum of Understanding and in particular its Annexes IX and X, all members are allowed to license the shared codes to non-anonymous requests within their home country for non-commercial research. Access to the full AROME code can be obtained by contacting one of the member institutes of the ACCORD consortium.

All computations were performed with Python software version 3.9.13. The codes and snow depth simulations for each CNRM-AROME experiments are available from a zenodo repository (Monteiro et al., 2024). It includes the snow depth simulations for each CNRM-AROME experiments used in the study as well as scripts (in a notebook form) for the following tasks : performing all data preprocessing, reading the different data sources, statistical analyses and figures making.

The remote sensing MODIS (MOD10A1F) dataset is available following this doi : <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD10A1F>

Part of the in situ snow depth observations were taken from Matiu et al. (2021a) and can be accessed for scientific uses at Matiu et al. (2021b). Additional Austrian snow depth observations are gathered into the TAWES and SNOWPAT datasets and were collected and treated by GeoSphereAT and the Hydrographic Central Office of Austria (HZB). They are accessible for scientific uses upon request to GeoSphereAT. Additional Swiss snow

depth observations come from the IMIS datasets (Measurement et IMIS, 2023), accessible for scientific uses.

The main data from the Col du Lac Blanc data are available at https://doi.osug.fr/public/CRYOBSCLIM_CLB/ and technical information can be find in Gouttevin et al. (2023). The Torgnon data (Cremonese et al., 2023), meta-data and licence information can be accessed here : https://meta.icos-cp.eu/objects/40ux_ciuCRP59z067MrpmM5A. The Davos dataset from MeteoSwiss can be accessed for scientific uses through the IDAweb portal : <https://www.meteosuisse.ch/et-publications/service/produits-meteorologiques-et-climatiques/portail-de-donnees-pour-l-enseignement-et-la-recherche.htm>. The Weissfluhjoch dataset can be accessed for scientific uses from the WSL Institute for Snow and Avalanche Research (SLF).

4.6 Appendices

4.6.1 Sensitivity of the snow cover fraction parameterization over vegetation

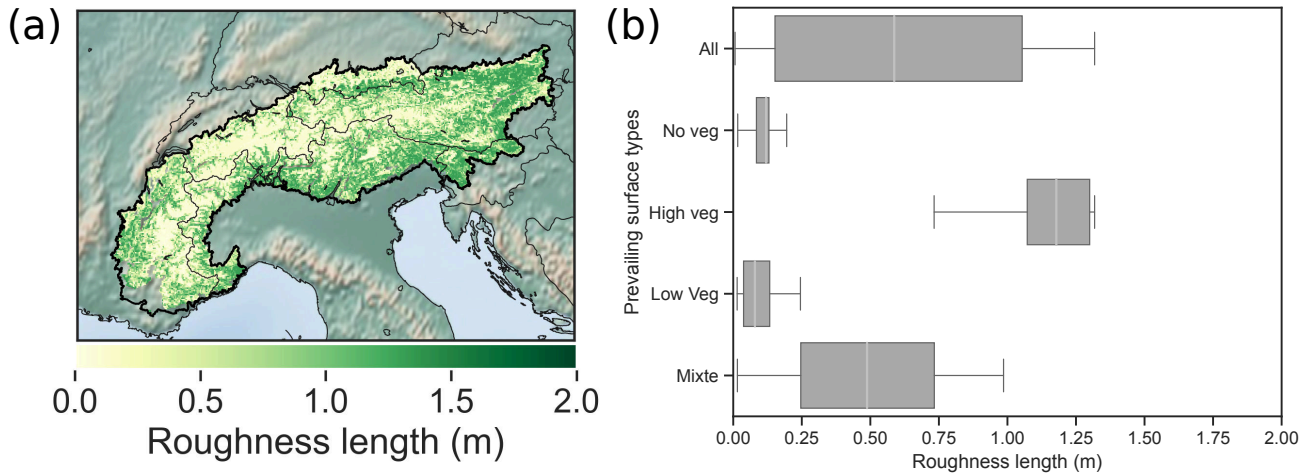


FIGURE 4.10 : (a) Map of the mean surface roughness length values over the two winter seasons (November to April for the 2018-2019 and 2019-2020 periods) using the D95-3L configuration. (b) Boxplot representing the spatial distribution of the mean roughness length values over the two winter seasons (November to April for the 2018-2019 and 2019-2020 periods) using the D95-3L configuration classified by prevailing type of surface (see section 4.3.7.3 for details). It is noteworthy that, although the roughness length values are displayed for the D95-3L configuration and vary with the amount of snow on the grid cell, they are very similar for all the configurations tested.

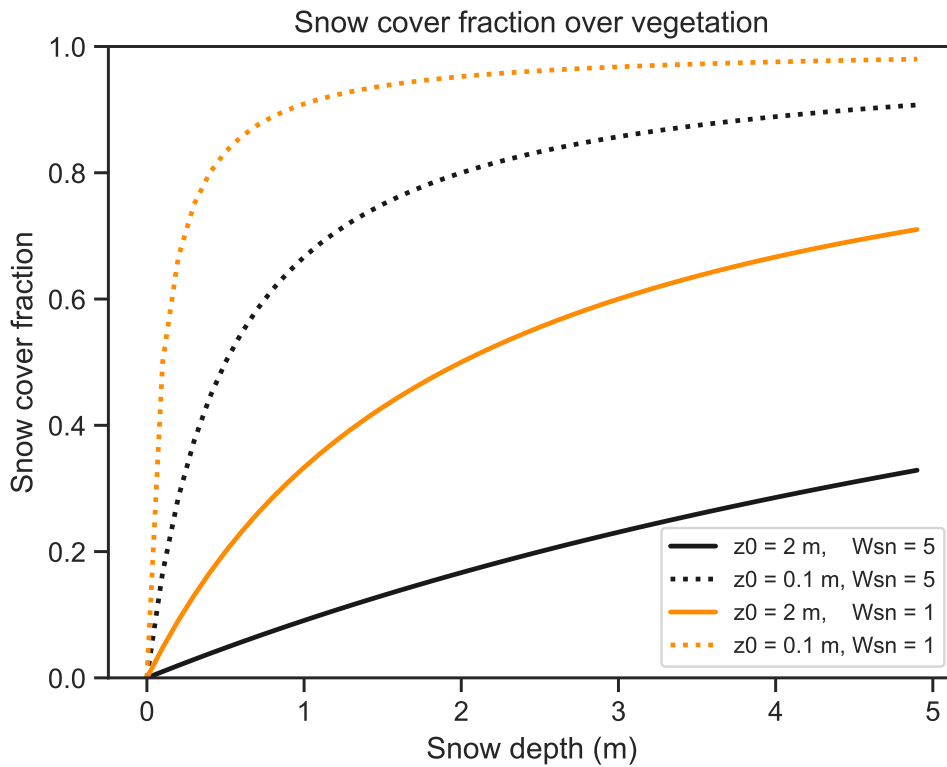


FIGURE 4.11 : Snow cover fraction over vegetation as a function of snow depth for multiple combination of values for the roughness length z_0 and the scaling factor W_{sn} . The black curves represent the sensitivity of the snow cover fraction parameterization using a value of $W_{sn} = 5$ as set for the D95-3L and ES-DIF configuration, while the orange curves uses a value of $W_{sn} = 1$, used for the ES-DIF-OPT configuration.

4.6.2 Impact of the initialization (spin-up) approach on snowpack simulations

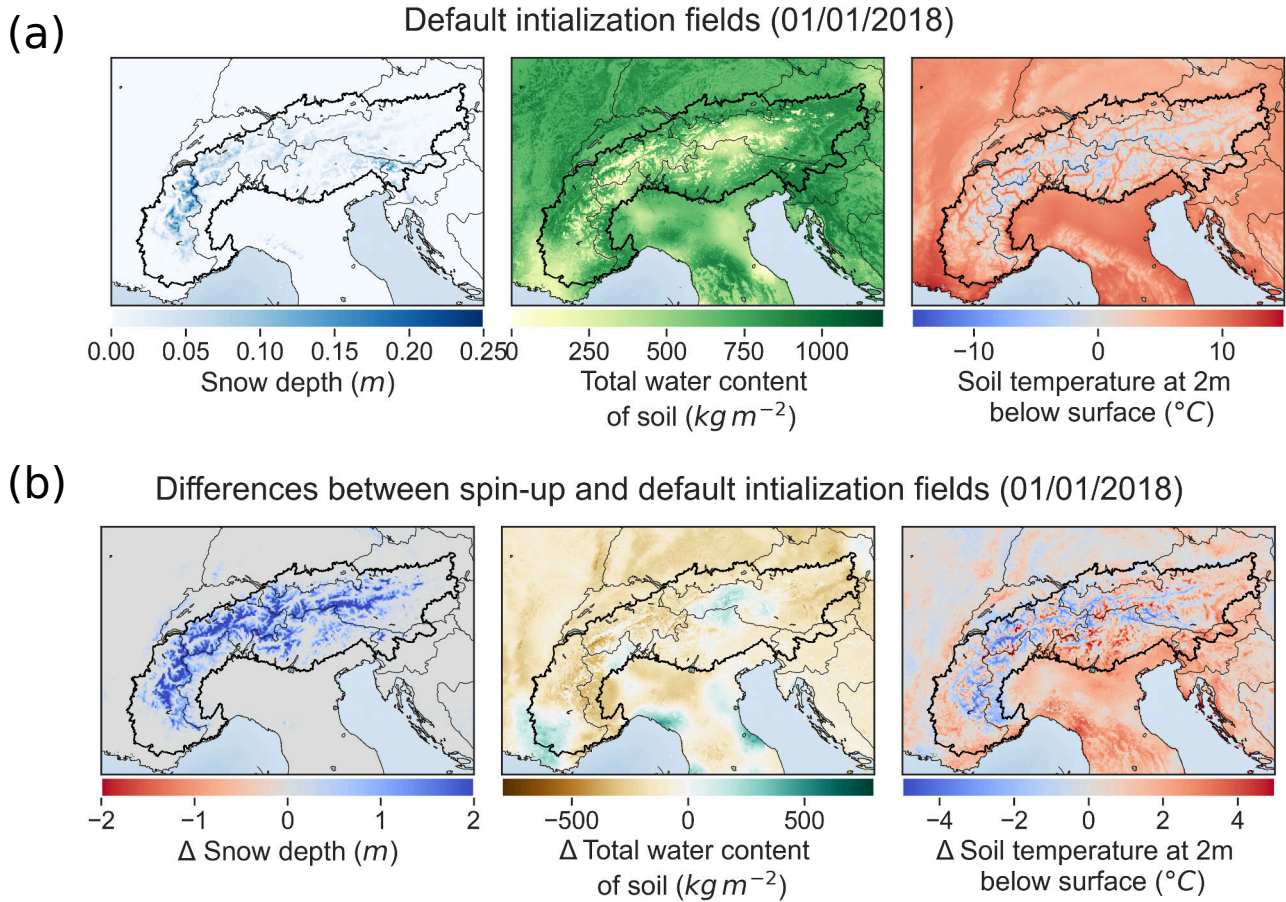


FIGURE 4.12 : (a) Maps of the snow depth, the total water content of soil and the soil temperature at 2 m fields of our experiments at the initialisation date (01/01/2018) using the default initialisation procedures. (b) Maps of the differences between the default initialisation procedures and the initialisation resulting from 13 years of offline spin-up for the snow depth, the total water content of soil and the soil temperature at 2 m fields at the initialisation date (01/01/2018).

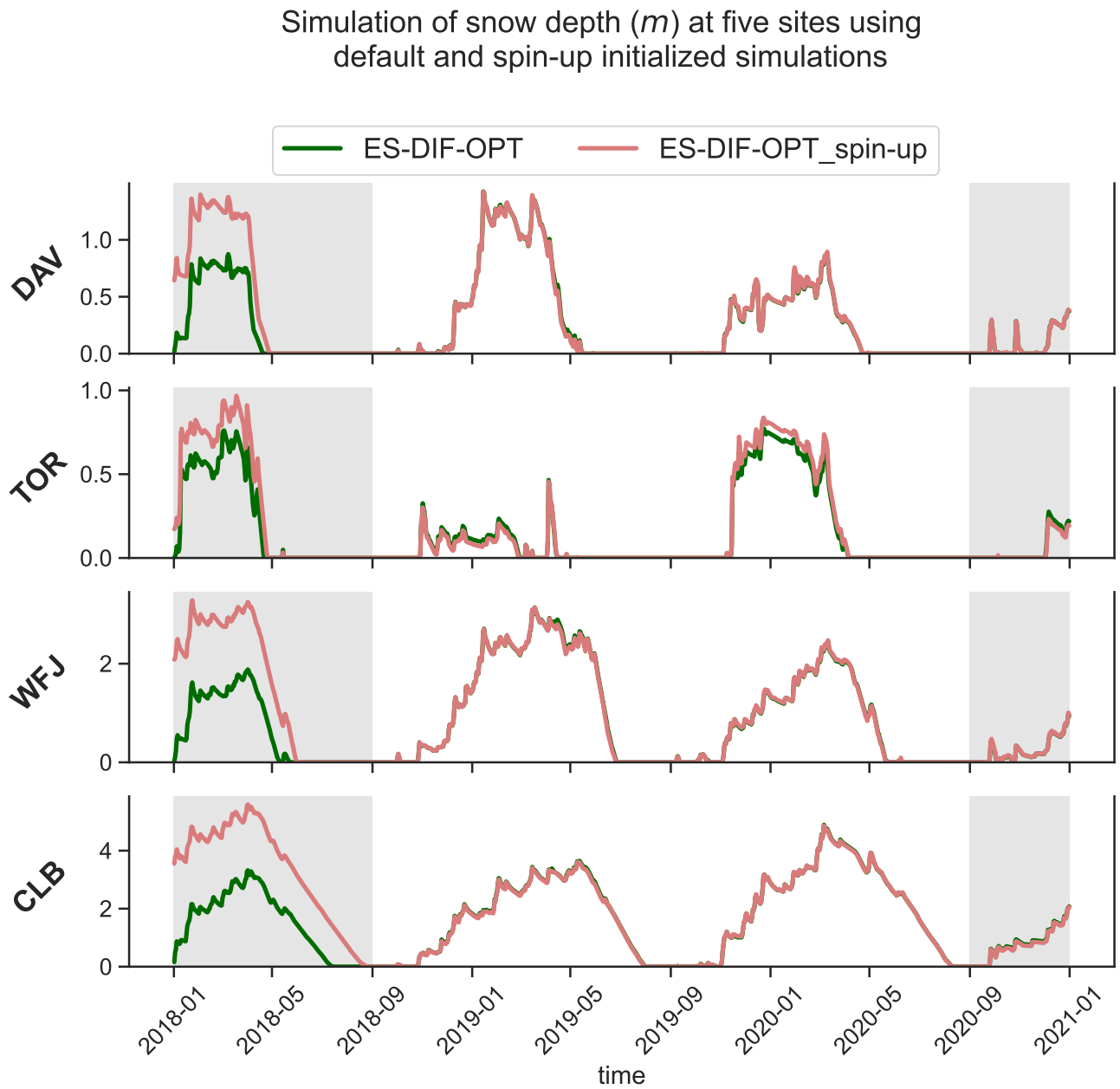


FIGURE 4.13 : Time series of the snow depth at four sites over the 01/01/2018 to 31/12/2020 using the ES-DIF-OPT configuration, either with the default initialisation field (darkgreen continuous line) or the initialisation field resulting from 13 years of offline spin-up (lightred continuous line). Shaded areas correspond to periods that were not evaluated in the study.

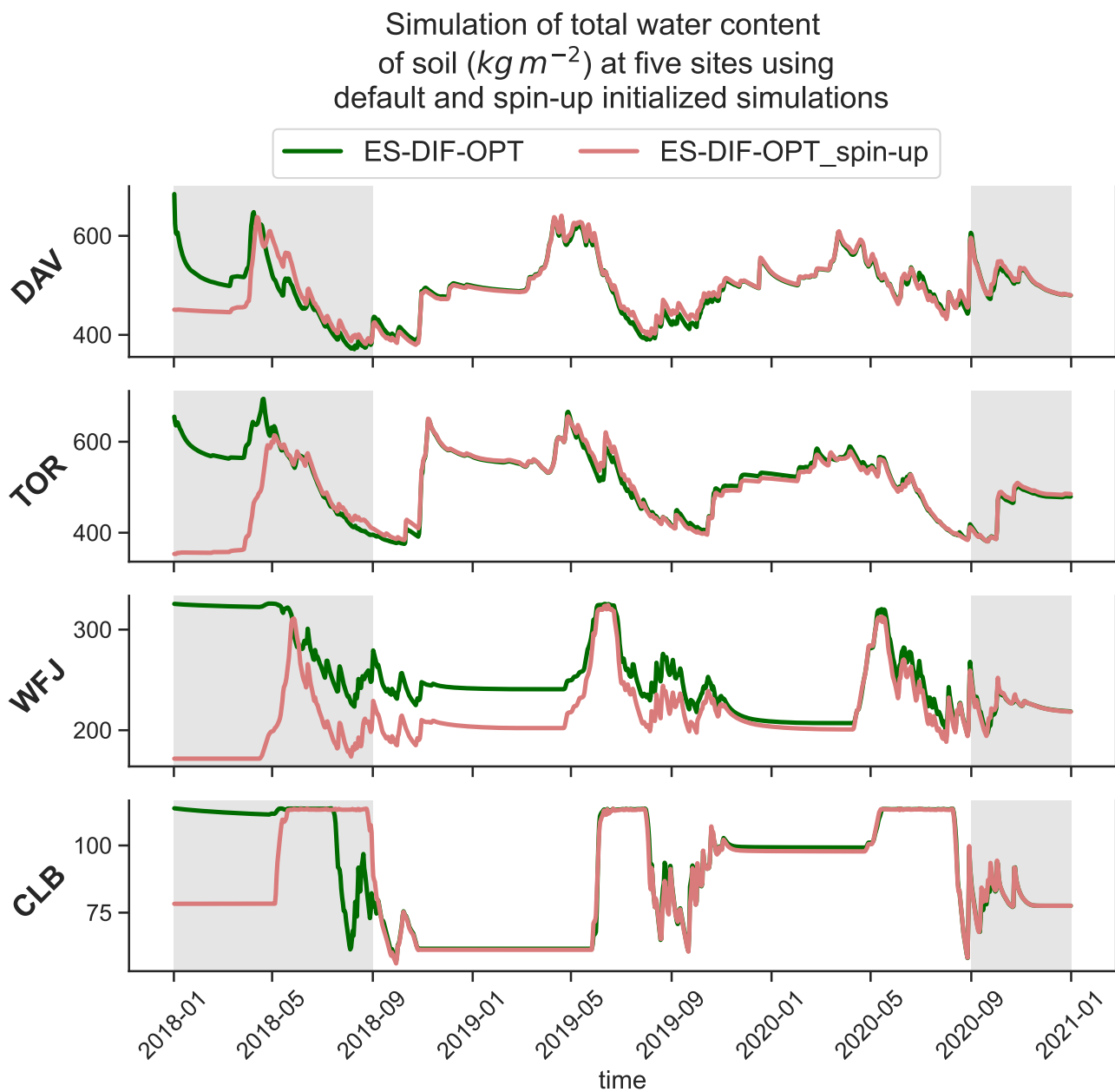


FIGURE 4.14 : Time series of the total soil water content at four sites over the 01/01/2018 to 31/12/2020 using the ES-DIF-OPT configuration, either with the default initialisation field (darkgreen continuous line) or the initialisation field resulting from 13 years of offline spin-up (lightred continuous line). Shaded areas correspond to periods that were not evaluated in the study.

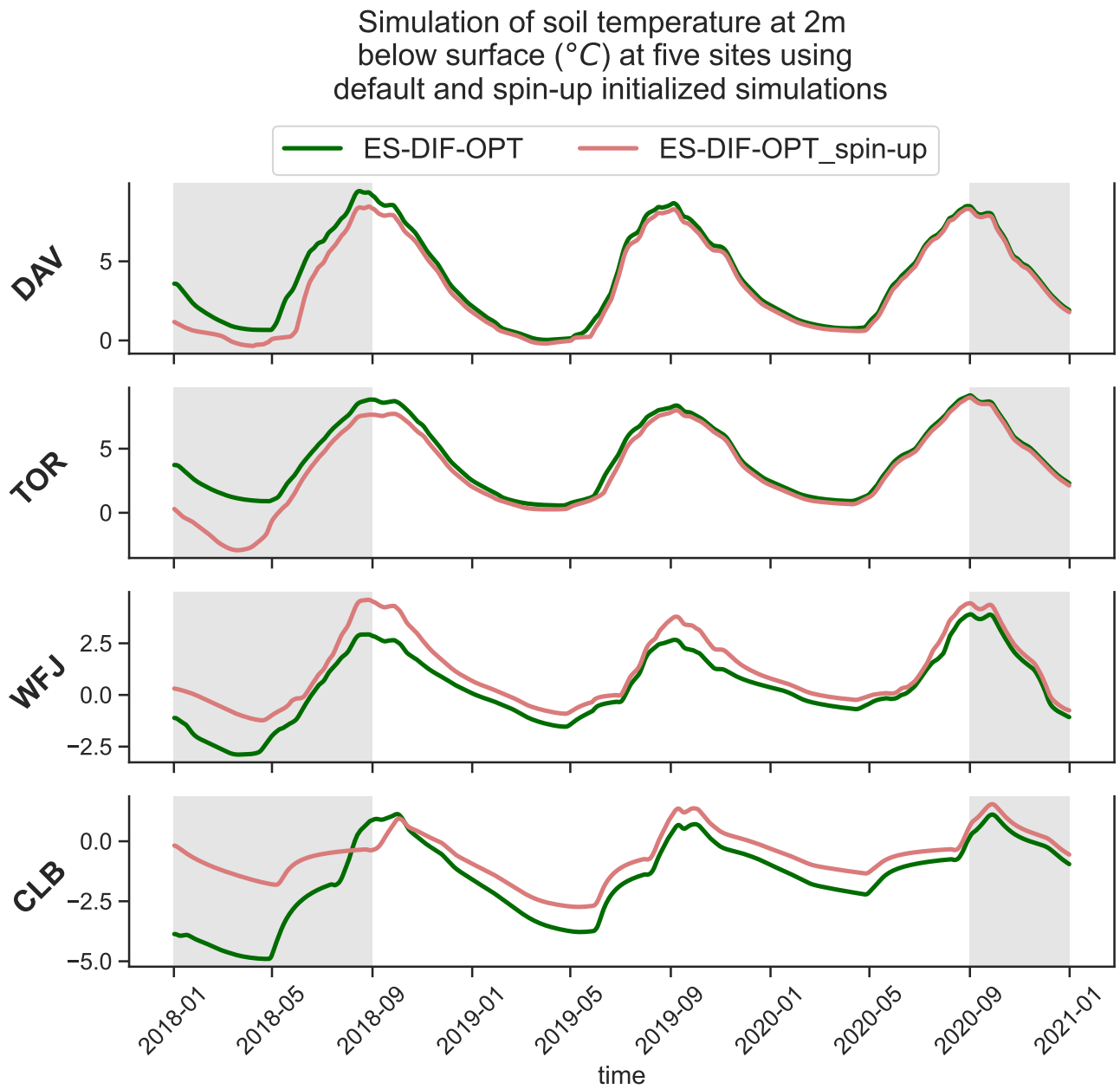


FIGURE 4.15 : Time series of the soil temperature at 2m below surface at four sites over the 01/01/2018 to 31/12/2020 using the ES-DIF-OPT configuration, either with the default initialisation field (darkgreen continuous line) or the initialisation field resulting from 13 years of offline spin-up (lightred continuous line). Shaded areas correspond to periods that were not evaluated in the study.

4.6.3 All tested experiments

Large scale evaluation of snow depth over the 2018-2019 winter

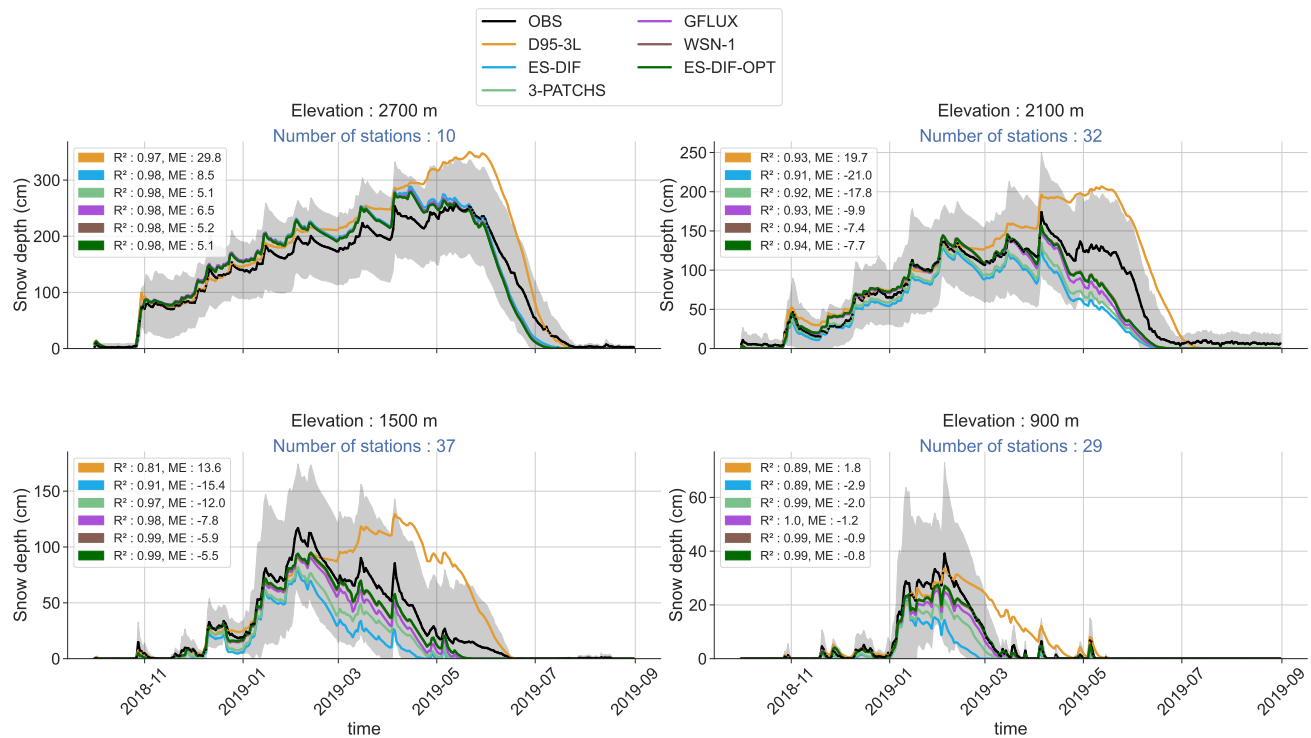


FIGURE 4.16 : Multi-stations mean time series of the height of snow for the 2018-2019 winter for four elevation bands of 300 m ($900\text{ m} \pm 150\text{ m}$, $1500\text{ m} \pm 150\text{ m}$, $2100\text{ m} \pm 150\text{ m}$ and $2700\text{ m} \pm 150\text{ m}$). Colored continuous lines corresponds to the simulated multi-stations mean time series for each of the configuration. Black lines with circle markers correspond to the multi-stations mean time series of the in situ measurements with the inter-stations standard deviation represented in gray shaded areas. For each elevation bands, the number of stations used to construct the mean and the standard deviation are displayed in blue font. At each elevation bands and for all configurations, the correlation (R^2) and the mean error (ME) computed using the multi-mean time series between the simulated and the in-situ measurements are displayed.

Snow cover duration evaluation using MODIS remote sensing data

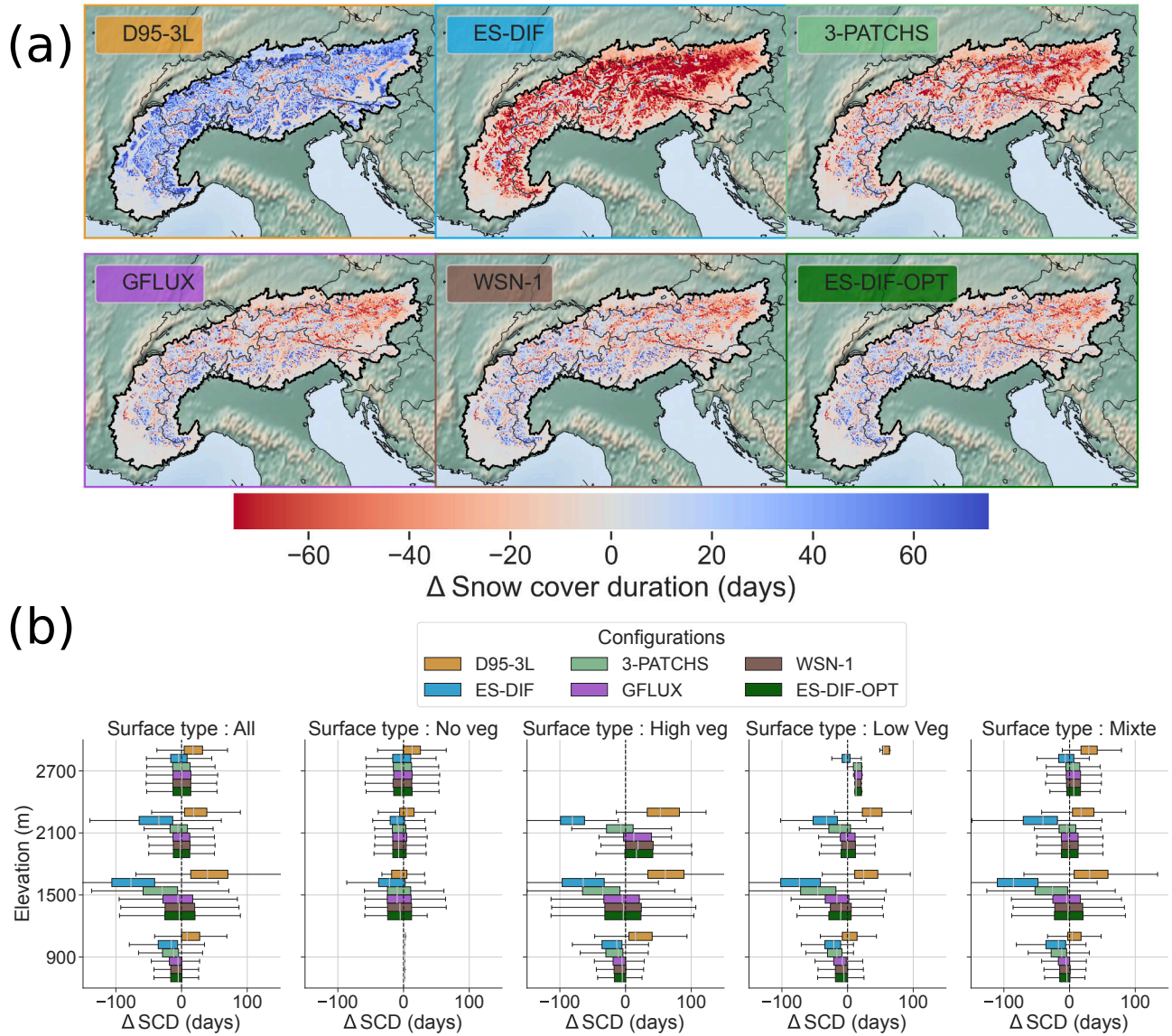


FIGURE 4.17 : Snow cover duration differences between the different configurations and MODIS observations in the European Alps. Note that MODIS products initially at 500 m horizontal resolution have been regridded over CNRM-AROME horizontal resolution (2.5 km) grid using a first-order conservative method. (a) Map of the average differences (mean error) of the snow cover duration (SCD) over 2 seasons (2018-2019 and 2019-2020) for each configurations compared to MODIS SCD. (b) Boxplot representing the spatial distribution of the average differences (mean error) of the SCD over 2 seasons (2018-2019 and 2019-2020) compared to MODIS SCD for each datasets for six elevation bands of 300 m (900 m \pm 150 m, 1500 m \pm 150 m, 1800 m \pm 150 m, 2100 m \pm 150 m, 2400 m \pm 150 m and 2700 m \pm 150 m). Each column corresponds to the values classified by prevailing type of vegetation (see section 4.4.2 for details).

4.6.4 Multivariate comparison at four well-instrumented sites

Location and characteristics of the station and the corresponding CNRM-AROME grid point

Location of well-instrumented stations

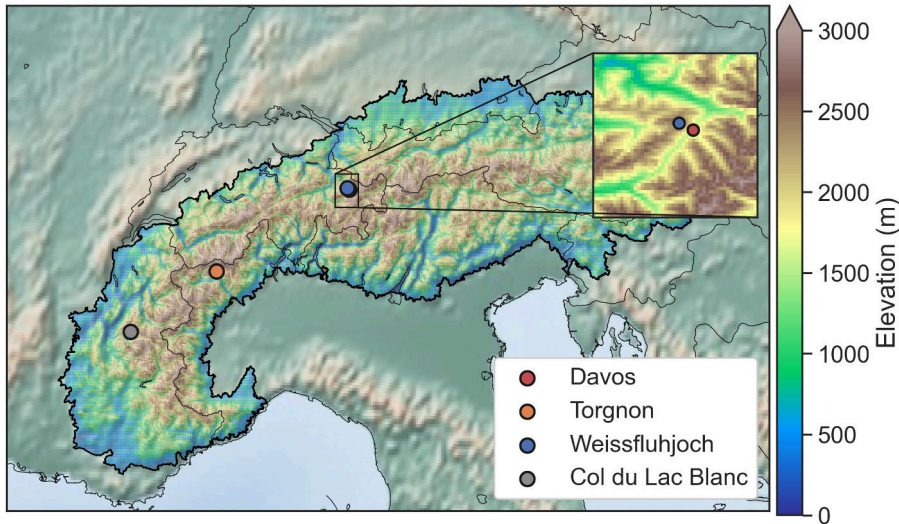


FIGURE 4.18 : Location of the well instrumented in-situ stations together with the digital elevation model at 1 km horizontal resolution

Sites	Stations			CNRM-AROME grid cell	
	Longitude, latitude (°)	Elevation (m)	Surface type	Elevation (m)	Surface type
Davos (DAV)	9.84355, 46.81297	1590	Grassland	1741	66 % high vegetation 33% low vegetation
Torgnon (TOR)	7.57805, 45.84444	2168	Grassland	2299	10 % rock 90 % low vegetation
Weissfluhjoch (WFJ)	9.80928, 46.82964	2536	Rock	2407	66 % rock 33 % low vegetation
Col du Lac Blanc (CLB)	6.11197, 45.12758	2720	Rock	2738	100 % rock

TABLE 4.2 : Main characteristics of the well-instrumented in-situ stations. Besides their longitude and latitude, the elevation and surface type are given for the stations itself and for the corresponding CNRM-AROME grid cell including it and used for the comparison.

Authors contributions

DM, CC and SM conceptualized the study. DM performed the visualisation and the formal analyses. DM, SM, AN and ML did the investigation. DM, CC, AN and AA did the data curation. DM and SM designed the methodology. AA, AN and MF provided support with the software. DM, SM, ML, CC and MF wrote the original draft. SM supervised the work.

Competing interests

The contact author has declared that neither of the authors has any competing interests.

Acknowledgements

The authors gratefully acknowledge the WCRP-CORDEX Flagship Pilot Study on Convective phenomena at high resolution over Europe and the Mediterranean [FPSCONV-ALP-3]. This work is part of the Med-CORDEX initiative (<http://www.medcordex.eu>). CNRM/CEN is a member of LabEX OSUG@2020. This study has received funding from Agence Nationale de la Recherche - France 2030 as part of the PEPR TRACCS programme under grant number ANR-22-EXTR-0011.

We thank the following institutions for sharing with us daily snow depth and surface variables records from station data : the GeosphereAT and specifically Roland Koch and Marc Olefs and sharing with us quality-checked data, the Hydrographic Central Office of Austria (HZB), MeteoSwiss and the WSL Institute for Snow and Avalanche Research (SLF) and specifically Christoph Marty for the contact and sharing with us quality-checked data.

We thank Isabelle Gouttevin and Hugo Merzisen, and Yves Lejeune, for their valuable advice on the use of Col du Lac Blanc and Col de Porte data, respectively. We thank Patrick Samuelsson, Danijel Belusic and Andreas Dobler for valuable exchanges on HARMONIE-AROME developments and issues. We thank Ingrid Etchevers for her valuable contributions during the numerous discussions on issues related to the NWP AROME model.

The authors also thank Emanuel Dutra and Richard Essery for their careful revision, which helped improve the manuscript.

CHAPITRE 5

Conclusions et perspectives

Contents

5.1	Approches hybrides dans les Alpes Européennes	153
5.2	Potentiels et limites de CNRM-AROME	155
5.3	Amélioration de la représentation de l’enneigement avec CNRM-AROME	156
5.4	Perspectives pour la représentation de l’enneigement avec CNRM-AROME	157
5.5	Les orientations des études sur le climat	158

5.1 Approches hybrides pour représenter les conditions météorologiques et d’enneigement passées dans les Alpes Européennes

Le chapitre 2, dont les résultats sont présentés sous la forme de l’article Monteiro et Morin (2023), s’insère dans un cadre plus large qui vise à documenter les caractéristiques des produits hybrides, tels que les réanalyses notamment, utilisés pour caractériser les conditions nivo-météorologiques de montagne et leur évolution. De telles investigations sont fondamentales pour informer sur les usages pertinents de ces produits pour les utilisations en aval et soulever les problématiques ainsi que les limites à prendre en compte pour le développement des futurs produits, participant à l’effort de quantification des incertitudes dans ces jeux de données complexes comme rappelé par Parker (2016).

Dans cet article, nous avons pu montrer sur la région des Alpes européennes que les jeux de données hybrides produits récemment présentent chacun des avantages et des limites, sans qu’aucun ne surpasse les autres sur l’ensemble des aspects d’intérêts pour les études du climat passé : climatologie, variabilité interannuelle et tendances. Leurs capacités pour ces trois aspects dépendent de nombreux facteurs inhérents aux systèmes de modélisation utilisés. Ils sont particulièrement difficiles à attribuer du fait de la complexité des outils et de l’impossibilité technique d’effectuer la plupart des études de sensibilité permettant d’identifier clairement les contributions de chaque choix ou configuration aux performances globales des systèmes. Nous notons aussi qu’aucun des outils mobilisés ne prend en compte la ”meilleure” configuration possible de modélisation sur tous les plans, pour des raisons de coûts de calcul mais aussi de coordination des développements logiciels des modèles utilisés pour la prévision météo et l’étude du climat.

Néanmoins l'approche employée pour l'assimilation des observations est souvent déterminante pour le type d'usage qui peut en être fait en aval. On peut distinguer deux approches principales, antagonistes dans leurs effets et qui ont déjà été évoquées dans la section 1.3.1 :

- Inclure autant d'observations que possible pour obtenir la description la plus proche des observations des conditions météorologiques et de surface jour par jour, aux dépens de l'homogénéité temporelle du jeu de données ainsi produit.
- Privilégier l'assimilation d'un nombre restreint d'observations homogènes dans le temps pour éviter d'altérer les tendances passées en effectuant cependant une correction moins performante des erreurs de modélisation mais similaire au cours du temps.

La qualité de ces produits visant à combler le manque d'observations conservent donc une forte dépendance à l'étendue et à la disponibilité des réseaux d'observations avec un fort enjeu sur leur homogénéité dans le temps pour les applications visant à quantifier l'ampleur des changements passés.

La création de jeux de données d'observation homogènes et étendus dans l'espace et dans le temps reste essentielle pour améliorer notre compréhension des changements climatiques passés. Il existe donc un besoin important d'initiatives visant à partager, collecter, homogénéiser et mettre à disposition les données d'observation. La mise en oeuvre de telles initiatives à l'échelle transnationale, comme présentée dans Matiu et al. (2021a) pour les observations de hauteur de neige dans les Alpes européennes, est souvent laborieuse en raison de la diversité des acteurs à contacter et des disparités importantes dans la qualité et le format des données fournies. Cependant, elles sont particulièrement bénéfiques pour la communauté scientifique et devraient être multipliées, étendues et pérennisées. Des initiatives existent en ce sens au niveau international, comme c'est le cas pour l'observation du manteau neigeux au sein du Joint Body on the status of the mountain snow cover (SMSC), lancé par l'International Association of Cryospheric Sciences (IACS) en collaboration avec l'OMM et la Mountain Research Initiative (MRI). Cependant, celle-ci ne dispose pas de moyens propres et repose uniquement sur l'investissement des personnels de la recherche sur leur temps de travail.

Comme montré dans la section 1.3.1 de l'introduction, les réseaux d'observations sont beaucoup plus étendus sur de courtes périodes récentes (avec toutefois des fluctuations) mais se restreignent considérablement quand il s'agit d'identifier des séries de données couvrant plusieurs décennies. Cela constitue potentiellement une opportunité pour le développement de techniques d'homogénéisation des observations ou d'extension temporelle du réseau d'observation existant. Une façon de procéder consisterait à combiner les avantages de réseaux d'observations denses ou de jeux de données grillés, tout en maintenant l'homogénéité d'un nombre limité de stations grâce à des approches de calibrage au cours d'une période de disponibilité commune. Cette approche a été utilisée pour produire un ensemble de données de températures et de précipitations pour la Suisse, étendu à l'ensemble de l'arc alpin pour les précipitations (F. Isotta et al., 2021b). Une relation linéaire est établie entre un produit grillé à haute résolution (EURO4M-APGD) et la série temporelle homogène sur l'ensemble de la période par le biais d'une analyse statistique (F. Isotta et al., 2021b; F. Isotta et al., 2019; F. Isotta et al., 2021a). Cette approche pourrait être étendue à d'autres ensembles de données d'observation et utilisée pour contraindre les réanalyses, en garantissant des corrections cohérentes dans le temps. Dans l'exemple donné, cela a été réalisé pour des valeurs mensuelles de températures et de précipitations, mais des obstacles techniques et scientifiques limitent probablement leur production à l'échelle journalière et leur utilisation dans des systèmes d'assimilation.

La production de réanalyses reste un processus coûteux en termes de développement et de calcul mais ces dernières sont devenues des outils incontournables pour de nombreuses applications. Elles apportent une valeur ajoutée par rapport aux jeux de données d'observation brutes en offrant une cohérence physique entre les variables et un accès à des grandeurs physiques difficiles à mesurer. Dans le cas de la simulation couplée, un couplage sans erreur conceptuelle majeure permet également de fournir des données permettant de mieux comprendre les rétroactions et les processus physiques. La production de réanalyses a connu ces derniers mois un surcroît d'intérêt, notamment la réanalyse planétaire ERA5, qui constitue la principale base d'apprentissage pour les émulateurs de systèmes de prévision du temps par apprentissage machine (Lam et al., 2023). L'usage de réanalyses régionales à plus haute résolution constitue une prochaine étape logique dans ces développements.

Le chapitre 2 montre en ce sens que les modèles à haute résolution forcés par une réanalyse planétaire (ERA-Interim dans ce cas) ont de bonnes capacités à reproduire les caractéristiques des précipitations et des températures, avec un champ relativement homogène dans le temps et de faibles différences par rapport aux

références, en particulier avec le modèle CNRM-AROME. Des travaux sont en cours au CNRM pour produire des simulations mises à jour sur ce principe, exploitant la réanalyse ERA5 comme réanalyse planétaire de référence. Ainsi, au-delà de l'usage classique de ces simulations pour évaluer les modèles climatiques régionaux de manière indépendante des biais du GCM forceur, elles pourraient aussi être utilisées comme une méthode de descente d'échelle des réanalyses, moins coûteuse que la production directe de réanalyses régionales avec assimilation de données. La résolution et les capacités du modèle CNRM-AROME peuvent aider à comprendre et à quantifier des processus spécifiques, tels que les précipitations extrêmes dans les régions montagneuses ou les gradients de précipitations en fonction de l'altitude (Dura et al., 2024). De plus, il peut apporter des éléments sur les mécanismes d'évolution du climat passé, tels que les phénomènes d'amplification du réchauffement avec l'altitude. Pour ce faire, il est nécessaire de s'assurer que les principales composantes jouant un rôle fondamental dans ces rétroactions, telles que le manteau neigeux, soient bien représentées. Cela implique d'évaluer ses capacités sur de longues périodes et d'identifier les principales erreurs de modélisation.

5.2 Potentiels et limites des approches à haute-résolution avec CNRM-AROME

Dans la seconde partie de la thèse, nous nous sommes intéressés aux simulations produites avec le modèle à résolution kilométrique CNRM-AROME, via une évaluation réalisée sur la zone restreinte des Alpes françaises, en les comparant aux simulations avec CNRM-ALADIN et à la réanalyse S2M sur la période 1982-2018. Dans cette partie, nous avons pu mettre en avant la plus-value du réalisme des champs de températures et de précipitations de CNRM-AROME par rapport aux résultats des simulations à résolution plus grossière avec CNRM-ALADIN, qui semble en grande partie attribuable aux différences de résolution entre les deux modèles.

Plusieurs problèmes concernant la simulation de l'enneigement ont toutefois été soulevés durant l'évaluation, qui limitent l'usage direct de ces simulations pour des applications dans des modèles d'impacts. Ces problèmes diminuent également la robustesse des signaux de réchauffement en projection climatique du fait de l'importance du manteau neigeux dans les phénomènes d'amplification du réchauffement en montagne. Ces défauts se matérialisent par un délai de la période de fonte qui peut dépasser 1 mois, associé à de trop grandes quantités de neige au-delà de 1200 m, une accumulation excessive de neige au-dessus de 2000 m amenant à la formation de "tours de neige" au bout de quelques années de simulation et une sous-estimation de l'enneigement à basse altitude.

L'article soulève également une difficulté dans l'évaluation qui s'exacerbe lorsque l'on atteint ce type de résolution et particulièrement lorsque l'on cherche à évaluer ces simulations en montagne. Il s'agit de la faiblesse de nos connaissances sur les processus à haute altitude et le manque de références observationnelles robustes, du fait du manque d'observation dans ces régions, rendant l'évaluation de ces aspects impraticables avec les outils et approches méthodologiques classiquement utilisés. Il apparaît dès lors impossible de déterminer qui d'AROME ou de notre référence observationnelle simule les champs de précipitations les plus adéquats au-dessus de 3000 m. Cependant, sur la base de comparaisons de la reproduction du bilan de masse des glaciers des Alpes françaises, Vionnet et al. (2019) montre que les champs de précipitations provenant d'AROME peuvent dans certains cas réduire les erreurs par rapport à l'utilisation des champs de la réanalyse S2M. D'autres études comme celle de Hughes et al. (2020) ont comparé un ensemble de simulations réalisées avec le CP-RCM WRF à des jeux de données de précipitations grillés, utilisant comme référence des données de hauteur de neige et des précipitation corrigées à l'aide de mesures de débits. L'étude suggère que certaines simulations du CP-RCM WRF surpassent les capacités des jeux de données grillés de précipitations dans la Sierra Nevada Californienne, notamment dans la représentation des contrastes au vent et sous le vent du relief.

Ces difficultés soulignent une fois de plus les enjeux autour du développement d'outils et d'approches pour la production de jeux de données d'observation plus complets et à plus fine résolution. Pour certaines variables, des approches croisées avec d'autres disciplines semblent en mesure de fournir des solutions robustes, comme l'estimation des précipitations annuelles d'un bassin versant de montagne à partir des débits de sortie (Henn et al., 2015).

L'évaluation de ces simulations CNRM-AROME couvrant plusieurs années, avec une version du modèle correspondant à ce qui est utilisé pour la prévision numérique du temps, a permis de documenter des erreurs de modélisations exacerbées dans ces simulations climatiques longues, moins visibles dans les résultats de prévisions

à courtes échéances avec des systèmes d’assimilation de données. Les évaluations effectuées ont alors suscité un intérêt au-delà de la communauté de modélisation du climat, montrant les avantages du partage des outils de modélisation entre applications à la prévision numérique du temps et à l’étude du climat (ce qui est le cas des principaux outils développés au CNRM (notamment AROME et ARPEGE)).

5.3 Contributions à l’amélioration de la représentation de l’enneigement en montagne avec CNRM-AROME

Dans le quatrième chapitre 4, présenté sous la forme d’un article récemment soumis dans le journal *Geoscientific Model Development*, un ensemble d’expériences ont été réalisées avec le modèle CNRM-AROME couvrant trois années (2018, 2019 et 2020), présentant chacune des modifications d’éléments de la configuration de surface. L’objectif de ces expériences est d’améliorer la représentation de l’enneigement dans le modèle, évaluée dans les Alpes européennes qui constituent un terrain présentant de nombreux enjeux et défis pour tout système de modélisation météorologique et climatique.

Les premières modifications ont visé la montée en complexité des modules représentant la dynamique du sol et du manteau neigeux, passant d’une paramétrisation mono-couche simple pour la neige et d’une approche ”force-restore” pour les échanges thermiques dans le sol à des modèles multi-couches pour la neige et le sol, incluant une description enrichie des processus se produisant dans le manteau neigeux et le sol sous-jacent. Les résultats obtenus par ces simulations ont été particulièrement infructueux, amenant à une très large sous-estimation de la quantité de neige et de la durée d’enneigement.

Les expériences successives, construites à partir de la configuration multi-couches ont été réalisées de sorte à valider ou invalider des hypothèses quant à l’origine de cette sous-estimation. L’analyse des résultats a finalement pointé des défauts conceptuels dans la manière de tenir compte de l’effet de la présence du manteau neigeux sur les bilans d’énergies en surface.

Les effets de ces défauts ont pu être fortement limités au travers d’ajustement de paramètres, notamment la réduction du flux à l’interface sol-neige, et l’activation d’une option pour effectuer des bilans d’énergies par type de surface au moyen de l’usage de trois patchs plutôt qu’un seul dans la simulation originelle (”Tiling approach”, voir section 1.3.2).

Les lacunes mises en évidence dans la configuration multi-couches initialement testée soulignent l’importance de la manière dont les modèles de surface prennent en compte l’effet du manteau neigeux dans leur maille, et le rôle central des paramétrisations de la fraction de neige dans la répartition du bilan énergétique de surface. À ce sujet, des avancées récentes pour la paramétrisation de la fraction de neige ont été proposées par Lalande et al. (2023), élaborant une paramétrisation qui tient notamment compte des hétérogénéités altitudinales sous-maille et a pu être évaluée dans un GCM sur la région de l’Himalaya.

Le chapitre 4 montre cependant qu’au premier ordre, ce qui importe dans notre cas n’est pas la précision de l’estimation de la fraction de neige mais la manière dont elle affecte les échanges d’énergie et de masse dans la modélisation. Si l’on implémentait la paramétrisation proposée par Lalande et al. (2023) dans CNRM-AROME, ses effets seraient certainement négligeables sur la modélisation de l’enneigement, car les difficultés rencontrées relèvent avant tout d’un défaut conceptuel. En effet, dans ISBA il n’y a qu’un seul sol et donc une température du sol superficielle commune aux zones enneigées et non enneigées, et les flux turbulents en présence de végétation haute sont modulés par la présence de neige.

Le problème documenté devrait concerner la plupart des LSMs utilisés dans des systèmes de modélisation couplés surface-atmosphère (HTESSEL (Balsamo et al., 2009), NOAH-MP (Niu et al., 2011), CLM5 (Lawrence et al., 2019), JULES (Best et al., 2011), ORCHIDEE (Krinner et al., 2005)), qui tiennent compte des hétérogénéités de surface en séparant les bilans d’énergies par type de surface, mais considèrent le plus souvent un unique sol pour les parties couvertes et non-couvertes de neige. Cette approche signifie qu’en fonction de la formulation de la fraction de la couverture neigeuse, une quantité moyenne d’énergie physiquement réaliste peut être absorbée par la surface au sein d’une maille, mais se retrouvera dans la plupart des cas trop faible pour les parties non couvertes par la neige ou trop élevée pour les parties couvertes par la neige. Cette approche entraîne des problèmes de fonte basale dans le modèle CNRM-AROME, détaillés dans le chapitre 4.

Toutefois, à ma connaissance, ce type de problème n’a pas été décrit dans la littérature utilisant d’autres modèles de surface, amenant donc plusieurs questions : Est-ce que ce problème est présent mais non documenté,

ou bien non documenté car non présent ? Dans le cas où il n'est pas présent, qu'est-ce qui explique qu'il puisse être évité ? Y a-t-il des ajustements qui compensent ces défauts conceptuels comme ceux proposés dans notre chapitre 4 ? Sont-ils relatifs à la paramétrisation de la fraction du manteau neigeux ou à un ajustement des paramètres de conductivité à l'interface sol-neige ?

Ces questions révèlent le problème récurrent d'une documentation relativement hétérogène et parfois inexistante sur les différents ajustements/réglages de chacune des composantes utilisées pour les simulations.

Dans certains cas, les paramétrisations et certains paramètres mal connus servent de variables d'ajustements pour compenser des erreurs de modélisation afin de s'approcher des références. C'est très certainement le cas de la fraction du manteau neigeux, dont la formulation est très variable au sein des LSMs, que ce soit dans les modèles régionaux du climat (Matiu et al., 2020) ou dans les configurations "hors ligne" (Menard et al., 2020). Pourtant, cette question du traitement de la fraction de neige a une influence majeure sur la simulation de l'albédo des surfaces, il s'agit donc d'un point central dans les modèles de climat car ce dernier détermine l'énergie absorbée par les surfaces et module les rétroactions et phénomènes d'amplifications comme le snow albedo feedback (Minder et al., 2016).

Les modèles du Système Terre peuvent dans une certaine mesure être considérés comme de grands édifices, résultant de l'agencement de briques de tailles, de formes et de résistances différentes. Prises individuellement, ces briques présentent des défauts : leur forme n'est pas homogène (c'est la manière de conceptualiser et de discrétiser numériquement un élément), leur résistance peut être plus ou moins grande (c'est la robustesse des approximations aux cas limites), et leur taille peut être sur ou sous-dimensionnée (c'est l'ampleur des effets qu'elles ont sur les résultats des simulations). Outre les défauts intrinsèques de ces briques (chaque composant et processus individuel), il y a aussi leur agencement avec des raccords qui ne sont pas toujours complets (approximations dans le couplage). La plupart du temps, ces structures tiennent debout, malgré la présence de briques qui ne s'emboîtent pas idéalement et des points de faiblesse sur certaines briques.

L'un des rôles clés du processus de développement de ces modèles consiste alors en quelque sorte à déplacer légèrement les briques, à les affiner individuellement et à combler les joints par ce qui a été raboté sur d'autres briques. L'ensemble de ces ajustements des briques et de leurs raccords permettent d'obtenir une structure cohérente, parfois au prix de compensations d'erreurs. Ces ajustements de la structure de cet édifice, sur quelques briques et joints pour en assurer le bon maintien, ne sont pas toujours justifiables physiquement mais produisent un résultat final satisfaisant, du moins en progrès par rapport à des versions antérieures. C'est pourquoi le remplacement d'une brique par une autre de meilleure qualité nécessite un effort important pour s'assurer qu'elle s'intègre correctement dans la structure globale. Cette tâche est tout aussi importante que l'amélioration d'une brique individuelle.

Les modifications proposées dans le chapitre 4 pour améliorer de manière substantielle la simulation de la neige sont relativement simples physiquement et, pour la plupart, ne nécessitent pas de développement supplémentaire. Elles confirment l'importance des opérations de réglage, qui est une étape essentielle après toute amélioration des composants d'un modèle physique (même à des résolutions de l'ordre du kilomètre), nécessitant une compréhension approfondie des processus et de leurs modélisations.

5.4 Perspectives pour l'amélioration de la représentation de l'enneigement avec CNRM-AROME

La configuration "finale" proposée dans le chapitre 4 améliore significativement la représentation du manteau neigeux dans le modèle CNRM-AROME, évaluée dans les Alpes européennes. Comme discuté dans la section précédente, cette configuration repose sur plusieurs ajustements qui peuvent ne pas être entièrement réalistes d'un point de vue physique, mais qui sont nécessaires pour répondre à certaines lacunes conceptuelles dans la modélisation des échanges d'énergie de surface en présence de neige.

Ces lacunes résultent en partie des simplifications du modèle de surface ISBA, qui représente implicitement la végétation dans la couche superficielle du sol, en modifiant ses caractéristiques physiques (rugosité, albédo, LAI) en fonction du type de végétation présent. Pour maintenir l'impact de la végétation sur les caractéristiques de surface en présence de neige, recouvrant progressivement la maille et remplaçant les caractéristiques de surface "vues" par l'atmosphère, la formulation de la fraction de couverture neigeuse limite la fraction totale de la maille qui peut être recouverte, en fonction de la hauteur de la végétation. Combinée au fait qu'il n'y a dans le modèle

qu'une seule température de surface pour les parties couvertes et non couvertes de la neige, cette approche peut conduire à une surestimation de l'augmentation de la température dans la couche superficielle du sol sous la neige et provoquer la fonte basale du manteau neigeux.

La représentation explicite de la végétation haute est un élément inclus dans la plupart des LSMs utilisés dans les systèmes de modélisation couplés et l'un des problèmes de la configuration de SURFEX-ISBA utilisée dans nos simulations. La représentation explicite de la végétation dans ISBA a été développée et testée dans une configuration "offline". Il s'agit du module MEB pour Multi Energy Balance (Boone et al., 2017; Napoly et al., 2017). La représentation explicite de la végétation permet de ne plus avoir recours à des interactions entre la paramétrisation de la fraction de neige et la couverture de végétation et ses caractéristiques. En effet, l'impact de la végétation sur les caractéristiques des surfaces "vues" par l'atmosphère n'est alors plus modulé par la présence de neige, qui s'accumule au sol et peut recouvrir toute la surface sans recouvrir la végétation. La plus-value de l'utilisation de ce module pour la simulation de l'enneigement a d'ailleurs déjà pu être démontrée dans plusieurs études dans des simulations "hors ligne" (Napoly et al., 2020; Nousu et al., 2024).

Cette approche de bilan d'énergie explicite permettra certainement de résoudre une grande partie des problèmes rencontrés. Cependant, comme il est encore possible d'avoir une couverture neigeuse partielle pour des quantités de neige inférieures à 10 cm, il est probable que les effets décrits ci-dessus se produisent encore pour des manteaux neigeux très peu épais. Une approche possible pour surmonter ce problème serait alors de considérer deux colonnes de sol distinctes en présence d'une couverture neigeuse partielle.

Cependant, l'application de MEB dans le système de modélisation couplé CNRM-AROME n'a pas pu être mise en place dans le cadre de cette thèse. En effet, il existe d'importants écarts d'avancement entre les communautés de modélisation climatique et de prévision numérique du temps, et les communautés qui se concentrent sur les processus et développent la plupart des composants des modèles, généralement plus avancés et sophistiqués que les modèles utilisés dans les systèmes couplés. La situation rencontrée ici obéit à cette description et révèle le besoin de rattraper un retard accumulé pour certaines applications dans les différentes versions du code du LSM SURFEX-ISBA. La version actuelle de SURFEX-ISBA utilisée dans CNRM-AROME, similaire à celle utilisée par AROME pour la PNT, utilise une ancienne version du code SURFEX (SURFEX v8.0) dans laquelle l'ensemble des fonctionnalités du module MEB n'avait pas encore été développé. En revanche, cette version incluait les configurations de modèles de sols et neige multi-couches ainsi que la possibilité d'activer plusieurs patches, rendant possible l'utilisation de ces options dans des configurations couplées avec AROME, en remplacement des configurations utilisées par défaut pour la PNT et les simulations climatiques avec AROME jusqu'à présent. Activer MEB dans CNRM-AROME requiert au préalable l'implémentation dans AROME d'une version plus récente de SURFEX. Cela demande en premier lieu un travail technique de phasage, qui devra être complété par un travail de développement spécifique pour vérifier le bon fonctionnement, notamment en terme de stabilité numérique et de qualité des résultats, de l'usage de MEB dans CNRM-AROME.

5.5 Les orientations des études sur le climat et leurs places dans les enjeux des sociétés contemporaines

Ce travail de recherche s'inscrit dans le cadre plus large de la discipline visant à améliorer notre compréhension de l'évolution passée et future du système climatique et de ses impacts sur les sociétés humaines et les écosystèmes.

Dans une première étude (voir chapitre 2), nous avons évalué sur les Alpes européennes un ensemble de jeux de données hybrides récemment produits, documentant leurs avantages et leurs limites dans leurs capacités à caractériser les conditions climatiques passées. Plus spécifiquement, nous avons abordé les implications du choix des systèmes de modélisation et de leurs configurations sur les usages qui peuvent en être fait, en particulier pour compenser le manque d'observations de référence dans les Alpes européennes, qui reste un obstacle pour de nombreuses applications.

Dans une seconde étude (voir chapitre 3), nous avons testé les avancées récentes en matière de modélisation climatique régionale, à savoir les CP-RCMs dans la région des Alpes européennes, en explorant les performances du modèle CNRM-AROME en matière de représentation des conditions nivo-météorologiques en montagne et ainsi mieux comprendre, voire réduire en partie, les incertitudes qui persistent dans les projections futures. Nous avons mis en évidence des limitations importantes qui restreignent son utilisation et proposé une configuration de surface ajustée dans le dernier chapitre des résultats (voir chapitre 4) afin d'améliorer la représentation de

l'enneigement. Ce faisant, nous avons contribué à l'effort d'amélioration des modèles de climat pour la prochaine génération de simulations en identifiant l'origine des problèmes et en apportant des solutions basées sur une compréhension des processus physiques, implémentées de façon pragmatique et aussi parcimonieuse que possible en matière de coût numérique. Nous avons finalement proposé des perspectives d'améliorations ultérieures pour la représentation des interactions entre végétation et manteau neigeux pour l'estimation du bilan d'énergie des surfaces continentales (modèle MEB).

Les modèles physiques du système Terre, qu'ils soient utilisés pour simuler les conditions climatiques passées ou projeter celles à venir montrent une complexité croissante. Les principaux outils étudiés au cours de cette thèse, réanalyses récentes basées sur des systèmes de prévision numérique du temps ou modèle régionaux du climat à résolution kilométrique ne font pas exception.

J'aimerais dans cette section, clore l'exercice de synthèse de la production scientifique effectuée durant la thèse par des réflexions qui ont émergé suite à ce que j'ai pu apercevoir et comprendre des principales orientations qui dominent les études sur l'évolution du système climatique et qui s'articulent autour d'une grande question :

La voix de la complexification croissante des modèles physiques est-elle pertinente au regard des enjeux et des objectifs qui motivent l'étude de l'évolution du système climatique et de ses impacts ?

Sans prétendre connaître l'ensemble des motivations individuelles des différents acteurs impliqués dans les études sur le climat, la plupart justifient l'intérêt de leurs recherches par leur contribution à l'amélioration de la compréhension des changements passés et futurs. Au-delà de l'amélioration intrinsèque des connaissances scientifiques sur le fonctionnement du système climatique et son évolution passée et future, l'objectif sociétal sous-jacent est souvent d'anticiper les risques associés aux changements présents et futurs, en éclairant les choix de la société (adaptation, atténuation) sur la base des informations les plus robustes possibles. La complexification des modèles est alors invoquée pour améliorer le réalisme des simulations et contribuer à réduire certaines incertitudes. Admettons alors que la réduction des incertitudes soit un objectif nécessaire pour fournir une information pertinente.

Est-ce que la complexification croissante des modèles physiques est une stratégie payante dans la réduction des incertitudes ?

Lucarini (2011) rappelle que le climat est un système dynamique multi-échelles, et que notre capacité à le représenter est intrinsèquement limitée. Même si les efforts en modélisation ont permis de réduire le recours à des paramétrisations et simplifications, de coupler toujours plus de composantes permettant de mieux représenter de nombreuses interactions, il convient de garder en tête que l'échelle de variabilité du système climatique s'étale de 10^{-6} m à 10^7 m. Bien que la puissance de calcul ait augmenté d'un ordre de grandeur de 10^7 au cours des dernières décennies, la distance entre le système climatique réel et les modèles n'a été que légèrement réduite.

Ces considérations théoriques se voient retranscrites dans les résultats des intercomparaisons des modèles CMIP, constituant un des socles des rapports du GIEC. Knutti et Sedláček (2013) montrent que les réductions d'incertitudes entre les exercices CMIP3 et CMIP5 sont marginales pour les évolutions de températures et de précipitations, avec des résultats consistants entre les deux générations de modèles malgré une complexification des modèles utilisés. De récentes études suggèrent qu'il en va de même pour les comparaisons des simulations issues des exercices d'intercomparaisons CMIP5 et CMIP6 (Zhang et J. Chen, 2021 ; Wu et al., 2024).

Additionnellement aux gains limités d'une stratégie de complexification des modèles, elle présente un certains nombres de désavantages pour les communautés scientifiques :

- **La difficulté à analyser, interpréter et reproduire**

Du fait de la complexité des éléments qui composent les systèmes de modélisation du climat, déterminer quel facteur joue et à quelle amplitude dans un processus, un champ de sortie ou sur une erreur de modélisation devient particulièrement difficile. De plus, il est dans de nombreux cas tout simplement impossible pour des raisons techniques de coût de calcul d'effectuer des analyses de sensibilité, conduisant à devoir émettre des hypothèses qui ne pourront être testées que partiellement lors de la prochaine génération de ces produits (exemple des produits hybrides analysés au chapitre 2). À la difficulté de l'évaluation de nos outils s'ajoute le manque de références et leurs incertitudes, rendant très difficile voire impossible de déterminer la qualité

de nos outils sur certains aspects (exemple des précipitations à haute altitudes en montagne avec CNRM-AROME au chapitre 3).

- **De fortes inégalités entre les pays et régions du monde dans l'accès et la production de connaissance**

La définition de ce qui est à l'état de l'art, et d'importance pour l'étude du climat est largement déterminé par les orientations de la recherche des pays occidentaux, puisque c'est eux qui possèdent les plus larges ressources et publient la majorité de la littérature du domaine (80% dans les années 1990, toujours plus de 50% en 2020) (Debernardi et al., 2024). Cela crée de fortes divergences dans la capacité de production de la connaissance du fait des capacités et ressources limitées des communautés scientifiques situées dans les pays du sud, et ainsi d'accès aux réponses à des questions scientifiques que ces communautés se posent. Celles-ci font pourtant partie des populations les plus nombreuses et qui subissent et subiront le plus les impacts du changement climatique (Pasgaard et Strange, 2013).

- **Un impact environnemental du numérique important, et croissant**

La complexification s'appuie sur la disponibilité d'une puissance de calcul toujours grandissante et participe alors au coût environnemental croissant du numérique (Ferrebœuf et al., 2021). Sur ce point, les méthodes d'intelligence artificielle (IA) sont souvent évoquées comme solution, avec pour exemple les émulateurs de modèles climatiques (Doury et al., 2023), promettant de produire des simulations à haute résolution à moindre coût. Au-delà de la complexité de l'outil qui n'adresse aucun des autres points négatifs évoqués plus haut, il est certain que son coût environnemental est loin d'être négligeable. Dans un article récent, Zhuk (2023) fait un tour d'horizon de l'impact de l'IA et insiste sur son rôle dans l'augmentation du nombre et de la taille des centres de données, participant à l'artificialisation croissante de terres, présentant une consommation d'énergie majoritairement carbonée, et entraînant une augmentation de la production de déchets électroniques non recyclables.

Même si la promesse d'une réduction des incertitudes s'avérait payante à terme (ce qui semble peu probable au regard des gains acquis sur les dernières décennies), est-ce l'un des leviers principaux qui motive les actions d'adaptation et d'atténuation en réponse aux changements climatiques ? Au-delà même du levier principal, est-ce un levier tout court ?

Dans une enquête récente interrogeant des scientifiques participant à la rédaction des rapports du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) et des travaux de la CNUCC (Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques), Kornek et al. (2020) montrent que les scientifiques sont en large accord sur le fait que c'est la présence de groupes d'intérêts divergents qui constitue l'obstacle le plus fort à l'action climatique, loin devant le manque de connaissance scientifique et la réduction des incertitudes.

Face à cela, on pourrait de manière provocante se poser la question de l'utilité même de poursuivre les études sur l'évolution du système climatique.

La modélisation et l'étude du climat répondent au besoin humain de toujours mieux comprendre son environnement et l'évolution de celui-ci, et nourrit un objectif de connaissance et de curiosité intellectuelle partagée, comme pour d'autres champs d'exploration scientifique. Les résultats des modèles de climat, en particulier les projections climatiques, sont devenus de plus en plus utilisés dans de nombreux domaines, tels que l'écologie, l'économie, l'ingénierie, l'énergie, l'architecture, ainsi que pour le processus d'élaboration des politiques d'adaptation et d'atténuation aux niveaux national et international. Il s'agit d'une contribution essentielle à de nombreux champs scientifiques en lien étroit avec l'évolution du climat, ses causes et ses conséquences.

Il ne s'agit donc pas ici de plaider pour une réorientation totale des activités de recherche sur le climat, mais plutôt d'envisager une diversification, en réfléchissant à de nouvelles approches qui reposeraient moins sur l'utilisation et la dépendance massive à des ressources numériques croissantes. Cela pourrait se faire par le développement d'outils collaboratifs plus simples et plus accessibles. Ces outils pourraient aider les acteurs scientifiques aux ressources limitées, qui sont et seront les plus vulnérables aux impacts du changement climatique (Pasgaard et Strange, 2013), et qui rencontrent le plus de difficultés à produire de la connaissance sur ces sujets (Debernardi et al., 2024).

Il est possible que la communauté scientifique gagne à aborder l'incompressibilité des incertitudes avec les acteurs qui mettent en oeuvre les différentes stratégies d'adaptation, en insistant sur le fait que ça ne doit pas les dispenser d'agir.

Le message principal des études sur le changement climatique est clair et établi depuis longtemps : le réchauffement est sans précédent, il est intégralement causé par les activités humaines principalement au travers des émissions de gaz à effet de serre et entraînera une série de conséquences remettant en question la pérennité des activités humaines. Celui-ci entraîne la nécessité d'une action rapide et concrète de la part des sociétés pour décarboner leur fonctionnement et s'adapter pour limiter l'ampleur des effets négatifs. L'orientation clé est également connue si l'on souhaite limiter le réchauffement climatique : réduire les émissions de gaz à effet de serre.

Dans ce contexte, les scientifiques, en particulier ceux qui travaillent sur le climat, ont-ils un rôle spécifique à jouer dans l'effort de mobilisation générale visant à transformer nos sociétés ?

Loin d'être isolée, cette dernière réflexion a fait l'objet de mouvements collectifs qui ont émergé depuis quelques années déjà, généralement en accord sur le constat, mais proposant des stratégies d'actions variables : Labos1point5, Scientifiques en rébellion, Atecopol (Atécopol, 2021), Campus d'après Grenoble. Ceux-ci posent la question plus générale du rôle du scientifique dans la société, à laquelle il n'y a évidemment pas de réponse objective.

Je pense néanmoins que l'on gagnerait en qualité morale et éthique à questionner collectivement les orientations actuelles de la recherche. La communauté du climat, du fait de son objet d'étude, dispose d'un devoir particulier dans le fait de proposer des approches plus cohérentes avec les trajectoires sociétales les plus sûres que suggèrent leurs études pour le maintien des écosystèmes et de l'habitabilité de la planète.

Bibliographie

- [1] Le réseau de transport d'électricité (RTE). *Panorama de l'électricité renouvelable*. fr. 2022. URL : <https://assets.rte-france.com/prod/public/2023-07/2023-07-19-panorama-energies-renouvelables-2022.pdf>.
- [2] Carolina Adler et al. "Monitoring mountains in a changing world: New horizons for the Global Network for Observations and Information on Mountain Environments (GEO-GNOME)". In : *Mountain Research and Development* 38.3 (2018), p. 265-269.
- [3] Eric Andrew Anderson. *A point energy and mass balance model of a snow cover*. Stanford University, 1976.
- [4] Gabriel Arnould et al. "Améliorer la prévision de température en montagne par des descentes d'échelle". In : *La Météorologie* 115 (2021), p. 037. DOI : 10.37053/lameteorologie-2021-0091.
- [5] Svante Arrhenius. "On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground". In : *Philosophical Magazine and Journal of Science* 41.5 (1896), p. 237-276.
- [6] Atécopol. "L'Atelier d'écologie politique toulousain (Atécopol): pour un engagement scientifique". In : *Natures Sciences Sociétés* 3 (2021), p. 326-333.
- [7] Ingeborg Auer et al. "HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region". In : *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* 27.1 (2007), p. 17-46. DOI : 10.1002/joc.1377.
- [8] D. G. Baker, D. L. Ruschy et D. B. Wall. "The Albedo Decay of Prairie Snows". In : *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 29.2 (1990), p. 179-187. DOI : [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1990\)029<0179:TADOPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1990)029<0179:TADOPS>2.0.CO;2). URL : https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/29/2/1520-0450_1990_029_0179_tadops_2_0_co_2.xml.
- [9] Gianpaolo Balsamo et al. "A revised hydrology for the ECMWF model: Verification from field site to terrestrial water storage and impact in the Integrated Forecast System". In : *Journal of hydrometeorology* 10.3 (2009), p. 623-643.
- [10] Nikolina Ban, Juerg Schmidli et Christoph Schär. "Evaluation of the convection-resolving regional climate modeling approach in decade-long simulations". In : *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119.13 (2014), p. 7889-7907. DOI : 10.1002/2014JD021478.
- [11] Nikolina Ban et al. "The first multi-model ensemble of regional climate simulations at kilometer-scale resolution, part I: evaluation of precipitation". In : *Climate Dynamics* (2021), p. 1-28. DOI : 10.1007/s00382-021-05708-w.

- [12] Moritz Bandhauer et al. “Evaluation of daily precipitation analyses in E-OBS (v19. 0e) and ERA5 by comparison to regional high-resolution datasets in European regions”. In : *International Journal of Climatology* 42.2 (2022), p. 727-747. DOI : 10.1002/joc.7269.
- [13] Niels H Batjes. “Harmonized soil property values for broad-scale modelling (WISE30sec) with estimates of global soil carbon stocks”. In : *Geoderma* 269 (2016), p. 61-68.
- [14] M Bavay, T Grünwald et M Lehning. “Response of snow cover and runoff to climate change in high Alpine catchments of Eastern Switzerland”. In : *Advances in Water Resources* 55 (2013). Snow2050 and 20702050 and become drastic in the second half of the century. Towards the end of the century the snow cover changes will roughly be equivalent to an elevation shift of 800m. Seasonal snow water equivalents will decrease by one to two thirds and snow seasons will be shortened by five to nine weeks in 2095. Small, higher elevation catchments will show more winter runoff, earlier spring melt peaks and reduced summer runoff. Where glacierized areas exist, the transitional increase in glacier melt will initially offset losses from snow melt. Larger catchments, which reach lower elevations will show much smaller changes since they are already dominated by summer precipitation., p. 4-16.
- [15] E Bazile et al. *UERRA report 2.9*. Internal report. 2017. URL : <https://uerra.eu/publications/deliverable-reports.html>.
- [16] Julien Beaumet et al. “Twentieth century temperature and snow cover changes in the French Alps”. en. In : *Regional Environmental Change* 21.4 (déc. 2021), p. 114. ISSN : 1436-3798, 1436-378X. DOI : 10.1007/s10113-021-01830-x. URL : <https://link.springer.com/10.1007/s10113-021-01830-x> (visité le 31/07/2023).
- [17] S Belamari et A Pirani. “Validation of the optimal heat and momentum fluxes using the ORCA2-LIM global ocean-ice model”. In : *Marine Environment and Security for the European Area—Integrated Project (MERSEA IP), Deliverable D 4* (2007), p. 550.
- [18] D. Belušić et al. “HCLIM38: a flexible regional climate model applicable for different climate zones from coarse to convection-permitting scales”. In : *Geoscientific Model Development* 13.3 (2020), p. 1311-1333. DOI : 10.5194/gmd-13-1311-2020. URL : <https://gmd.copernicus.org/articles/13/1311/2020/>.
- [19] Piere Bénard et al. “Dynamical kernel of the Aladin–NH spectral limited-area model: Revised formulation and sensitivity experiments”. In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136.646 (2010), p. 155-169. DOI : 10.1002/qj.522.
- [20] Lisa Bengtsson et al. “The HARMONIE–AROME model configuration in the ALADIN–HIRLAM NWP system”. In : *Monthly Weather Review* 145.5 (2017), p. 1919-1935.
- [21] M. Beniston et al. “The European mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges”. In : *The Cryosphere* 12.2 (2018), p. 759-794. DOI : 10.5194/tc-12-759-2018.
- [22] Giacomo Bertoldi et al. “Diverging snowfall trends across months and elevation in the northeastern Italian Alps”. en. In : *International Journal of Climatology* 43.6 (mai 2023), p. 2794-2819. ISSN : 0899-8418, 1097-0088. DOI : 10.1002/joc.8002. URL : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.8002> (visité le 24/01/2024).
- [23] Martin J Best et al. “The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description—Part 1: energy and water fluxes”. In : *Geoscientific Model Development* 4.3 (2011), p. 677-699.
- [24] Julien Boé et al. “Large discrepancies in summer climate change over Europe as projected by global and regional climate models: causes and consequences”. In : *Climate Dynamics* 54 (2020), p. 2981-3002.
- [25] A. Boone et al. “The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a SoilAtmosphere Transfer Scheme”. In : *Journal of Applied Meteorology* 39.9 (2000), p. 1544-1569. DOI : [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2). URL : https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/39/9/1520-0450_2000_039_1544_tiotio_2.0.co_2.xml.
- [26] Aaron Boone, Jean-Christophe Calvet et Joël Noilhan. “Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force–restore method”. In : *Journal of Applied Meteorology* 38.11 (1999), p. 1611-1630.

- [27] Aaron Boone et Pierre Etchevers. “An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model: Local-scale evaluation at an Alpine site”. In : *Journal of Hydrometeorology* 2.4 (2001), p. 374-394. DOI : 10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AI0TSS>2.0.CO;2.
- [28] Aaron Boone et al. “The interactions between soil–biosphere–atmosphere land surface model with a multi-energy balance (ISBA-MEB) option in SURFEXv8–Part 1: Model description”. In : *Geoscientific Model Development* 10.2 (2017), p. 843-872.
- [29] Souhail Boussetta et al. “ECLand: The ECMWF Land Surface Modelling System”. In : *Atmosphere* 12.6 (2021). ISSN : 2073-4433. DOI : 10.3390/atmos12060723. URL : <https://www.mdpi.com/2073-4433/12/6/723>.
- [30] Pierre Brousseau et al. “Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system”. In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 142.699 (2016), p. 2231-2243. DOI : <https://doi.org/10.1002/qj.2822>. eprint : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/qj.2822>. URL : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.2822>.
- [31] Yuri Brugnara et Maurizio Maugeri. “Daily precipitation variability in the southern Alps since the late 19th century”. In : *International journal of climatology* 39.8 (2019), p. 3492-3504. DOI : 10.1002/joc.6034.
- [32] E Brun et al. “A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting”. In : *Journal of Glaciology* 38.128 (1992), p. 13-22.
- [33] E Brun et al. “An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting”. In : *Journal of glaciology* 35.121 (1989), p. 333-342.
- [34] Eric Brun, Eric Martin et Valery Spiridonov. “Coupling a multi-layered snow model with a GCM”. In : *Annals of Glaciology* 25 (1997), p. 66-72. DOI : 10.3189/S0260305500013811.
- [35] Eric Brun et al. “Snow/atmosphere coupled simulation at Dome C, Antarctica”. In : *Journal of Glaciology* 57.204 (2011), p. 721-736. DOI : 10.3189/002214311797409794.
- [36] Cécile Caillaud et al. “Modelling Mediterranean heavy precipitation events at climate scale: an object-oriented evaluation of the CNRM-AROME convection-permitting regional climate model”. In : *Climate Dynamics* 56.5 (2021), p. 1717-1752. DOI : 10.1007/s00382-020-05558-y.
- [37] Guy Stewart Callendar. “The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature”. In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 64.275 (1938), p. 223-240.
- [38] C Cassou, A Cherchi et Y Kosaka. *IPCC, 2021: Annex IV: Modes of Variability*. 2021. DOI : 10.1017/9781009157896.018.
- [39] Jule G Charney et al. *Carbon dioxide and climate: a scientific assessment*. National Academy of Sciences, Washington, DC, 1979.
- [40] H Charnock. “Wind stress on a water surface”. In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 81.350 (1955), p. 639-640.
- [41] Ole Bøssing Christensen. “Relaxation of soil variables in a regional climate model”. In : *Tellus A* 51.5 (1999), p. 674-685.
- [42] Martyn Clark et al. “Representing spatial variability of snow water equivalent in hydrologic and land-surface models: A review”. In : *Water Resources Research* 47.7 (2011).
- [43] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). “Changing State of the Climate System”. In : *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 2023, p. 287-422.
- [44] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). “Ocean, Cryosphere and Sea Level Change”. In : *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 2023, p. 1211-1362.
- [45] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). “Water Cycle Changes”. In : *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 2023, p. 1055-1210.

- [46] Brian A. Colle, Ronald B. Smith et Douglas A. Wesley. "Theory, Observations, and Predictions of Orographic Precipitation". en. In : *Mountain Weather Research and Forecasting*. Sous la dir. de Fotini K. Chow, Stephan F.J. De Wekker et Bradley J. Snyder. Series Title: Springer Atmospheric Sciences. Dordrecht : Springer Netherlands, 2013, p. 291-344. ISBN : 978-94-007-4097-6 978-94-007-4098-3. DOI : 10.1007/978-94-007-4098-3_6. URL : https://link.springer.com/10.1007/978-94-007-4098-3_6 (visité le 10/01/2024).
- [47] PSAC - Permanent Secretariat Alpine Convention. *Alpine Convention perimeter*. https://www.atlas.alpconv.org/layers/geonode_data:geonode:Alpine_Convention_Perimeter_2018_v2. 2020.
- [48] Erika Coppola et al. "A first-of-its-kind multi-model convection permitting ensemble for investigating convective phenomena over Europe and the Mediterranean". In : *Climate Dynamics* 55.1 (2020), p. 3-34.
- [49] Richard C Cornes et al. "An ensemble version of the E-OBS temperature and precipitation data sets". In : *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 123.17 (2018), p. 9391-9409. DOI : 10.1029/2017JD028200.
- [50] Brian A Cosgrove et al. "Land surface model spin-up behavior in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS)". In : *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108.D22 (2003).
- [51] Edoardo Cremonese, Marta Galvagno et Umberto Morra di Cella. *ETC L2 ARCHIVE, Torgnon, 2015-12-31-2022-12-31*. 2023. URL : https://hdl.handle.net/11676/40ux_CiuCRP59zo67MrpmM5A.
- [52] Carlo Debernardi, Marco Seeber et Mattia Cattaneo. "Thirty years of climate change research: A fine-grained analysis of geographical specialization". en. In : *Environmental Science & Policy* 152 (fév. 2024), p. 103663. ISSN : 14629011. DOI : 10.1016/j.envsci.2023.103663. URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S146290112300312X> (visité le 18/02/2024).
- [53] B Decharme et al. "Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions". In : *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 116.D20 (2011).
- [54] B. Decharme et al. "Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model". In : *The Cryosphere* 10.2 (2016), p. 853-877. DOI : 10.5194/tc-10-853-2016.
- [55] Bertrand Decharme et al. "Recent changes in the ISBA-CTRIP land surface system for use in the CNRM-CM6 climate model and in global off-line hydrological applications". In : *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 11.5 (2019), p. 1207-1252.
- [56] Dick P Dee et al. "The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system". In : *Quarterly Journal of the royal meteorological society* 137.656 (2011), p. 553-597.
- [57] Michel Déqué et al. "Climate change and extreme precipitation: the response by a convection-resolving model". In : *Research activities in atmospheric and oceanic modelling CAS/JSC working group on numerical experimentation. Report* 46 (2016).
- [58] Chris Derksen et Lawrence Mudryk. "Assessment of Arctic Seasonal Snow Cover Rates of Change". In : *The Cryosphere Discussions* (2022), p. 1-21.
- [59] Antoine Doury et al. "Regional climate model emulator based on deep learning: Concept and first evaluation of a novel hybrid downscaling approach". In : *Climate Dynamics* 60.5-6 (2023), p. 1751-1779.
- [60] H Douville, J-F Royer et J-F Mahfouf. "A new snow parameterization for the Meteo-France climate model". In : *Climate Dynamics* 12.1 (1995), p. 21-35.
- [61] V. Dura et al. "Spatial variability of seasonal precipitation lapse rates in complex topographical regions – application in France". In : *EGUsphere* 2024 (2024), p. 1-34. DOI : 10.5194/egusphere-2023-3124. URL : <https://egusphere.copernicus.org/preprints/2024/egusphere-2023-3124/>.
- [62] Yves Durand et al. "Reanalysis of 47 years of climate in the French Alps (1958–2005): climatology and trends for snow cover". In : *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48.12 (2009), p. 2487-2512. DOI : 10.1175/2009JAMC1810.1.

- [63] Emanuel Dutra et al. “An improved snow scheme for the ECMWF land surface model: Description and offline validation”. In : *Journal of Hydrometeorology* 11.4 (2010), p. 899-916. DOI : 10.1175/2010JHM1249.1.
- [64] Emanuel Dutra et al. “Environmental lapse rate for high-resolution land surface downscaling: An application to ERA5”. In : *Earth and Space Science* 7.5 (2020), e2019EA000984. DOI : 10.1029/2019EA000984.
- [65] E.E.A. *European Digital Elevation Model (EU-DEM), version 1.1*. <https://land.copernicus.eu/image-ry-in-situ/eu-dem/eu-dem-v1.1>. 2016.
- [66] Richard Essery et al. “A comparison of 1701 snow models using observations from an alpine site”. In : *Advances in water resources* 55 (2013), p. 131-148.
- [67] Richard Essery et al. “Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models”. In : *The Cryosphere* 14.12 (2020), p. 4687-4698. DOI : 10.5194/tc-14-4687-2020.
- [68] Pierre Etchevers et al. “Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (Snow MIP project)”. In : *Annals of Glaciology* 38 (2004), p. 150-158.
- [69] G. Evin, S. Somot et B. Hingray. “Balanced estimate and uncertainty assessment of European climate change using the large EURO-CORDEX regional climate model ensemble”. In : *Earth System Dynamics* 12.4 (2021), p. 1543-1569. DOI : 10.5194/esd-12-1543-2021. URL : <https://esd.copernicus.org/articles/12/1543/2021/>.
- [70] Guillaume Evin et al. “Partitioning uncertainty components of an incomplete ensemble of climate projections using data augmentation”. In : *Journal of Climate* 32.8 (2019), p. 2423-2440. DOI : 10.1175/JCLI-D-18-0606.1.
- [71] Stéphanie Faroux et al. “ECOCLIMAP-II/Europe: A twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models”. In : *Geoscientific Model Development* 6.2 (2013), p. 563-582.
- [72] Abbas Fayad et al. “Snow hydrology in Mediterranean mountain regions: A review”. en. In : *Journal of Hydrology* 551 (août 2017), p. 374-396. ISSN : 00221694. DOI : 10.1016/j.jhydro.2017.05.063. URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169417304110> (visité le 10/01/2024).
- [73] Hugues. Ferreboeuf, Maxime Efoui-Hess et Xavier Verne. *Impact environnemental du numérique : tendances à 5 ans et gouvernance de la 5g*. fr. 2021.
- [74] CRLA Fierz et al. “The international classification for seasonal snow on the ground”. In : (2009).
- [75] A Fontrodona Bach et al. “Widespread and accelerated decrease of observed mean and extreme snow depth over Europe”. In : *Geophysical Research Letters* 45.22 (2018), p. 12-312. DOI : 10.1029/2018GL079799.
- [76] Adrià Fontrodona-Bach et al. “NH-SWE: Northern Hemisphere Snow Water Equivalent dataset based on in situ snow depth time series”. en. In : *Earth System Science Data* 15.6 (juin 2023), p. 2577-2599. ISSN : 1866-3516. DOI : 10.5194/essd-15-2577-2023. URL : <https://essd.copernicus.org/articles/15/2577/2023/> (visité le 28/09/2023).
- [77] Christoph Frei. “Interpolation of temperature in a mountainous region using nonlinear profiles and non-Euclidean distances”. In : *International Journal of Climatology* 34.5 (2014), p. 1585-1605. DOI : 10.1002/joc.3786.
- [78] Christoph Frei et Francesco A Isotta. “Ensemble spatial precipitation analysis from rain gauge data: Methodology and application in the European Alps”. In : *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 124.11 (2019), p. 5757-5778. DOI : 10.1029/2018JD030004.
- [79] Prisco Frei et al. “Future snowfall in the Alps: projections based on the EURO-CORDEX regional climate models”. In : *The Cryosphere* 12.1 (2018), p. 1-24. DOI : 10.5194/tc-12-1-2018.
- [80] Daphné Freudiger et al. “Snow redistribution for the hydrological modeling of alpine catchments”. en. In : *WIREs Water* 4.5 (sept. 2017), e1232. ISSN : 2049-1948, 2049-1948. DOI : 10.1002/wat2.1232. URL : <https://wires.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/wat2.1232> (visité le 29/11/2023).

- [81] Quentin Fumière et al. “Extreme rainfall in Mediterranean France during the fall: added value of the CNRM-AROME Convection-Permitting Regional Climate Model”. In : *Climate Dynamics* (2019), p. 1-15.
- [82] Quentin Fumière et al. “Extreme rainfall in Mediterranean France during the fall: added value of the CNRM-AROME Convection-Permitting Regional Climate Model”. In : *Climate Dynamics* 55.1 (2020), p. 77-91. DOI : 10.1007/s00382-019-04898-8.
- [83] Simon Gascoin. “A call for an accurate presentation of glaciers as water resources”. In : *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water* (2023), e1705.
- [84] Simon Gascoin, Diego Monteiro et Samuel Morin. “Reanalysis-based contextualization of real-time snow cover monitoring from space”. In : *Environmental Research Letters* 17.11 (2022), p. 114044. DOI : 10.1088/1748-9326/ac9e6a.
- [85] Simon Gascoin et al. “A snow cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products”. In : *Hydrology and Earth System Sciences* 19.5 (2015), p. 2337-2351. DOI : 10.5194/hess-19-2337-2015.
- [86] A. N. Gelfan, J. W. Pomeroy et L. S. Kuchment. “Modeling Forest Cover Influences on Snow Accumulation, Sublimation, and Melt”. en. In : *Journal of Hydrometeorology* 5.5 (oct. 2004), p. 785-803. ISSN : 1525-755X, 1525-7541. DOI : 10.1175/1525-7541(2004)005<0785:MFCIOS>2.0.CO;2. URL : [http://journals.amet soc.org/doi/10.1175/1525-7541\(2004\)005%3C0785:MFCIOS%3E2.0.CO;2](http://journals.amet soc.org/doi/10.1175/1525-7541(2004)005%3C0785:MFCIOS%3E2.0.CO;2) (visité le 01/12/2023).
- [87] Filippo Giorgi et al. “Enhanced summer convective rainfall at Alpine high elevations in response to climate warming”. In : *Nature Geoscience* 9.8 (2016), p. 584-589. DOI : 10.1038/ngeo2761.
- [88] Gérald Giraud, Jean-Pierre Navarre et Cécile Coléou. “Estimation du risque avalancheux dans le système expert MEPPRA”. In : (2002).
- [89] H Goosse et al. *Introduction to climate dynamics and climate modeling. Online textbook*. 2010.
- [90] Alexander R Gottlieb et Justin S Mankin. “Evidence of human influence on Northern Hemisphere snow loss”. In : *Nature* 625.7994 (2024), p. 293-300.
- [91] Isabelle Gouttevin et al. “To the origin of a wintertime screen-level temperature bias at high altitude in a kilometric NWP model”. In : *Journal of Hydrometeorology* 24.1 (2023), p. 53-71.
- [92] Eaux de Grenoble Alpes. *Rapport d'activité 2021*. 2021. URL : <https://www.eauxdegrenoblealpes.fr/65-rapports-d-activites.htm>.
- [93] Sergey K Gulev et al. “Changing state of the climate system”. In : (2021).
- [94] Ange Haddjeri et al. “Exploring the sensitivity to precipitation, blowing snow, and horizontal resolution of the spatial distribution of simulated snow cover”. In : *EGUsphere* 2023 (2023), p. 1-44.
- [95] D. K. Hall et G. A. Riggs. *MODIS/Terra CGF Snow Cover Daily L3 Global 500m SIN Grid, Version 61*. 2020. DOI : 10.5067/MODIS/MOD10A1F.061. URL : <https://nsidc.org/data/MOD10A1F/versions/61>.
- [96] Dorothy K Hall et al. “Development and evaluation of a cloud-gap-filled MODIS daily snow-cover product”. In : *Remote sensing of environment* 114.3 (2010), p. 496-503. DOI : 10.1016/j.rse.2009.10.007.
- [97] Brian Henn et al. “Estimating mountain basin-mean precipitation from streamflow using Bayesian inference”. In : *Water Resources Research* 51.10 (2015), p. 8012-8033. DOI : <https://doi.org/10.1002/2014WR016736>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2014WR016736>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2014WR016736>.
- [98] Hans Hersbach et al. “The ERA5 global reanalysis”. In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 146.730 (2020), p. 1999-2049. DOI : 10.1002/qj.3803.
- [99] R. Hock et al. “High Mountain Areas”. In : *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. Sous la dir. de H.-O. Pörtner et al. ., 2019, p. 131-202.
- [100] Regine Hock. “Glacier melt: a review of processes and their modelling”. en. In : *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 29.3 (sept. 2005), p. 362-391. ISSN : 0309-1333, 1477-0296. DOI : 10.1191/0309133305pp453ra. URL : <http://journals.sagepub.com/doi/10.1191/0309133305pp453ra> (visité le 12/01/2024).

- [101] Robert A. Houze. “Orographic effects on precipitating clouds”. en. In : *Reviews of Geophysics* 50.1 (mars 2012), 2011RG000365. ISSN : 8755-1209, 1944-9208. DOI : 10.1029/2011RG000365. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2011RG000365> (visité le 11/01/2024).
- [102] Mimi Hughes, Jessica D Lundquist et Brian Henn. “Dynamical downscaling improves upon gridded precipitation products in the Sierra Nevada, California”. In : *Climate Dynamics* 55.1 (2020), p. 111-129. DOI : 10.1007/s00382-017-3631-z.
- [103] F Isotta, M Begert et C Frei. “Long-Term Consistent Monthly Temperature and Precipitation Grid Data Sets for Switzerland Over the Past 150 Years”. en. In : *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 124.7 (avr. 2019), p. 3783-3799. ISSN : 2169-897X, 2169-8996. DOI : 10.1029/2018JD029910. URL : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018JD029910> (visité le 31/07/2023).
- [104] F Isotta, Raphaela Vogel et Christoph Frei. “Evaluation of European regional reanalyses and downscalings for precipitation in the Alpine region”. In : *Meteorologische Zeitschrift* 24 (2015), p. 15-37. DOI : 10.1127/metz/2014/0584.
- [105] F Isotta et al. *LAPrec user guide*. Climate Data Store of Copernicus. 2021. URL : <https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/Alpine+gridded+monthly+precipitation+data+since+1871+derived+from+in-situ+observations+%28LAPrec%29%3A+user+guide+and+technical+report#heading-Citation>.
- [106] F Isotta et al. *LAPrec user guide*. Climate Data Store of Copernicus. 2021. URL : <https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/Alpine+gridded+monthly+precipitation+data+since+1871+derived+from+in-situ+observations+%28LAPrec%29%3A+user+guide+and+technical+report#heading-Citation>.
- [107] F Isotta et al. “The climate of daily precipitation in the Alps: development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data”. In : *International Journal of Climatology* 34.5 (2014), p. 1657-1675. DOI : <https://doi.org/10.1002/joc.3794>. eprint : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/joc.3794>. URL : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3794>.
- [108] D. Jacob et al. “EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research”. In : *Regional Environmental Change* 14.2 (2014), p. 563-578. DOI : 10.1007/s10113-013-0499-2.
- [109] Sonia Jerez et al. “On the spin-up period in WRF simulations over Europe: Trade-offs between length and seasonality”. In : *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 12.4 (2020), e2019MS001945.
- [110] Christopher O Justice et al. “The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): Land remote sensing for global change research”. In : *IEEE transactions on geoscience and remote sensing* 36.4 (1998), p. 1228-1249. DOI : 10.1109/36.701075.
- [111] Andrea K Kaiser-Weiss et al. “Added value of regional reanalyses for climatological applications”. In : *Environmental Research Communications* 1.7 (2019), p. 071004. DOI : 10.1088/2515-7620/ab2ec3.
- [112] Michael Keller et al. “Evaluation of convection-resolving models using satellite data: The diurnal cycle of summer convection over the Alps”. In : *Meteorologische Zeitschrift* 25.2 (2016), p. 165-179. DOI : 10.1127/metz/2015/0715.
- [113] J-PM Winter Kevin et al. “The Alpine snow-albedo feedback in regional climate models”. In : *Climate dynamics* 48.3 (2017), p. 1109-1124. DOI : 10.1007/s00382-016-3130-7.
- [114] Geoffrey Klein et al. “Shorter snow cover duration since 1970 in the Swiss Alps due to earlier snowmelt more than to later snow onset”. In : *Climatic Change* 139.3 (2016), p. 637-649. DOI : 10.1007/s10584-016-1806-y.
- [115] AMG Klein Tank et al. “Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment”. In : *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* 22.12 (2002), p. 1441-1453. DOI : 10.1002/joc.773.
- [116] EJ Klok et AMG Klein Tank. “Updated and extended European dataset of daily climate observations”. In : *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* 29.8 (2009), p. 1182-1191. DOI : 10.1002/joc.1779.

- [117] Reto Knutti et Jan Sedláček. “Robustness and uncertainties in the new CMIP5 climate model projections”. en. In : *Nature Climate Change* 3.4 (avr. 2013), p. 369-373. ISSN : 1758-678X, 1758-6798. DOI : 10.1038/nclimate1716. URL : <https://www.nature.com/articles/nclimate1716> (visité le 18/02/2024).
- [118] J. Kochendorfer et al. “A new reference-quality precipitation gauge wind shield”. In : *Atmospheric Measurement Techniques* 16.22 (2023), p. 5647-5657. DOI : 10.5194/amt-16-5647-2023. URL : <https://amt.copernicus.org/articles/16/5647/2023/>.
- [119] John Kochendorfer et al. “How well are we measuring snow post-SPICE?” In : *Bulletin of the American Meteorological Society* (2021), p. 1-49. DOI : 10.1175/BAMS-D-20-0228.1.
- [120] John Kochendorfer et al. “Testing and development of transfer functions for weighing precipitation gauges in WMO-SPICE”. In : *Hydrology and Earth System Sciences* 22.2 (2018), p. 1437-1452. DOI : 10.5194/hess-22-1437-2018.
- [121] Ulrike Kornek et al. “What is important for achieving 2 °C? UNFCCC and IPCC expert perceptions on obstacles and response options for climate change mitigation”. en. In : *Environmental Research Letters* 15.2 (fév. 2020), p. 024005. ISSN : 1748-9326. DOI : 10.1088/1748-9326/ab6394. URL : <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/ab6394> (visité le 18/02/2024).
- [122] Sven Kotlarski, Daniel Lüthi et Christoph Schär. “The elevation dependency of 21st century European climate change: an RCM ensemble perspective”. In : *International Journal of Climatology* 35.13 (2015), p. 3902-3920. DOI : 10.1002/joc.4254.
- [123] Sven Kotlarski et al. “21st Century alpine climate change”. In : *Climate Dynamics* 60.1 (2023), p. 65-86. DOI : 10.1007/s00382-022-06303-3.
- [124] Sven Kotlarski et al. “Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble”. In : *Geoscientific Model Development* 7.4 (2014), p. 1297-1333. DOI : 10.5194/gmd-7-1297-2014.
- [125] G. Krinner et al. “A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system”. en. In : *Global Biogeochemical Cycles* 19.1 (mars 2005), 2003GB002199. ISSN : 0886-6236, 1944-9224. DOI : 10.1029/2003GB002199. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2003GB002199> (visité le 12/12/2023).
- [126] Michael Kuhn et Marc Olesfs. “Elevation-dependent climate change in the European Alps”. In : *Oxford Research Encyclopedia of Climate Science*. 2020. DOI : 10.1093/acrefore/9780190228620.013.762.
- [127] Mickaël Lalande et al. “Improving climate model skill over High Mountain Asia by adapting snow cover parameterization to complex-topography areas”. In : *The Cryosphere* 17.12 (2023), p. 5095-5130.
- [128] Remi Lam et al. “Learning skillful medium-range global weather forecasting”. In : *Science* 382.6677 (2023), p. 1416-1421.
- [129] Karl E Lapo et al. “Impact of errors in the downwelling irradiances on simulations of snow water equivalent, snow surface temperature, and the snow energy balance”. In : *Water resources research* 51.3 (2015), p. 1649-1670. DOI : 10.1002/2014WR016259.
- [130] Chloé Largeron et al. “Toward snow cover estimation in mountainous areas using modern data assimilation methods: a review”. In : *Frontiers in Earth Science* 8 (2020), p. 325. DOI : 10.3389/feart.2020.00325.
- [131] David M Lawrence et al. “The Community Land Model version 5: Description of new features, benchmarking, and impact of forcing uncertainty”. In : *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 11.12 (2019), p. 4245-4287.
- [132] Qian Li, Tao Yang et Lanhai Li. “Evaluation of snow depth and snow cover represented by multiple datasets over the Tianshan Mountains: Remote sensing, reanalysis, and simulation”. In : *International Journal of Climatology* 42.8 (2022), p. 4223-4239. DOI : 10.1002/joc.7459.
- [133] Hans Lievens et al. “Snow depth variability in the Northern Hemisphere mountains observed from space”. In : *Nature communications* 10.1 (2019), p. 4629.

- [134] Petter Lind et al. “Benefits and added value of convection-permitting climate modeling over Fenno-Scandinavia”. In : *Climate Dynamics* 55.7 (2020), p. 1893-1912. DOI : 10.1007/s00382-020-05359-3.
- [135] Petter Lind et al. “Spatial and temporal characteristics of summer precipitation over central Europe in a suite of high-resolution climate models”. In : *Journal of Climate* 29.10 (2016), p. 3501-3518. DOI : 10.1175/JCLI-D-15-0463.1.
- [136] J.I. López-Moreno et al. “Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain: Implications for estimating snow water equivalent”. en. In : *Advances in Water Resources* 55 (mai 2013), p. 40-52. ISSN : 03091708. DOI : 10.1016/j.advwatres.2012.08.010. URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170812002382> (visité le 15/01/2024).
- [137] Jean-François Louis. “A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere”. In : *Boundary-Layer Meteorology* 17.2 (1979), p. 187-202.
- [138] Valerio Lucarini. “The climatic system is constituted by four intimately interconnected sub-systems, atmosphere, hydrosphere, cryosphere, and bio”. en. In : (2011).
- [139] Philippe Lucas-Picher et al. “Evaluation of the convection-permitting regional climate model CNRM-AROME41t1 over northwestern Europe”. In : *Climate Dynamics* (2023), p. 1-29.
- [140] Jessica Lundquist et al. “Our skill in modeling mountain rain and snow is bypassing the skill of our observational networks”. In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 100.12 (2019), p. 2473-2490. DOI : 10.1175/BAMS-D-19-0001.1.
- [141] Samuel Lüthi et al. “Projections of Alpine Snow-Cover in a High-Resolution Climate Simulation”. In : *Atmosphere* 10.8 (2019), p. 463.
- [142] SvUkURO Manabe et Richard T Wetherald. “Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity”. In : (1967).
- [143] Justin S. Mankin et Noah S. Diffenbaugh. “Influence of temperature and precipitation variability on near-term snow trends”. en. In : *Climate Dynamics* 45.3-4 (août 2015), p. 1099-1116. ISSN : 0930-7575, 1432-0894. DOI : 10.1007/s00382-014-2357-4. URL : <http://link.springer.com/10.1007/s00382-014-2357-4> (visité le 25/01/2024).
- [144] Douglas Maraun. “Bias correcting climate change simulations-a critical review”. In : *Current Climate Change Reports* 2.4 (2016), p. 211-220. DOI : 10.1007/s40641-016-0050-x.
- [145] Eric Martin. “Modélisation du manteau neigeux et applications dans les domaines du changement climatique et de l’hydrologie”. Thèse de doct. 2005.
- [146] Christoph Marty. “Climate change and snow cover in the European Alps”. In : *Impacts of Skiing and Related Winter Recreational Activities on Mountain Environments, Bentham* (2013), p. 30-44.
- [147] Christoph Marty et al. “How much can we save? Impact of different emission scenarios on future snow cover in the Alps”. en. In : *The Cryosphere* 11.1 (fév. 2017), p. 517-529. ISSN : 1994-0424. DOI : 10.5194/tc-11-517-2017. URL : <https://tc.copernicus.org/articles/11/517/2017/> (visité le 31/07/2023).
- [148] Patrick Mascart, Joel Noilhan et Hervé Giordani. “A modified parameterization of flux-profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum”. In : *Boundary-Layer Meteorology* 72.4 (1995), p. 331-344.
- [149] David Masson et Christoph Frei. “Long-term variations and trends of mesoscale precipitation in the Alps: recalculation and update for 1901–2008”. In : *International Journal of Climatology* 36.1 (2016), p. 492-500. DOI : 10.1002/joc.4343.
- [150] V. Masson et al. “The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes”. In : *Geoscientific Model Development* 6.4 (2013), p. 929-960. DOI : 10.5194/gmd-6-929-2013.
- [151] Valéry Masson. “A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models”. In : *Boundary-layer meteorology* 94 (2000), p. 357-397.

- [152] Valéry Masson et al. “A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models”. In : *Journal of climate* 16.9 (2003), p. 1261-1282.
- [153] Michael Matiu et al. “Evaluating Snow in EURO-CORDEX Regional Climate Models with Observations for the European Alps: Biases and Their Relationship to Orography, Temperature, and Precipitation Mismatches”. In : *Atmosphere* 11.1 (2020), p. 46. DOI : 10.3390/atmos11010046.
- [154] Michael Matiu et al. “Observed snow depth trends in the European Alps: 1971 to 2019”. In : *The Cryosphere* 15.3 (2021), p. 1343-1382. DOI : 10.5194/tc-15-1343-2021.
- [155] Michael Matiu et al. *Snow cover in the European Alps: Station observations of snow depth and depth of snowfall*. Version v1.3. Zenodo, juill. 2021. DOI : 10.5281/zenodo.5109574. URL : <https://doi.org/10.5281/zenodo.5109574>.
- [156] Intercantonal Measurement et Information System IMIS. *IMIS measuring network*. 2023. DOI : <http://dx.doi.org/10.16904/envidat.406>. URL : <https://www.envidat.ch/dataset/imis-measuring-network>.
- [157] Cecile B Menard et al. “Scientific and human errors in a snow model intercomparison”. In : *Bulletin of the American Meteorological Society* (2020), p. 1-46. DOI : 10.1175/BAMS-D-19-0329.1.
- [158] C. B. Ménard, R. Essery et J. Pomeroy. “Modelled sensitivity of the snow regime to topography, shrub fraction and shrub height”. en. In : *Hydrology and Earth System Sciences* 18.6 (juin 2014), p. 2375-2392. ISSN : 1607-7938. DOI : 10.5194/hess-18-2375-2014. URL : <https://hess.copernicus.org/articles/18/2375/2014/> (visité le 16/01/2024).
- [159] Martin Ménégoz et al. “Contrasting seasonal changes in total and intense precipitation in the European Alps from 1903 to 2010”. In : *Hydrology and Earth System Sciences* 24.11 (2020), p. 5355-5377.
- [160] Justin R. Minder, Theodore W. Letcher et S. McKenzie Skiles. “An evaluation of high-resolution regional climate model simulations of snow cover and albedo over the Rocky Mountains, with implications for the simulated snow-albedo feedback”. In : *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121.15 (2016), p. 9069-9088. DOI : <https://doi.org/10.1002/2016JD024995>. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2016JD024995>. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JD024995>.
- [161] D. Monteiro et S. Morin. “Multi-decadal analysis of past winter temperature, precipitation and snow cover data in the European Alps from reanalyses, climate models and observational datasets”. In : *The Cryosphere* 17.8 (2023), p. 3617-3660. DOI : 10.5194/tc-17-3617-2023. URL : <https://tc.copernicus.org/articles/17/3617/2023/>.
- [162] Diego Monteiro et al. *Improvements of the land surface configuration to better simulate seasonal snow cover in the European Alps with the CNRM-AROME46t1 convection-permitting regional climate model*. Fév. 2024. DOI : 10.5281/zenodo.10717624. URL : <https://doi.org/10.5281/zenodo.10717624>.
- [163] Diego Monteiro et al. “Potential and limitations of convection-permitting CNRM-AROME climate modelling in the French Alps”. In : *International Journal of Climatology* (2022). DOI : 10.1002/joc.7637.
- [164] Samuel Morin et al. “Pan-European meteorological and snow indicators of climate change impact on ski tourism”. In : *Climate Services* 22 (2021), p. 100215. DOI : 10.1016/j.cliser.2021.100215.
- [165] Rebecca Mott, Vincent Vionnet et Thomas Grünewald. “The Seasonal Snow Cover Dynamics: Review on Wind-Driven Coupling Processes”. en. In : *Frontiers in Earth Science* 6 (déc. 2018), p. 197. ISSN : 2296-6463. DOI : 10.3389/feart.2018.00197. URL : <https://www.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2018.00197/full> (visité le 10/01/2024).
- [166] Joaquín Muñoz-Sabater et al. “ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications”. In : *Earth System Science Data* 13.9 (2021), p. 4349-4383.
- [167] K. N. Musselman, N. P. Molotch et P. D. Brooks. “Effects of vegetation on snow accumulation and ablation in a mid-latitude sub-alpine forest”. en. In : *Hydrological Processes* 22.15 (juill. 2008), p. 2767-2776. ISSN : 0885-6087, 1099-1085. DOI : 10.1002/hyp.7050. URL : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.7050> (visité le 15/01/2024).

- [168] Pierre Nabat et al. “Modulation of radiative aerosols effects by atmospheric circulation over the Euro-Mediterranean region”. In : *Atmospheric Chemistry and Physics* 20.14 (2020), p. 8315-8349. DOI : 10.5194/acp-20-8315-2020.
- [169] Adrien Napoly, Aaron Boone et Théo Welfringer. “ISBA-MEB (SURFEX v8. 1): model snow evaluation for local-scale forest sites”. In : *Geoscientific Model Development* 13.12 (2020), p. 6523-6545.
- [170] Adrien Napoly et al. “The interactions between soil–biosphere–atmosphere (ISBA) land surface model multi-energy balance (MEB) option in SURFEXv8–Part 2: Introduction of a litter formulation and model evaluation for local-scale forest sites”. In : *Geoscientific Model Development* 10.4 (2017), p. 1621-1644.
- [171] Guo-Yue Niu et al. “The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements”. In : *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 116.D12 (2011).
- [172] J Noilhan et J-F Mahfouf. “The ISBA land surface parameterisation scheme”. In : *Global and Planetary Change* 13.1-4 (1996), p. 145-159.
- [173] J Noilhan et S Planton. “A simple parameterization of land surface processes for meteorological models”. In : *Monthly weather review* 117.3 (1989), p. 536-549.
- [174] J Noilhan et al. “Defining area-average parameters in meteorological models for land surfaces with meso-scale heterogeneity”. In : *Journal of Hydrology* 190.3-4 (1997), p. 302-316.
- [175] Jari-Pekka Nousu et al. “Modeling snowpack dynamics and surface energy budget in boreal and subarctic peatlands and forests”. In : *The Cryosphere* 18.1 (2024), p. 231-263.
- [176] Jari-Pekka Nousu et al. “Modelling snowpack dynamics and surface energy budget in boreal and subarctic peatlands and forests”. In : *EGU sphere* 2023 (2023), p. 1-52.
- [177] Christopher H O’Reilly, Tim Woollings et Laure Zanna. “The dynamical influence of the Atlantic multi-decadal oscillation on continental climate”. In : *Journal of Climate* 30.18 (2017), p. 7213-7230.
- [178] Marc Olefs et al. “Changes in snow depth, snow cover duration, and potential snowmaking conditions in Austria, 1961–2020—a model based approach”. In : *Atmosphere* 11.12 (2020), p. 1330.
- [179] Michael Oppenheimer et al. “Sea level rise and implications for low lying islands, coasts and communities”. In : (2019).
- [180] Yvan Orsolini et al. “Evaluation of snow depth and snow cover over the Tibetan Plateau in global reanalyses using in situ and satellite remote sensing observations”. In : *The Cryosphere* 13.8 (2019), p. 2221-2239. DOI : 10.5194/tc-13-2221-2019.
- [181] Wendy S. Parker. “Reanalyses and Observations: What’s the Difference?” In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 97.9 (2016), p. 1565-1572. DOI : 10.1175/BAMS-D-14-00226.1. URL : <https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/97/9/bams-d-14-00226.1.xml>.
- [182] M. Pasgaard et N. Strange. “A quantitative analysis of the causes of the global climate change research distribution”. en. In : *Global Environmental Change* 23.6 (déc. 2013), p. 1684-1693. ISSN : 09593780. DOI : 10.1016/j.gloenvcha.2013.08.013. URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0959378013001489> (visité le 19/02/2024).
- [183] NC Pepin et al. “Climate changes and their elevational patterns in the mountains of the world”. In : *Reviews of geophysics* 60.1 (2022), e2020RG000730. DOI : 10.1029/2020RG000730.
- [184] Nicolas Pepin et al. “Elevation-dependent warming in mountain regions of the world”. In : *Nature climate change* 5.5 (2015), p. 424-430.
- [185] Marie Piazza et al. “Projected 21st century snowfall changes over the French Alps and related uncertainties”. en. In : *Climatic Change* 122.4 (fév. 2014), p. 583-594. ISSN : 0165-0009, 1573-1480. DOI : 10.1007/s10584-013-1017-8. URL : <http://link.springer.com/10.1007/s10584-013-1017-8> (visité le 31/07/2023).
- [186] Emanuela Pichelli et al. “The first multi-model ensemble of regional climate simulations at kilometer-scale resolution part 2: historical and future simulations of precipitation”. In : *Climate Dynamics* 56.11 (2021), p. 3581-3602. DOI : 10.1007/s00382-021-05657-4.

- [187] Jean-Marcel Piriou et Jean-François Guérémy. “Prognostic Condensates Microphysics and Transport A new convection scheme for the global Climate and NWP model ARPEGE”. In : (2016).
- [188] Laura Poggio et al. “SoilGrids 2.0: producing soil information for the globe with quantified spatial uncertainty”. In : *Soil* 7.1 (2021), p. 217-240.
- [189] Paul Poli et al. “ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century”. In : *Journal of Climate* 29.11 (2016), p. 4083-4097. DOI : 10.1175/JCLI-D-15-0556.1.
- [190] J. W. Pomeroy et al. “An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling”. en. In : *Hydrological Processes* 12.15 (déc. 1998), p. 2339-2367. ISSN : 08856087, 10991085. DOI : 10.1002/(SICI)1099-1085(199812)12:15<2339::AID-HYP800>3.0.CO;2-L. URL : [https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199812\)12:15%3C2339::AID-HYP800%3E3.0.CO;2-L](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/(SICI)1099-1085(199812)12:15%3C2339::AID-HYP800%3E3.0.CO;2-L) (visité le 16/01/2024).
- [191] A. F. Prein et al. “Precipitation in the EURO-CORDEX 0.11° and 0.44° simulations: high resolution, high benefits?” en. In : *Climate Dynamics* 46.1-2 (jan. 2016), p. 383-412. ISSN : 0930-7575, 1432-0894. DOI : 10.1007/s00382-015-2589-y. URL : <http://link.springer.com/10.1007/s00382-015-2589-y> (visité le 31/07/2023).
- [192] AF Prein et al. “Added value of convection permitting seasonal simulations”. In : *Climate Dynamics* 41.9-10 (2013), p. 2655-2677. DOI : 10.1007/s00382-013-1744-6.
- [193] Andreas F Prein et al. *Advances in convection-permitting climate modeling*. 2020.
- [194] Hamish D. Pritchard. “Global Data Gaps in Our Knowledge of the Terrestrial Cryosphere”. en. In : *Frontiers in Climate* 3 (juin 2021), p. 689823. ISSN : 2624-9553. DOI : 10.3389/fclim.2021.689823. URL : <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fclim.2021.689823/full> (visité le 31/07/2023).
- [195] Louis Quéno et al. “Satellite-derived products of solar and longwave irradiances used for snowpack modeling in mountainous terrain.” In : *Hydrology & Earth System Sciences* 24.4 (2020). DOI : 10.5194/hess-24-2083-2020.
- [196] A. Rabatel et al. “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”. In : *The Cryosphere* 7.5 (2013), p. 1455-1471. DOI : 10.5194/tc-7-1455-2013.
- [197] Raluca Radu, Michel Déqué et Samuel Somot. “Spectral nudging in a spectral regional climate model”. In : *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 60.5 (2008), p. 898-910. DOI : 10.1111/j.1600-0870.2008.00341.x.
- [198] Jan Rajczak et Christoph Schär. “Projections of future precipitation extremes over Europe: A multimodel assessment of climate simulations”. In : *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 122.20 (2017), p. 10-773.
- [199] MS Raleigh, JD Lundquist et MP Clark. “Exploring the impact of forcing error characteristics on physically based snow simulations within a global sensitivity analysis framework”. In : *Hydrology and Earth System Sciences* 19.7 (2015), p. 3153-3179.
- [200] Mika Rantanen et al. “The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979”. en. In : *Communications Earth & Environment* 3.1 (août 2022), p. 168. ISSN : 2662-4435. DOI : 10.1038/s43247-022-00498-3. URL : <https://www.nature.com/articles/s43247-022-00498-3> (visité le 24/01/2024).
- [201] Aurelien Ribes et al. “Issues in estimating observed change at the local scale—a case study: the recent warming over France”. In : *International Journal of Climatology* 36.11 (2016), p. 3794-3806. DOI : 10.1002/joc.4593.
- [202] M Ridal et al. *UERRA report 2.5*. Internal report. 2016. URL : <https://uerra.eu/publications/deliverable-reports.html>.
- [203] Laura Rontu, Clemens Wastl et Sami Niemelä. “Influence of the details of topography on weather forecast—evaluation of HARMONIE experiments in the Sochi Olympics domain over the Caucasian mountains”. In : *Frontiers in Earth Science* 4 (2016), p. 13.

- [204] Mathias W Rotach et al. “Multi-scale transport and exchange processes in the atmosphere over mountains. Programme and experiment”. In : (2020).
- [205] Erwin Rottler et al. “Elevation-dependent warming in the Swiss Alps 1981–2017: Features, forcings and feedbacks”. In : *International Journal of Climatology* 39.5 (2019), p. 2556-2568. DOI : 10.1002/joc.5970.
- [206] Paolo M Ruti et al. “MED-CORDEX initiative for Mediterranean climate studies”. In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 97.7 (2016), p. 1187-1208.
- [207] Vincent V Salomonson et I Appel. “Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index”. In : *Remote sensing of environment* 89.3 (2004), p. 351-360. DOI : 10.1016/j.rse.2003.10.016.
- [208] Lorenzo Sangelantoni et al. “Investigating the representation of heatwaves from an ensemble of km-scale regional climate simulations within CORDEX-FPS convection”. In : *Climate Dynamics* (2023), p. 1-37.
- [209] Muattar Saydi et Jian-li Ding. “Impacts of topographic factors on regional snow cover characteristics”. en. In : *Water Science and Engineering* 13.3 (sept. 2020), p. 171-180. ISSN : 16742370. DOI : 10.1016/j.wse.2020.09.002. URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1674237020300697> (visité le 15/01/2024).
- [210] Simon C Scherrer. “Temperature monitoring in mountain regions using reanalyses: Lessons from the Alps”. In : *Environmental Research Letters* 15.4 (2020), p. 044005.
- [211] Simon C Scherrer et Christof Appenzeller. “Swiss Alpine snow pack variability: major patterns and links to local climate and large-scale flow”. In : *Climate Research* 32.3 (2006), p. 187-199. DOI : 10.3354/cr032187.
- [212] S Schimanke, L Isaksson et L Edvinsson. *CERRA Land user guide*. Internal Report. 2022. URL : <https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/Copernicus+European+Regional+ReAnalysis+%5C%28CERRA%5C%29%5C%3A+product+user+guide>.
- [213] Wolfgang Schöner et al. “Spatiotemporal patterns of snow depth within the Swiss-Austrian Alps for the past half century (1961 to 2012) and linkages to climate change”. In : *International Journal of Climatology* 39.3 (2019), p. 1589-1603. DOI : 10.1002/joc.5902.
- [214] Y Seity et al. “The AROME-France convective-scale operational model”. In : *Monthly Weather Review* 139.3 (2011), p. 976-991.
- [215] Pranab Kumar Sen. “Estimates of the regression coefficient based on Kendall’s tau”. In : *Journal of the American statistical association* 63.324 (1968), p. 1379-1389. DOI : 10.1080/01621459.1968.10480934.
- [216] Gaëlle Serquet et al. “Seasonal trends and temperature dependence of the snowfall/precipitation-day ratio in Switzerland: SNOWFALL/PRECIPITATION-DAY RATIO”. en. In : *Geophysical Research Letters* 38.7 (avr. 2011), n/a-n/a. ISSN : 00948276. DOI : 10.1029/2011GL046976. URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2011GL046976> (visité le 31/07/2023).
- [217] J. E. Sicart et al. “Snow accumulation and ablation measurements in a midlatitude mountain coniferous forest (Col de Porte, France, 1325 m altitude): the Snow Under Forest (SnoUF) field campaign data set”. In : *Earth System Science Data* 15.11 (2023), p. 5121-5133. DOI : 10.5194/essd-15-5121-2023. URL : <https://essd.copernicus.org/articles/15/5121/2023/>.
- [218] Gerhard Smiatek, Harald Kunstmann et Alfonso Senatore. “EURO-CORDEX regional climate model analysis for the Greater Alpine Region: Performance and expected future change”. In : *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121.13 (2016), p. 7710-7728. DOI : 10.1002/2015JD024727.
- [219] Cornel Soci et al. “High-resolution precipitation re-analysis system for climatological purposes”. In : *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 68.1 (2016), p. 29879. DOI : 10.3402/tellusa.v68.29879.
- [220] P Spandre et al. “Climate controls on snow reliability in French Alps ski resorts”. In : *Scientific reports* 9.1 (2019), p. 1-9.
- [221] Valery Spiridonov, M Déqué et S Somot. “ALADIN-CLIMATE: from the origins to present date”. In : *ALADIN Newsletter* 29 (2005), p. 89-92.

- [222] Antonello A Squintu et al. “Homogenization of daily temperature series in the European Climate Assessment & Dataset”. In : *International journal of climatology* 39.3 (2019), p. 1243-1261. DOI : 10.1002/joc.5874.
- [223] Hans von Storch, Heike Langenberg et Frauke Feser. “A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes”. In : *Monthly weather review* 128.10 (2000), p. 3664-3673. DOI : 10.1175/1520-0493(2000)128%3C3664:ASNTFD%3E2.0.CO;2.
- [224] U Strasser et al. “Is snow sublimation important in the alpine water balance?” In : *The Cryosphere* 2.1 (2008), p. 53-66.
- [225] Malte F. Stuecker et al. “Polar amplification dominated by local forcing and feedbacks”. en. In : *Nature Climate Change* 8.12 (déc. 2018), p. 1076-1081. ISSN : 1758-678X, 1758-6798. DOI : 10.1038/s41558-018-0339-y. URL : <https://www.nature.com/articles/s41558-018-0339-y> (visité le 24/01/2024).
- [226] F Taillefer. “CANARI: Technical documentation”. In : *CNRM/GMAP Internal Rep., Météo-France* (2002).
- [227] Sagar K. Tamang et al. “Linking Global Changes of Snowfall and Wet-Bulb Temperature”. en. In : *Journal of Climate* 33.1 (jan. 2020), p. 39-59. ISSN : 0894-8755, 1520-0442. DOI : 10.1175/JCLI-D-19-0254.1. URL : <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-19-0254.1> (visité le 23/01/2024).
- [228] Christopher J. Tennant et al. “Regional sensitivities of seasonal snowpack to elevation, aspect, and vegetation cover in western North America”. en. In : *Water Resources Research* 53.8 (août 2017), p. 6908-6926. ISSN : 0043-1397, 1944-7973. DOI : 10.1002/2016WR019374. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2016WR019374> (visité le 11/01/2024).
- [229] P. Termonia et al. “The ALADIN System and its canonical model configurations AROME CY41T1 and ALARO CY40T1”. In : *Geoscientific Model Development* 11.1 (2018), p. 257-281. DOI : 10.5194/gmd-11-257-2018.
- [230] Silvia Terzago, Simona Fratianni et Roberto Cremonini. “Winter precipitation in Western Italian Alps (1926–2010) trends and connections with the North Atlantic/Arctic Oscillation”. In : *Meteorology and Atmospheric Physics* 119 (2013), p. 125-136. DOI : 10.1007/s00703-012-0231-7.
- [231] Silvia Terzago et al. “Sensitivity of snow models to the accuracy of meteorological forcings in mountain environments”. In : *Hydrology and Earth System Sciences* 24.8 (2020), p. 4061-4090. DOI : 10.5194/hess-24-4061-2020.
- [232] Silvia Terzago et al. “Snow water equivalent in the Alps as seen by gridded data sets, CMIP5 and CORDEX climate models”. In : *The Cryosphere* 11.4 (2017), p. 1625-1645. DOI : 10.5194/tc-11-1625-2017.
- [233] PW Thorne et RS Vose. “Reanalyses suitable for characterizing long-term trends”. In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 91.3 (2010), p. 353-362. DOI : 10.1175/2009BAMS2858.1.
- [234] Marwa Tifafi, Bertrand Guenet et Christine Hatté. “Large differences in global and regional total soil carbon stock estimates based on SoilGrids, HWSD, and NCSCD: Intercomparison and evaluation based on field data from USA, England, Wales, and France”. In : *Global Biogeochemical Cycles* 32.1 (2018), p. 42-56.
- [235] Sakari M Uppala et al. “The ERA-40 re-analysis”. In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography* 131.612 (2005), p. 2961-3012.
- [236] Robert Vautard et al. “Evaluation of the Large EURO-CORDEX Regional Climate Model Ensemble”. en. In : *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 126.17 (sept. 2021). ISSN : 2169-897X, 2169-8996. DOI : 10.1029/2019JD032344. URL : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2019JD032344> (visité le 31/07/2023).
- [237] Robert Vautard et al. “The simulation of European heat waves from an ensemble of regional climate models within the EURO-CORDEX project”. In : *Climate Dynamics* 41.9-10 (2013), p. 2555-2575. DOI : 10.1007/s00382-013-1714-z.

- [238] D. Verfaillie et al. “Multi-component ensembles of future meteorological and natural snow conditions for 1500 m altitude in the Chartreuse mountain range, Northern French Alps”. In : *The Cryosphere* 12.4 (2018), p. 1249-1271. DOI : 10.5194/tc-12-1249-2018.
- [239] D. Verfaillie et al. “The method ADAMONT v1.0 for statistical adjustment of climate projections applicable to energy balance land surface models”. In : *Geoscientific Model Development* 10.11 (2017), p. 4257-4283. DOI : 10.5194/gmd-10-4257-2017.
- [240] Matthieu Vernay et al. “The S2M meteorological and snow cover reanalysis over the French mountainous areas: description and evaluation (1958–2021)”. In : *Earth System Science Data* 14.4 (2022), p. 1707-1733. DOI : 10.5194/essd-14-1707-2022.
- [241] Diana L. Verseghy. “Class—A Canadian land surface scheme for GCMS. I. Soil model”. In : *International Journal of Climatology* 11.2 (1991), p. 111-133. DOI : <https://doi.org/10.1002/joc.3370110202>. eprint : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/joc.3370110202>. URL : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3370110202>.
- [242] Jean-Philippe Vidal et al. “A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system”. In : *International Journal of Climatology* 30.11 (2010), p. 1627-1644. DOI : 10.1002/joc.2003.
- [243] V Vionnet et al. “The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7. 2”. In : *Geoscientific Model Development* 5.3 (2012), p. 773-791.
- [244] Vincent Vionnet et al. “Numerical weather forecasts at kilometer scale in the French Alps: evaluation and application for snowpack modeling”. In : *Journal of Hydrometeorology* 17.10 (2016), p. 2591-2614.
- [245] Vincent Vionnet et al. “Sub-kilometer precipitation datasets for snowpack and glacier modeling in alpine terrain”. In : *Frontiers in Earth Science* 7 (2019), p. 182. DOI : 10.3389/feart.2019.00182.
- [246] Aurore Voltaire et al. “Evaluation of CMIP6 deck experiments with CNRM-CM6-1”. In : *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 11.7 (2019), p. 2177-2213.
- [247] Aurore Voltaire et al. “The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation”. In : *Climate dynamics* 40.9-10 (2013), p. 2091-2121.
- [248] Maria Vorkauf et al. “Past and future snowmelt trends in the Swiss Alps: the role of temperature and snowpack”. In : *Climatic Change* 165.3 (2021), p. 1-19. DOI : 10.1007/s10584-021-03027-x.
- [249] Melissa L Wrzesien et al. “Characterizing biases in mountain snow accumulation from global data sets”. In : *Water Resources Research* 55.11 (2019), p. 9873-9891. DOI : 10.1029/2019WR025350.
- [250] Yi Wu et al. “Hydrological Projections under CMIP5 and CMIP6: Sources and Magnitudes of Uncertainty”. In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 105.1 (2024), E59-E74.
- [251] Harry Zekollari, Matthias Huss et Daniel Farinotti. “Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble”. In : *The Cryosphere* 13.4 (2019), p. 1125-1146. DOI : 10.5194/tc-13-1125-2019.
- [252] Shaobo Zhang et Jie Chen. “Uncertainty in projection of climate extremes: A comparison of CMIP5 and CMIP6”. In : *Journal of Meteorological Research* 35.4 (2021), p. 646-662.
- [253] Zhu Zhongming et al. “AR6 climate change 2021: The physical science basis”. In : (2021).
- [254] A. Zhuk. “Artificial Intelligence Impact on the Environment: Hidden Ecological Costs and Ethical-Legal Issues”. In : *Journal of Digital Technologies and Law* 1.4 (déc. 2023), p. 932-954. ISSN : 2949-2483. DOI : 10.21202/jdtl.2023.40. URL : <https://www.lawjournal.digital/jour/article/view/303> (visité le 18/02/2024).

Titre : Caractérisation et modélisation de l'évolution des conditions météorologiques et d'enneigement dans les Alpes européennes

Mots clés : Changement climatique, Neige, Montagnes, Modélisation régionale

Résumé : Les régions de montagne sont des régions singulières, particulièrement sensibles aux évolutions des conditions climatiques. Sous l'influence du changement climatique, ces régions ont déjà subi des modifications de leurs conditions nivo-météorologiques, se traduisant par une augmentation des températures et un déclin du manteau neigeux à basse et moyenne altitude. Il est projeté que ces tendances passées se poursuivent à l'avenir. Dans ce contexte, la quantification des conditions climatiques passées et futures se révèle être le socle indispensable à l'élaboration de connaissances approfondies concernant les impacts et risques climatiques pour les sociétés humaines et les écosystèmes. En raison de leurs caractéristiques géographiques, les régions de montagne posent de nombreux défis pour caractériser leur climat et son évolution. Les réseaux d'observations qui fournissent le matériau principal des études sur le climat passé dans les Alpes Européennes sont épars, voire quasi-inexistants au-dessus de 3000 m d'altitude, historiquement et actuellement. De plus, la résolution horizontale des modèles climatiques régionaux utilisés jusqu'à récemment (de l'ordre de 10 km), limite leurs capacités de représentation des évolutions passées et futures du manteau neigeux en montagne et de ses principales variables explicatives, la température et les précipitations. Dans une première partie, cette thèse évalue les capacités de réanalyses globales et régionales (ERA5, ERA5-Land, MESCAN-SURFEX, CERRA-Land) et de simulations climatiques régionales (CNRM-ALADIN, CNRM-AROME) à représenter les conditions nivo-météorologiques au cours des dernières décennies dans les Alpes Européennes. Si les climatologies de température, précipitations et hauteur de neige hivernales sont bien simulées dans ERA5, MESCAN-SURFEX et CERRA-Land, nous mettons en avant plusieurs artefacts responsables de tendances climatiques incorrectes. À l'inverse, malgré de fortes surestimations de l'accumulation de neige dans ERA5-Land, CNRM-ALADIN et CNRM-AROME, ces derniers fournissent des tendances passées cohérentes avec la littérature. Finalement, nous montrons qu'aucune stratégie de modélisation ne surpasse toutes les autres au sein de notre échantillon et que les choix en amont ont des conséquences importantes sur la qualité et l'usage qui peut être fait des jeux de données produits. Nous explorons ensuite le potentiel de nouvelles simulations climatiques régionales à haute-résolution horizontale (2.5 km) réalisées avec le modèle CNRM-AROME pour fournir des informations climatiques robustes sur les conditions nivo-météorologiques passées et futures dans les Alpes françaises. Bien que les simulations réalisées avec CNRM-AROME présentent plusieurs avantages par rapport aux sorties des modèles climatiques régionaux à résolution plus grossière, à savoir des champs de températures et de précipitations plus proches des références observationnelles, leur évaluation met en évidence des biais en matière de couverture neigeuse, limitant son potentiel. Ces biais, également présent dans les résultats du modèle AROME utilisé pour la prévision numérique du temps, ont des causes multiples, impliquant des processus atmosphériques et leur influence sur la surface, en plus des déficiences du modèle de surface lui-même. Nous présentons dans une dernière partie des configurations améliorées du modèle de surfaces continentales SURFEX-ISBA utilisé dans CNRM-AROME, évaluées au moyen de simulations couplées couvrant les deux hivers 2018-2019 et 2019-2020 dans les Alpes européennes. Nos résultats montrent une amélioration des performances du modèle par rapport à la version par défaut, grâce à l'amélioration des composants du modèle mais aussi à une meilleure représentation de l'influence du manteau neigeux sur le bilan d'énergie. Ces résultats ouvrent des perspectives pour l'utilisation de telles configurations pour les simulations climatiques et la prévision numérique du temps avec AROME.

Title: Characterization and modeling of the evolution of meteorological and snow conditions in the European Alps

Key words: Climate Change, Snow, Mountains, Regional modeling

Abstract: Mountain regions are unique, and particularly sensitive to changes in climate conditions. Under the influence of climate change, these regions have already undergone important modifications of their snow-meteorological conditions, resulting in higher temperatures and a decline in snow cover at low and intermediate elevations. These past trends are expected to continue in the future. In this context, the quantification of past and future climate conditions is proving to be the foundation for the development of in-depth knowledge concerning climate impacts and risks for human societies and ecosystems. Due to their geographical characteristics, mountain regions present numerous challenges for characterizing their climate and its evolution. The observation networks that provide the main material for studies of past climate in the European Alps are sparse, or even virtually non-existent above 3000 m altitude, both historically and currently. Furthermore, the horizontal resolution of the regional climate models used until recently (of the order of 10 km), limits their ability to represent past and future changes in the mountain snowpack and its main explanatory variables, temperature and precipitation. In the first part, this thesis evaluates the ability of global and regional reanalyses (ERA5, ERA5-Land, MESCAN-SURFEX, CERRA-Land) and regional climate simulations (CNRM-ALADIN, CNRM-AROME) to represent snow-meteorological conditions over recent decades in the European Alps. While winter temperature, precipitation and snow depth climatologies are well simulated in ERA5, MESCAN-SURFEX and CERRA-Land, we highlight several artifacts responsible for incorrect climate trends. Conversely, despite strong overestimations of snow accumulation in ERA5-Land, CNRM-ALADIN and CNRM-AROME, the latter provide past trends consistent with the literature. Finally, we show that no single modeling strategy outperforms all others within our sample, and that upstream choices have important consequences for the quality and use that can be made of the datasets produced. We then explore the potential of new high horizontal resolution (2.5 km) regional climate simulations performed with the CNRM-AROME model to provide robust climate information on past and future snow and meteorological conditions in the French Alps. Although the simulations carried out with CNRM-AROME offer several advantages over the outputs of coarser-resolution regional climate models, namely temperature and precipitation fields closer to observational references, their evaluation highlights biases in snow cover, limiting its potential. These biases, also present in the results of the AROME model used for numerical weather prediction, have multiple causes, involving atmospheric processes and their influence on the surface, in addition to deficiencies in the surface model itself. In a final section, we present improved configurations of the SURFEX-ISBA continental surface model used in CNRM-AROME, evaluated using coupled simulations covering the two winters of 2018-2019 and 2019-2020 in the European Alps.

Our results show an improvement in the model's performance compared with the default version, thanks not only to improved model components but also to a better representation of the influence of the snowpack on the energy balance. These results open up prospects for the use of such configurations in climate simulations and numerical weather prediction with AROME.