



HAL
open science

Modélisation numérique de la neige : la fin du déterminisme ?

Matthieu Lafaysse

► **To cite this version:**

Matthieu Lafaysse. Modélisation numérique de la neige : la fin du déterminisme?. Météorologie. Université Toulouse III - Paul Sabatier, 2023. tel-04130109

HAL Id: tel-04130109

<https://hal.science/tel-04130109>

Submitted on 15 Jun 2023

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.

MODÉLISATION NUMÉRIQUE DE LA NEIGE :

La fin du déterminisme ?



MANUSCRIT

POUR L'HABILITATION À DIRIGER DES RECHERCHES

JURY

Marie Dumont, *CNRM - Centre d'Études de la Neige, marraine*

Xavier Fettweis, *Université de Liège, rapporteur*

Charles Fierz, *Institut fédéral pour l'étude de la neige et des avalanches SLF, rapporteur*

Simon Gascoin, *CESBIO, examinateur et représentant de l'Université de Toulouse 3*

Eric Martin, *Direction Appui aux Politiques Publiques, INRAE, rapporteur et président du jury*

MATTHIEU LAFAYSSE

Remerciements

Ce fut Yves Lejeune et Patrick Wagnon qui, les premiers, m'ont initié à la recherche et à la modélisation du manteau neigeux, pour comprendre les processus en jeu sur les neiges éphémères d'une moraine d'Equateur. Je suis heureux de leur présence à mes côtés pour fêter ce diplôme 15 ans plus tard ! J'ai ensuite continué à apprendre les méthodes et les codes de la recherche d'abord grâce mes directeurs de thèse, Benoît Hingray et Laurent Terray, puis grâce à l'encadrement, au soutien et aux encouragements au Centre d'Etudes de la Neige d'abord de Samuel Morin, puis de Marie Dumont. C'est évidemment grâce à Samuel et Marie que j'ai trouvé une place dans la communauté scientifique de la neige. Le statut de Marie, marraine de cette Habilitation à Diriger des Recherches, reflète tout à fait, à mes yeux son rôle et son précieux soutien dans mes travaux, bien au-delà de la préparation de ce manuscrit.

Mon apprentissage s'est aussi façonné grâce aux apports inépuisables de nouvelles idées par les stagiaires, doctorants, post-doctorants et ingénieurs avec qui j'ai eu la chance de travailler au CEN, par ordre alphabétique Matthieu Baron, Carlo Carmagnola, Robin Champavier, Luc Charrois, Bertrand Cluzet, Antoine Corcket, Jérémie Dagaut, César Deschamps-Berger, Mathieu Fructus, Ange Haddjeri, Grégoire Lecourt, Giulia Mazzotti, Diego Monteiro, Rafife Nheili, Jari-Pekka Nousu, Victor Nussbaum, Sabine Radanovics, Jesus Revuelto, Pierre Spandre, Matthieu Vernay, Léo Viallon-Galinier, Laure Vincent, Alexandre Wegiel. Je les remercie très sincèrement pour leur investissement et la confiance qu'ils m'ont accordé. Je prends beaucoup de plaisir à travailler dans cette équipe, et ma plus grande satisfaction est lorsque je ressens que ce plaisir est partagé. Je suis touché, également, de la présence d'un grand nombre d'entre eux pour fêter cet événement.

Au delà de ces encadrements ou collaborations directes, de nombreux échanges avec la majorité des autres collègues permanents et non permanents du CEN, avec les collègues du campus grenoblois et des autres groupes du CNRM et au-delà, ont très largement contribué aux travaux présentés dans ce manuscrit. Certains noms sont cités au fil des pages, je ne peux tous les mentionner, mais je peux m'en sortir en remerciant tous mes coauteurs de publications. Mention spéciale quand même pour Vincent Vionnet, définitivement le meilleur partenaire en bavardage sur Crocus et la modélisation de la neige en général. Il est tout aussi essentiel de remercier les équipes administratives et informatiques tant leur soutien occupe une place majeure dans notre quotidien, ainsi que les équipes de support sur les codes partagés du CNRM, notamment SURFEX et vortex.

Bien sûr je remercie aussi Guillaume, mon mari, qui accepte — en général — et presque depuis l'origine, que le travail scientifique puisse s'avérer envahissant dans la vie personnelle.

Je remercie enfin chaleureusement Eric Martin, Xavier Fettweis, Charles Fierz et Simon Gascoin qui m'ont fait l'honneur d'accepter d'évaluer mon travail et m'ont offert des retours d'une finesse et d'une pertinence que je n'aurais pu espérer, qui nourriront de façon majeure mes prochaines réflexions scientifiques.

Résumé

La connaissance fine des propriétés physiques du manteau neigeux en montagne est essentielle pour prévoir les aléas naturels liés à la neige (avalanches, crues) et optimiser la gestion des ressources en eau. Les observations disponibles ne permettent qu'un suivi partiel du manteau neigeux. L'utilisation de modèles numériques simulant son évolution est donc un complément naturel aux observations pour estimer l'ensemble des propriétés physiques de la neige nécessaire aux différentes applications, sans restriction spatiale ou temporelle. Cependant, les simulations souffrent de nombreuses erreurs (forçage météorologique, erreurs intrinsèques au modèle de neige, et résolution spatiale souvent insuffisante pour décrire la variabilité spatiale du manteau neigeux en montagne). Ce document synthétise les travaux effectués depuis une dizaine d'années pour (1) mieux quantifier ces incertitudes par l'utilisation des méthodes d'ensemble à la fois pour le forçage météorologique et les paramétrisations physiques du modèle de neige et (2) réduire les incertitudes en assimilant des observations du manteau neigeux in-situ et télédéteectées (hauteurs de neige, réflectance optique) à l'aide d'un filtre à particules. Enfin, nous présentons notre stratégie de long terme de construction d'un nouveau système de simulation exploitant les ensembles et ces méthodes d'assimilation, mais résolvant la variabilité spatiale de la neige à une résolution horizontale de 250 mètres. Cette résolution nécessite de simuler de nouveaux processus comme le transport de neige par le vent et les interactions neige-végétation, des challenges à cette échelle spatiale.

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	La neige	1
1.2	Un besoin	1
1.3	Un modèle	2
1.4	Un modélisateur	3
1.5	Une réalité	4
1.6	Des incertitudes	5
1.7	Un parti pris	6
2	Ensembles météorologiques	7
2.1	Utilisation des prévisions d'ensemble météorologiques pour la prévision du risque d'avalanches	7
2.2	Application à la gestion de la neige dans les stations de ski	11
2.3	Post-traitements statistiques pour la prévision de l'épaisseur de neige fraîche	12
2.4	Vers une analyse météorologique d'ensemble	16
3	Ensembles multiphysiques	18
3.1	Contexte	18
3.2	Méthode de construction de l'ensemble	19
3.3	Illustration de l'équifinalité	20
3.4	Evaluations au Col de Porte	21
3.5	Evaluations sur les sites du projet ESM-SnowMIP	24
3.6	Evaluation des flux turbulents en milieu boréal	28
3.7	Evaluation des propriétés internes au Weissfluhjoch	29
3.8	Application à l'étude de processus	33
3.9	Application à l'incertitude des projections futures de l'enneigement	35
4	Assimilation d'ensemble d'observations du manteau neigeux	36
4.1	Contexte	36
4.2	Nouvel algorithme	38
4.3	Evaluations en expériences jumelles	38
4.4	Application à l'assimilation d'observations ponctuelles de hauteurs de neige	39
4.5	Vers un système de simulation distribué de la neige en montagne	41
4.6	Challenges sur l'algorithme d'assimilation	41
4.7	Challenges sur les observations	42
4.8	Challenges sur les forçages météorologiques	44
4.9	Assimilation des observations de précipitations	45
5	Améliorations et extensions des processus représentés dans Crocus	47
5.1	Modélisation de la neige sous forêt	47
5.2	Transport de neige par le vent	50
5.3	Couplage thermique entre le sol, la végétation basse et la neige	54
5.4	Autres processus	56
6	Conclusion	59

1 Introduction

1.1 La neige

La neige est une actrice majeure du système climatique aux échelles globale et régionale : elle réfléchit le rayonnement solaire, elle isole thermiquement les sols, elle affecte les circulations atmosphériques. Sa présence conditionne l’habitat végétal et animal, sa fonte rythme les débits des rivières. Parfois, la neige prendra une vie sur son passage, elle qui pourtant protège si bien la banquise et les glaciers. La neige fait glisser les skieurs et vivre les vallées. La neige change aussi, témoin d’une époque bouleversée.

Bien des auteurs avant moi ont listé avec soin plusieurs centaines de références justifiant l’essentialité de l’étude de ce mélange d’eau et d’air plus ou moins organisé, pour ces différents sujets. Tout lecteur de mon manuscrit est très certainement déjà familier de ces introductions presque standardisées dans les documents scientifiques. Aussi, je m’abstiendrai d’une telle exhaustivité, et tenterai de me démarquer en choisissant simplement de débiter ce document par ce qui a vraiment poussé la plupart d’entre nous dans les sciences de la neige.

Enfants, la neige nous semblait pure, magique, imprévisible, promesse de jeux aussi intenses qu’éphémères. Après dix ans de recherche, une petite part du mystère peut sembler levée. Mais au réveil au lendemain d’une chute de neige, pas d’impact hydrologique, climatique ou socio-économique, pas de processus manquant, pas de courbes ou de scores statistiques. Juste la neige qui semble pure, magique, imprévisible, promesse de jeux aussi intenses qu’éphémères. Si j’étudie la neige, c’est d’abord parce qu’elle nous fait rêver.



Tocane Saint-Apre (24), 1987



Matemale (66), 1993

1.2 Un besoin

La connaissance fine des propriétés physiques du manteau neigeux en montagne est essentielle pour prévoir les aléas naturels liés à la neige et optimiser la gestion des ressources en eau. En particulier, le risque d’avalanches est un enjeu majeur de sécurité pour les routes de montagne et les pratiques récréatives de la montagne hivernale (Stethem *et al.*, 2003; Jarry, 2019). Sa prévision requiert une estimation détaillée du profil vertical des propriétés physiques de la neige (sa stratigraphie), et leur variabilité spatiale (Schweizer *et al.*, 2003). Concernant la ressource en eau, l’anticipation des masses de neige (ou équivalent en eau) disponibles pour la fonte printanière est essentielle pour définir les stratégies de production hydroélectrique gérant au mieux les stocks d’eau disponibles dans les retenues (Bales *et al.*,

2006; Sauquet *et al.*, 2016; Magnusson *et al.*, 2020) et anticiper les risques de crues pouvant être aggravées par la fonte nivale (Merz et Blöschl, 2003; Keller *et al.*, 2018; Vionnet *et al.*, 2020).

Les observations disponibles ne permettent qu'un suivi partiel du manteau neigeux (Largeron *et al.*, 2020). Les mesures in situ caractérisent localement la quantité de neige et sa stratigraphie (Haberkorn, 2019), mais leur représentativité et leur couverture spatiale et temporelle sont insuffisantes pour décrire la forte variabilité du manteau neigeux en montagne (Clark *et al.*, 2011). Les observations satellites offrent une couverture spatiale plus exhaustive mais les informations auxquelles donnent accès les instruments ayant une résolution horizontale suffisante en montagne (Awasthi et Varade, 2021) ne répondent pas aux besoins de la Prévision du Risque d'Avalanches ou de la gestion des ressources en eau. En effet, il n'est pas possible à ce jour de mesurer par télédétection les variations sur la verticale de densité, contenu en eau liquide ou résistance mécanique de la neige, propriétés essentielles pour le risque d'avalanche (Viallon-Galinier *et al.*, 2022b). Il n'existe pas non plus de mesure d'équivalent en eau à une résolution suffisante pour connaître le stock d'eau des bassins versants en fin d'hiver (Tsang *et al.*, 2022). L'utilisation de modèles numériques simulant l'évolution du manteau neigeux est donc un complément prometteur aux observations donnant accès aux propriétés physiques de la neige nécessaires à ces deux applications, à tout instant et sans restriction sur les domaines couverts.

La même conclusion peut être obtenue sous un angle fort différent : celui des sciences atmosphériques. Comprendre et prévoir l'évolution de l'atmosphère nécessite de connaître précisément les conditions à sa limite inférieure, qui est parfois principalement constituée de neige sur de grandes étendues à l'échelle du globe (Xu et Dirmeyer, 2011; Diro *et al.*, 2018). Là encore, la connaissance trop partielle apportée par les observations a conduit les communautés de la Prévision Numérique du Temps et de la climatologie à représenter la neige de façon numérique.

1.3 Un modèle

Des modèles numériques de différente complexité ont ainsi été développés dans les dernières décennies pour représenter la neige (Krinner *et al.*, 2018) et sont appliqués en temps réel dans des systèmes opérationnels pour des applications variées. Ainsi, des modèles simples fortement calibrés (Ohmura, 2001; Zappa *et al.*, 2003) ou des modèles à bilan d'énergie (Marks *et al.*, 1999; Pomeroy *et al.*, 2012; Marsh *et al.*, 2020) sont couramment utilisés dans des systèmes de modélisation hydrologique en régions froides. Les modèles de neige à bilan d'énergie sont également souvent utilisés de façon couplée aux modèles atmosphériques (Douveille *et al.*, 1995; Bartlett *et al.*, 2006; Dutra *et al.*, 2010) au sein des systèmes de Prévision Numérique du Temps (PNT) ou des Modèles de Circulation Générale (GCM) utilisés pour l'étude du climat. Certains de ces schémas numériques à bilan d'énergie représentent la variabilité verticale de certaines propriétés physiques de la neige telles que la température ou la densité (Wang *et al.*, 2013; Decharme *et al.*, 2016; Cristea *et al.*, 2022). Les modèles les plus détaillés à ce jour sont ceux qui incluent aussi une représentation explicite de propriétés décrivant la microstructure de la neige, c'est-à-dire des propriétés morphologiques (forme, taille, etc.) des éléments structurels de glace qui la composent en association aux pores remplis d'air (Fierz *et al.*, 2009). Cela nécessite une résolution verticale suffisamment fine. C'est le cas notamment des modèles SNTHERM (Jordan, 1991),

SNOWPACK, (Bartelt et Lehning, 2002) ou encore le modèle français Crocus développé depuis la fin des années 1980 (Brun *et al.*, 1989, 1992; Vionnet *et al.*, 2012) au Centre d'Etudes de la Neige (CEN), groupe du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM).

A quelques exceptions près (Brun *et al.*, 2011; Vionnet *et al.*, 2014; Sharma *et al.*, 2021), ces modèles détaillés sont encore rarement utilisés dans les applications couplées à l'atmosphère. En revanche, SNOWPACK et Crocus sont désormais opérés dans plusieurs pays dans des chaînes de modélisation du manteau neigeux destinées à informer les prévisionnistes avalanches de l'état passé, présent et futur du manteau neigeux (Morin *et al.*, 2020). En effet, l'un des intérêts de ces modèles est leur capacité à simuler la formation de couches fragiles de neige facettée en présence de forts gradients de température près de la surface de la neige, et leur enfouissement et persistance au sein du manteau, élément critique pour les déclenchements d'avalanches (Reuter *et al.*, 2022). Considérant que l'identification et la localisation de ce processus, entre autres, est difficile à déterminer à partir des seules observations disponibles, le système numérique français est le premier à avoir été mis en place dans les années 1990 (Durand *et al.*, 1999). Il fournit chaque jour aux prévisionnistes avalanches de Météo-France des informations spatialisées sur les massifs français. Il permet aussi d'estimer les équivalents en eau disponibles sur les bassins versants (Revue *et al.*, 2018). Dans sa configuration opérationnelle, le modèle est appliqué dans une géométrie par classes topographiques où la variabilité spatiale de la neige au sein d'un massif est supposée ne dépendre que de l'altitude, l'orientation et l'inclinaison des pentes (Vernay *et al.*, 2022). Les forçages météorologiques sont issus du système d'analyse et de prévision SAFRAN (Durand *et al.*, 1993, 1998) qui travaille dans cette même géométrie, ce qui constitue le système SCM (SAFRAN-Crocus-MEPRA), le dernier module étant une analyse de la stabilité mécanique des profils simulés (Giraud, 1992; Giraud *et al.*, 2002).

A mon arrivée au CEN début 2012, le système opérationnel était opéré de façon déterministe (une seule simulation) et le modèle Crocus utilisé n'était pas couplé à une modélisation explicite du sol sous-jacent. Cependant, le modèle Crocus venait très récemment d'être réimplémenté dans la plateforme de modélisation SURFEX (Surface Externalisée, Masson *et al.*, 2013) destinée à rassembler tous les développements de modélisation de la surface du CNRM pour les applications couplées et forcées. Crocus est ainsi devenu le schéma de neige le plus détaillé du modèle de surfaces continentales ISBA (Noilhan et Planton, 1989; Noilhan et Mahfouf, 1996; Decharme *et al.*, 2011), alternative au schéma D95 monocouche (Douville *et al.*, 1995) et au schéma ES (Explicit Snow) multi-couches mais sans métamorphisme (Boone et Etchevers, 2001; Decharme *et al.*, 2016). Crocus au sein de SURFEX était à ce stade uniquement utilisé dans de premières expériences de recherche, publiées quelques mois plus tard (Brun *et al.*, 2013; Morin *et al.*, 2013; Vionnet *et al.*, 2013).

1.4 Un modélisateur

J'ai pris mes fonctions au CEN début 2012 après une thèse réalisée au Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement. Mon statut est avant tout mon appartenance au corps des Ingénieurs des Travaux de la Météorologie (ITM) qui est l'un des principaux corps techniques des fonctionnaires employés par Météo-France. Mon poste a été depuis l'origine identifié et évalué comme un poste de chercheur en "développement et applications du modèle Crocus". Cependant, il faut noter deux spécificités importantes par rapport aux profils de chercheurs plus académiques. Tout d'abord, je n'ai pas été

recruté sur ce poste avec un projet de recherche particulier, et les thématiques couvertes étaient en grande partie nouvelles par rapport à mon projet de thèse. Mon projet s’est donc construit progressivement au fil des années, de mon appropriation et de ma compréhension du fonctionnement et des besoins de la modélisation numérique de la neige. De plus, comme pour beaucoup d’autres ITM chercheurs du CNRM, les attentes sur mon poste portaient initialement en priorité sur des fonctions d’ingénieur, en particulier pour le maintien et le développement technique des codes dont on m’avait confié la responsabilité.

Dans le contexte décrit dans la section précédente, l’une des premières missions qui m’a été confiée a été de capitaliser sur l’implémentation de Crocus dans SURFEX pour l’intégrer dans une nouvelle chaîne de simulation opérationnelle, entièrement rénovée. La robustesse d’un système opérationnel vient avec des contraintes que nous avons tenté de synthétiser dans la Section 5 de *Morin et al.* (2020). Elle est bien plus difficile à atteindre que la simple exécution d’un modèle en mode recherche. SCM est ainsi devenue S2M (SAFRAN - SURFEX/ISBA/Crocus - MEPRA) de façon opérationnelle à l’été 2014 (*Lafaysse et al.*, 2013). Dans le même temps, mes premières années de travail ont aussi consisté à rendre ce nouvel outil plus facile d’accès pour la recherche, au laboratoire et au-delà, mais aussi à réaliser certains développements de grande ampleur au service des projets d’autres chercheurs du CEN comme l’implémentation dans Crocus d’un nouveau schéma de transfert radiatif dans la neige (*TARTES, Libois et al.*, 2015).

La recherche a ensuite constitué une part croissante de mon activité au fur et à mesure de ma prise de conscience des limites scientifiques de ce système. C’est le travail que je vais décrire dans ce mémoire, qui s’est notamment articulé autour de l’encadrement d’étudiants, et que je poursuis dans un autre cadre depuis début 2021, ayant pris la responsabilité de diriger l’équipe *Modélisation Nivo-météorologique* du CEN. Toutefois, tant le maintien et l’évolution de modèles opérationnels sur des systèmes en constante évolution que la pérennité de codes développés à plusieurs et dans plusieurs équipes, sont des challenges au moins aussi difficiles que celui de mener des recherches scientifiques cohérentes. Ces challenges techniques ne trouvent traditionnellement pas leur place dans un manuscrit de HDR, et plus généralement dans les documents d’évaluation de la recherche à l’échelle individuelle ou collective, au risque d’encourager des stratégies parfois plus productivistes en publications mais délaissant la pérennité et la maintenabilité des outils numériques. C’est pourtant un travail difficilement dissociable de celui de la recherche scientifique elle-même dans les domaines numériques, qu’il serait à mes yeux nécessaire de davantage documenter, partager et valoriser. Ces problématiques évoquées ici en dix lignes ont en réalité occupé au moins la moitié de mon temps ces dix dernières années.

1.5 Une réalité

Malgré les efforts considérables entrepris pendant plusieurs dizaines d’années par mes prédécesseurs pour développer, maintenir et améliorer le système opérationnel de modélisation du manteau neigeux, proposer des outils d’analyse et y former les utilisateurs, la réalité de l’utilisation de ces simulations par les prévisionnistes m’est rapidement apparue en décalage considérable avec les discours d’affichage véhiculés à l’époque. Aujourd’hui encore, la modélisation numérique de la neige n’est pas devenue l’outil principal permettant la Prévision du Risque d’Avalanches, ni en France, ni ailleurs dans le monde, et c’est ainsi qu’il faut avoir l’honnêteté de le formuler. Je ne peux nier la déception voire la frustration provoquée par cette prise de conscience postérieure à ma prise de poste, voire une période de

doute quant à mon intérêt pour persister dans cette activité. Aujourd’hui, mon sentiment est que le transfert de ces outils numériques aux services opérationnels a probablement été trop précoce, peut-être emporté par l’élan de prospérité du numérique dans d’autres disciplines, oubliant peut-être un peu vite que près d’un siècle de recherche avait été nécessaire avant par exemple que la Prévision Numérique du Temps ne trouve son public. Cependant, si le besoin de mieux connaître et prévoir l’état du manteau neigeux n’est pas satisfait par les modèles actuels, notre mission est avant tout de redoubler d’efforts pour faire gagner en maturité ces systèmes de simulation.

1.6 Des incertitudes

Les simulations du manteau neigeux, opérationnelles ou non, sont affectées par de nombreuses incertitudes qu’il est nécessaire de bien distinguer. Dans les applications non couplées à un modèle atmosphérique, les modèles de neige sont forcés par des estimations des conditions météorologiques proches de la surface, lesquelles dominent bien souvent l’incertitude (Raleigh *et al.*, 2015; Schlögl *et al.*, 2016; Günther *et al.*, 2019), qu’elles soient observées localement, analysées à plus grande échelle, ou encore prévues. Dans un système comme S2M, les analyses des conditions météorologiques passées ne sont contraintes que par des observations très éparses (Vernay *et al.*, 2022), insuffisantes pour résoudre toutes les erreurs des ébauches utilisées, habituellement des analyses ou des prévisions des modèles de PNT. Dans un système numérique où le manteau neigeux évolue librement de jour ou jour, sans réinitialisation des propriétés le décrivant, les erreurs de simulation du manteau neigeux à un instant donné sont le résultat de la propagation et du cumul de toutes les erreurs d’analyse météorologique depuis l’origine de la constitution du manteau neigeux, donc couramment sur plusieurs mois pour des manteaux neigeux saisonniers.

Les erreurs des modèles de PNT sont responsables d’erreurs encore largement supérieures du forçage météorologique sur la période de prévision, puisqu’il ne peut alors plus être contraint par les observations. Outre les erreurs intrinsèques au caractère chaotique de l’atmosphère, des biais systématiques de prévisions existent et peuvent avoir pour origine la résolution horizontale insuffisante des modèles (Weisman *et al.*, 1997; Mullen et Buizza, 2002; Szunyogh et Toth, 2002; Buizza *et al.*, 2003), des paramétrisations physiques sous-optimales (Palmer, 2001; Wilks, 2005), ou des imperfections dans la génération de leurs conditions initiales (Barkmeijer *et al.*, 1998, 1999; Hamill *et al.*, 2000, 2003; Sutton *et al.*, 2006). Les erreurs de prévisions dépendent des flux atmosphériques et peuvent beaucoup varier d’un jour à l’autre (Leutbecher et Palmer, 2008).

Ensuite, les modèles de neige sont par construction des simplifications considérables de la réalité. Malgré la base physique que constitue la résolution numérique de la diffusion de chaleur et du bilan d’énergie, de nombreux processus sont représentés par des paramétrisations empiriques porteuses de larges incertitudes propres aux incertitudes expérimentales et au manque de généralité des expérimentations dont elles sont issues. Des processus physiques trop complexes à représenter sont par ailleurs couramment ignorés (Essery *et al.*, 2013). Il peut s’agir de processus pour lesquels aucune formulation numérique satisfaisante et/ou suffisamment peu coûteuse numériquement n’a encore été proposée (e.g. transport de vapeur), ou bien de processus où l’hypothèse unidimensionnelle à l’échelle spatiale simulée est prise en défaut : percolation hétérogène de l’eau liquide, transport de neige par le vent, interactions neige-végétation, advection de chaleur sur les manteaux neigeux parcellaires. Selon la complexité des modèles, d’autres processus peuvent aussi être ignorés en particulier

si les variables d'état du modèle ne permettent pas de les décrire. Outre ces paramétrisations, des incertitudes sont inhérentes aux méthodes numériques choisies dans le coeur physique du système : discrétisation verticale (Cristea *et al.*, 2022) et temporelle, découplage numérique entre certains processus qui sont en réalité couplés, par exemple entre la diffusion de la chaleur et les changements de phase (Tubini *et al.*, 2021).

Enfin, des incertitudes sont naturellement associées à la résolution spatiale du système de modélisation numérique. Clark *et al.* (2011) ont synthétisé les différentes échelles spatiales de la variabilité du manteau neigeux. Ils distinguent l'échelle ponctuelle (< 5 m) où la variabilité est dominée par des effets liés à la rugosité de surface ou la présence d'un arbre, l'échelle de la pente (1-100 m) où s'ajoutent les spécificités topographiques (ruptures de pentes, etc.), l'échelle du bassin versant (100 m - 10 km) où la variabilité est dominée par des effets d'altitude et d'orientation des pentes et l'échelle régionale (10 - 1000 km) où les gradients de précipitations deviennent importants. Le transport de neige par le vent, l'écoulement des avalanches et la distribution de la végétation peuvent selon les milieux provoquer une variabilité aussi forte à l'échelle de la pente qu'à l'échelles du bassin versant ou de la région. La résolution de S2M est évidemment insuffisante pour décrire toutes ces échelles de la variabilité spatiale du manteau neigeux. L'utilisation d'une part de bandes d'altitude de 300 mètres et de 16 classes de pentes pour représenter la variabilité spatiale du bilan d'énergie et d'autre part de massifs d'environ 1000 km² pour représenter les gradients météorologiques horizontaux (Vernay *et al.*, 2022) permet au mieux de cibler les principales sources de variabilité aux échelles du bassin versant et régionales, mais cela ne permet pas d'atteindre l'échelle spatiale des déclenchements d'avalanche à laquelle la variabilité des conditions nivo-météorologiques reste largement non résolue.

1.7 Un parti pris

Face à ces différentes sources d'incertitude, il m'est apparu utile de chercher à mieux les quantifier pour deux raisons principales. D'abord, une quantification objective de l'incertitude peut aider à donner confiance ou non dans la prévision d'un modèle et aider les prévisionnistes à identifier les situations dans lesquelles ils peuvent ou non faire confiance aux simulations de la neige. Ensuite, l'interconnexion entre les différents processus au sein d'un modèle ne permet pas d'améliorer la représentation de l'un d'entre eux si l'on ignore l'incertitude sur les autres. Enfin, une meilleure connaissance des incertitudes est nécessaire pour les réduire par l'utilisation de techniques d'assimilation de données pour corriger le manteau neigeux simulé, par exemple à partir d'observations de la neige conventionnelles ou télédéteçtées. En effet, toutes les techniques d'assimilation de données reposent sur un équilibre entre la confiance attribuée aux observations et la confiance attribuée aux ébauches, nécessitant donc une quantification adéquate des erreurs respectives.

Dans d'autres disciplines comme la météorologie et l'hydrologie, les approches d'ensemble sont maintenant généralisées pour quantifier l'incertitude (Swinbank *et al.*, 2016), particulièrement pour les échéances de prévision les plus éloignées où l'incertitude augmente. En effet, les prévisions d'ensemble permettent d'améliorer la confiance des utilisateurs d'un système de prévisions pour anticiper l'occurrence d'événements extrêmes (Candille et Talagrand, 2005). Plusieurs auteurs ont démontré que dans le cas général, une estimation de la densité de probabilité d'une variable météorologique ou météo-dépendante présente plus de valeur pour un utilisateur qu'une prévision déterministe (Richardson, 2000; Ramos *et al.*, 2013). Les simulations d'ensemble sont aussi la base de la confiance dans les simulations du

climat futur, et leur nécessité ne pose plus question dans les études d’impact du changement climatique (Lafaysse *et al.*, 2014; Kotlarski *et al.*, 2023). Plusieurs techniques d’assimilation de données sont aussi basées sur la construction d’ensembles pour caractériser les erreurs d’ébauche (Piazzi *et al.*, 2018; LARGERON *et al.*, 2020). Par conséquent, bien que pratiquement inexistantes du paysage de la modélisation numérique de la neige au début des années 2010, les approches d’ensemble étaient le candidat naturel pour la quantification des incertitudes dans cette application, et espérer faire progresser l’utilité et la qualité des simulations, leur résolution horizontale, et les échéances de prévision couvertes. C’est donc l’approche que j’ai choisi de développer en priorité pour traiter les différentes sources d’erreurs recensées dans la Section 1.6.

Les deux premières parties de ce mémoire seront donc consacrées à l’introduction des approches d’ensemble dans la modélisation numérique de la neige, d’abord pour représenter l’incertitude du forçage météorologique (Section 2), puis pour représenter l’incertitude propre du modèle de neige (Section 3). Dans les deux cas, le besoin d’évaluation des méthodes ensemblistes m’a conduit à renforcer considérablement les évaluations de nos modèles qui étaient disponibles jusqu’ici. Je présente également dans chacune de ces sections les nouvelles applications ouvertes par ces méthodes. Dans la Section 4, je présente comment les approches d’ensemble nous ont permis de progresser en assimilation de données et nous donne l’espoir de pouvoir mieux contraindre nos simulations du manteau neigeux à moyen terme. Enfin, la Section 5 aborde différentes problématiques soulevées par la variabilité spatiale non résolue à ce jour et les challenges à relever pour progresser dans la résolution horizontale des phénomènes représentés et ainsi se rapprocher des échelles d’intérêt. Cette dernière section intègre un certain nombre de travaux encore en cours, et revêt un caractère beaucoup plus prospectif que les points précédents.

2 Ensembles météorologiques

2.1 Utilisation des prévisions d’ensemble météorologiques pour la prévision du risque d’avalanches

2.1.1 Contexte

Depuis l’origine, les seules données météorologiques utilisées par SAFRAN pour les prévisions de la chaîne S2M opérationnelle étaient celles prévues par le modèle numérique de prévision déterministe ARPEGE (Courtier *et al.*, 1991), avec une échéance de prévision de deux jours. L’un des premiers chantiers de recherche que j’ai engagé au CEN a donc été de m’inspirer de la place grandissante des prévisions d’ensemble en météorologie (Molteni *et al.*, 1996; Toth et Kalnay, 1997; Pellerin *et al.*, 2003) et en hydrologie (Thirel *et al.*, 2008, 2010; Voisin *et al.*, 2011) pour appliquer cette méthode à la modélisation du manteau neigeux et du risque d’avalanches, et ainsi pouvoir espérer étendre les échéances de prévision grâce à une meilleure prise en compte de l’incertitude. A ma connaissance, c’est la première fois que des prévisions d’ensemble ont été appliquées en entrée de modèles utilisés pour la nivologie, malgré la forte sensibilité connue des modèles de neige aux incertitudes des forçages météorologiques comme rappelé en Section 1.6. Au premier semestre 2014, j’ai donc encadré le stage de fin d’études de l’ENM de Matthieu Vernay au cours duquel nous avons mis en place et évalué un système de prévision d’ensemble adapté à des applications nivologiques. J’ai publié ce travail sur la base des résultats du stage (Vernay *et al.*, 2015).

2.1.2 Méthode

Ainsi, nous avons testé de remplacer l'utilisation du modèle déterministe de grande échelle ARPEGE dans la chaîne S2M par les 35 membres de la prévision d'ensemble d'ARPEGE (PEARP, Descamps *et al.*, 2014). Ce système était à l'époque basé sur une assimilation d'ensemble à 6 membres (Berre *et al.*, 2007) (qui en compte 50 aujourd'hui) combinée à la méthode de perturbation des vecteurs singuliers (e.g. Molteni *et al.*, 1996) pour fournir 35 états initiaux au modèle ARPEGE. Ces 35 membres sont exécutés aléatoirement avec 10 paramétrisations physiques différentes des processus sous-maille. La PEARP avait à l'époque une résolution horizontale plus lâche que ARPEGE (environ 15 km contre 10 km pour le modèle déterministe sur la France) et couvre 4.5 jours d'échéance. En raison des contraintes de disponibilité d'archivage des prévisions PEARP, nous avons utilisé deux jeux de données différents correspondant aux mêmes prévisions PEARP. Le premier jeu inclut tous les niveaux verticaux disponibles pour ARPEGE (PEARP-FULL), mais avec une rétention limitée à 6 mois qui n'était pas accessible facilement par des tâches opérationnelles. Le deuxième jeu s'appuie sur la Base de Données d'Analyses et Prévisions de Météo-France (PEARP-BDAP) qui peut aussi bien être accédé en temps réel que pour des situations du passé, sans restriction sur la durée d'archivage, mais qui dispose d'un nombre de niveaux verticaux beaucoup plus limité. Nous avons utilisé PEARP-FULL pour estimer l'influence du nombre de niveaux verticaux disponibles sur la qualité de la prévision et déterminer si la chaîne PEARP-BDAP pouvait être utilisée de façon opérationnelle. Nos évaluations se sont focalisées sur la prévision de deux variables d'intérêt : l'épaisseur de neige fraîche en 24 heures (HN24, Fierz *et al.*, 2009) et un Indice de Risque Naturel (IRN) d'avalanches à l'échelle du massif. Cet indice synthétise le niveau d'instabilité estimé pour chacun des profils de neige simulés par Crocus sur les différentes pentes d'un massif donné (Martin *et al.*, 2001).

2.1.3 Illustration

L'article présente quelques exemples de résultats synthétiques de ces simulations PEARP-BDAP-S2M (cartes de probabilités de dépassement de seuil pour l'IRN, évolution temporelle des 35 membres correspondant). Je choisis ici une illustration postérieure à l'article sur le massif du Mercantour (Figure 1) montrant pour une date particulière les prévisions de hauteur de neige totale à 2100 mètres d'altitude, et d'IRN. La dispersion entre les membres augmente logiquement avec l'échéance. L'impact de la dispersion de prévisions des précipitations apparaît clairement sur les simulations de hauteur de neige (accroissement médian de 60 cm, mais incertitude de +/- 20 cm). Si les prévisions d'IRN sont relativement cohérentes sur les échéances les plus proches, la dispersion devient particulièrement forte au delà de J+2. A certaines échéances, celui-ci peut quasiment varier entre sa valeur minimale et sa valeur maximale en fonction de la chronologie des précipitations dans chaque scénario, de leur quantité, et de l'altitude de la limite pluie-neige. Cette illustration montre bien que la propagation des incertitudes de prévision météorologique sur des processus fortement non linéaires peut largement aggraver l'incertitude finale. En conséquence, baser une prévision sur un seul de ces scénarios serait extrêmement aléatoire. Pourtant, ce type de diagnostics est fourni aux prévisionnistes avalanche de Météo-France de façon purement déterministe depuis les années 2000. Bien que certains nouveaux diagnostics mécaniques en sortie de la modélisation numérique de la neige (Viallon-Galinier *et al.*, 2022b) pourraient avoir une sensibilité un peu moins exacerbée aux incertitudes de prévision que le système MEPRA, il nous faut recommander aux spécialistes de la mécanique de la neige de ne plus considérer qu'il est possible d'exploiter

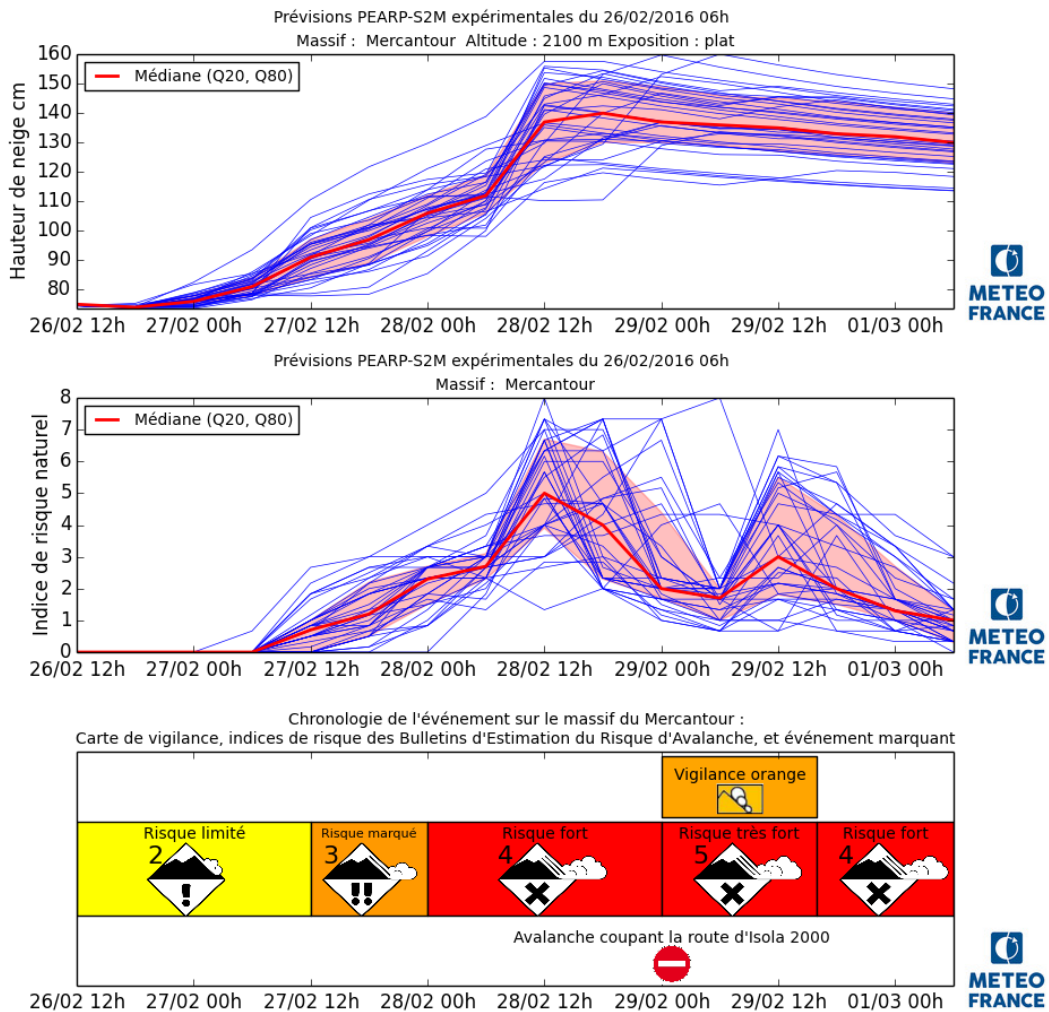


FIGURE 1 – Prévisions des 35 membres PEARP-S2M (courbes bleues) du 26/02/2016 à 06h pour les 4 prochains jours sur le massif du Mercantour, en termes de hauteur totale de neige, et d'Indice de Risque Naturel d'avalanche à l'échelle du massif. La ligne et l'enveloppe rouge représentent respectivement la médiane et les quantiles 20 et 80. La partie inférieure de la figure contextualise ces prévisions avec la production opérationnelle de Météo-France sur ce massif (indice de risque du Bulletin d'Estimation du Risque d'Avalanches et carte de vigilance).

des prévisions déterministes des stratigraphies simulées dans la conception des diagnostics finaux à destination des prévisionnistes.

2.1.4 Evaluations

Nous avons réalisé des évaluations plus systématiques des performances des prévisions PEARP-BDAP - S2M et nous les avons comparées aux résultats de la chaîne déterministe puis de la chaîne PEARP-FULL - S2M avec quatre journées d'échéance de prévision. Dans les deux cas la référence utilisée est l'analyse S2M (i.e. après assimilation des observations météorologiques) pour être en mesure de comparer des variables similaires. Des évaluations quantitatives de HN24 et de l'IRN ont été réalisées en utilisant 2760 prévisions correspondant aux 23 massifs des Alpes Françaises et à 120 dates analysées couvrant la période du 01/11/2013 au 01/03/2014.

Les scores utilisés pour ces évaluations sont à la fois déterministes et probabilistes : la Root Mean Square Error (RMSE) est un score déterministe usuel qui nécessite de restreindre l’analyse à la moyenne de l’ensemble. Il est donc utile de calculer aussi la dispersion de l’ensemble (l’écart-type des membres par rapport à leur moyenne). La dispersion doit être du même ordre de grandeur que la RMSE si le système représente correctement l’incertitude de prévision (Fortin *et al.*, 2015). Le score probabiliste le plus commun est le score de Brier (Brier, 1950). Il décrit les performances d’un système de prévision d’ensemble face à un événement défini par un dépassement de seuil : il s’agit de l’écart quadratique moyen entre les probabilités prévues d’un tel événement et l’observation binaire de l’occurrence de l’événement. Il est compris entre 0 et 1 où 0 est le score parfait, et il intègre à la fois les notions de fiabilité (capacité du système à prévoir des probabilités justes) et de résolution (capacité du système à séparer les classes de probabilités) (Murphy, 1973). Le Brier Skill Score (BSS) offre la possibilité de comparer le score de Brier d’un système de prévision d’ensemble avec le score de Brier d’un système de référence. Il est utilisé ici pour comparer la chaîne PEARP-BDAP avec la chaîne déterministe de référence. Nous l’avons aussi utilisé pour comparer les chaînes PEARP-BDAP et PEARP-FULL. Pour prendre en compte la faible taille de l’échantillon d’évaluation, l’incertitude portée par ces résultats a été mesurée par la méthode du Bootstrap (Efron, 1979).

TABLE 1 – Tableau récapitulatif des différents scores relatifs aux prévisions PEARP-BDAP - S2M pour les variables HN24 (seuil de 10 cm pour le Brier Skill Score et IRN (seuil de 1/8 pour Brier Skill Score). Evaluation sur les 23 massifs des Alpes du 01/11/2013 au 31/03/2014.

Var	Score	J+1	J+2	J+3	J+4
HN24	Dispersion (cm)	1.9	2.2	2.6	3.3
	RMSE (cm)	4.0	4.2	4.9	5.1
	RMSE déterm. (cm)	4.1	4.3	4.9	5.3
	BSS	0.21	0.25	0.24	0.23
IRN	Dispersion	0.28	0.30	0.35	0.44
	RMSE	0.51	0.60	0.67	0.69
	RMSE déterministe	0.53	0.63	0.70	0.75
	BSS	0.15	0.22	0.25	0.24

Une synthèse des scores est présentée dans le tableau 1. Ils montrent que PEARP-S2M présente des performances prometteuses à toutes les échéances car les scores de Brier sont améliorés de 15 à 25% à toutes les échéances et pour les deux variables. Le score déterministe représenté par la RMSE est légèrement meilleur pour la moyenne d’ensemble que pour la prévision déterministe. Néanmoins la dispersion est systématiquement plus faible que la RMSE, ce qui indique que le système est sous-dispersif. D’autres résultats importants ne sont pas présentés ici. Il faut retenir en particulier que :

- La méthode du Bootstrap montre que les scores obtenus à l’échelle des Alpes sont robustes malgré la taille réduite de l’échantillon de prévisions.
- L’examen de diagrammes de fiabilité (par classes de probabilités) montre que les probabilités prévues sont généralement fiables (peu biaisées) y compris jusqu’à J+4, mais légèrement sous-estimées pour les probabilités inférieures à 0.5.
- La répartition spatiale des scores selon les massifs dépend fortement du score considéré et de l’échéance de prévision. La méthode du bootstrap montre que l’estimation des

scores par massifs est moins robuste qu'à l'échelle globale mais que les différences entre massifs sont toutefois statistiquement significatives.

- La comparaison des prévisions des chaînes PEARP-BDAP et PEARP-FULL ne montre pas de différences significatives en terme de qualité des prévisions : ces différences sont généralement plus faibles que l'incertitude d'estimation des scores liée à l'échantillonnage. Ce résultat montre que le nombre de niveaux verticaux réduit disponible dans la BDAP est néanmoins suffisant pour obtenir des prévisions exploitables, un atout technique fort pour envisager la mise en oeuvre opérationnelle.

2.1.5 Transfert opérationnel

Suite à ces résultats prometteurs, j'ai mis en oeuvre en temps réel le système de prévision d'ensemble de l'enneigement et du risque d'avalanches PEARP-S2M, à titre expérimental, en février 2015. Après quelques années d'expérimentation, et grâce au retour de Matthieu Vernay au CEN en 2017, nous avons décidé de porter ces prévisions sur les systèmes opérationnels de Météo-France, considérant que la plus-value par rapport au système déterministe était démontrée. Après le transfert sur les supercalculateurs de Météo-France en raison du surcoût numérique engendré par ces prévisions d'ensemble, le système est finalement devenu pleinement opérationnel en 2020. L'appropriation par les services opérationnels de Météo-France reste partiellement freinée par l'absence de ressources humaines dans les autres services de l'établissement pour développer un système de visualisation dédié, car les prévisionnistes qui souhaitent consulter ces prévisions s'appuient donc encore aujourd'hui sur des visualisations de recherche, développées par notre équipe. Elles ne bénéficient donc pas de toutes les fonctionnalités adaptées aux outils de travail du prévisionniste (visualisations dynamiques et configurables permettant de croiser l'ensemble des observations et modèles disponibles et robustesse d'un système pupitré de bout en bout).

2.2 Application à la gestion de la neige dans les stations de ski

La prévisibilité des conditions de neige permises par le système PEARP-S2M offre l'opportunité de développer de nouveaux outils pour d'autres acteurs de la montagne hivernale, en particulier vis-à-vis de l'enjeu économique de la gestion de la neige dans les stations de ski. Bien qu'il ne s'agisse pas de recherches que j'ai pilotées, il me paraît intéressant de mentionner ce débouché direct et relativement rapide des travaux décrits dans la section précédente. Les recherches et le développement de nouveaux services ont été menés dans le cadre du projet européen PROSNOW piloté par Samuel Morin (2017-2020). Ma contribution à ce projet a surtout consisté à fournir un support à Carlo Carmagnola, post-doctorant du projet, pour la mise en place de prévisions combinant l'incertitude des prévisions météorologiques avec différents scénarios de gestion de la neige en termes de damage et neige de culture. Pour cela, le système PEARP-S2M est appliqué en activant des représentations dédiées de ces pratiques dans le modèle Crocus, de nouvelles fonctionnalités implémentées par Spandre *et al.* (2016) et pour lesquelles j'avais également principalement contribué sur le plan technique. Les ressources du projet PROSNOW ont permis de mettre en oeuvre un prototype convaincant de visualisation des prévisions d'ensemble au plus près des problématiques de ces utilisateurs (à l'échelle du tronçon de piste couvert par un enneigeur). Ce service a été commercialisé à l'issue du projet et Carlo Carmagnola continue à le faire vivre dans le cadre d'un partenariat entre son employeur l'entreprise Dianeige, l'institut INRAE, et Météo-France (Carlo reste rattaché à mon équipe de recherche dans le cadre de cette collaboration).

2.3 Post-traitements statistiques pour la prévision de l'épaisseur de neige fraîche

2.3.1 Contexte

Les évaluations présentées dans la Section 2.1 et l'examen régulier des sorties de simulations en temps réel ont montré l'existence de biais systématiques et d'une sous-dispersion importante dans le système PEARP-S2M. Cela complexifie leur interprétation par des prévisionnistes et cela compromet la possibilité d'utiliser ces simulations pour des productions automatiques, par exemple pour des variables de fort intérêt pour le grand public comme les hauteurs de neige récente. Les erreurs systématiques étant très courantes dans les systèmes de prévision d'ensemble et la détection/correction de leur origine souvent très difficile, de nombreuses méthodes statistiques de post-traitement ont été développées en s'appuyant sur l'analyse des erreurs dans les archives de prévisions (Vannitsem *et al.*, 2018). Dans la littérature, les méthodes de post-traitement probabilistes sont souvent désignées par l'acronyme EMOS (Ensemble Model Output Statistics), extension aux ensembles des traditionnels Model Output Statistics (MOS) appliqués depuis plusieurs décennies aux prévisions déterministes (Glahn et Lowry, 1972). Les méthodes EMOS sont aujourd'hui appliqués de façon opérationnelle à divers prédictants météorologiques (température, précipitations, vitesses du vent). Les techniques incluent des méthodes de régression non homogène (Jewson *et al.*, 2004; Gneiting *et al.*, 2005; Wilks et Hamill, 2007; Thorarinsdottir et Gneiting, 2010; Lerch et Thorarinsdottir, 2013; Scheuerer, 2014; Scheuerer et Hamill, 2015; Thorarinsdottir et Gneiting, 2010; Baran et Nemoda, 2016; Gebetsberger *et al.*, 2017), régression logistique (Hamill *et al.*, 2004; Hamill et Whitaker, 2006; Messner *et al.*, 2014), des méthodes bayésiennes (Raftery *et al.*, 2005), des recalibrations des diagrammes de rang (Hamill, 1997), l'habillage d'ensemble (Roulston et Smith, 2002; Wang et Bishop, 2005; Fortin *et al.*, 2006), ou les Quantile Regression Forests (QRF, Taillardat *et al.*, 2016, 2019). Aucune de ces méthodes n'avait été appliquée jusqu'ici aux sorties d'un modèle de neige. Néanmoins, Stauffer *et al.* (2018) et Scheuerer et Hamill (2019) ont présenté des prévisions post-traitées d'épaisseur de neige fraîche, mais en s'appuyant uniquement sur les sorties d'un système de PNT (précipitations et temperature). Plusieurs processus responsables de variations sur les épaisseurs de neige fraîche sont difficiles à prendre en compte par cette approche (tassement au cours des chutes de neige, effets fortement non linéaires de la chronologie de la limite pluie-neige au cours d'un épisode précipitant, etc.). De plus, les observations de précipitations utilisées ici pour calibrer les post-traitements sont très sensibles aux erreurs de mesure dans la phase solide (Kochendorfer *et al.*, 2017).

Mon approche a donc été de considérer qu'il était possible d'améliorer la prévision de cette variable en tirant partie à la fois de la capacité de la modélisation physique à simuler ces interactions fortement non linéaires entre les conditions météorologiques et l'épaisseur de neige (ce que permet le système PEARP-S2M) et de la possibilité de post-traiter statistiquement ces prévisions grâce aux données observées d'épaisseur de neige fraîche dont les erreurs de mesure (typiquement 0.5 cm, WMO, 2018) sont beaucoup plus faibles que pour les précipitations.

Aussi, Matthieu Vernay et moi-même avons d'abord produit des reforecasts PEARP-S2M sur la période 1994-2016, où SAFRAN et Crocus sont alimentés par des reforecasts PEARP produits par Bruno Joly de l'équipe GMAP/RECYF du CNRM. J'ai ensuite encadré le stage de Master 2 de Jari-Pekka Nousu (université d'Oulu, Finlande) pour mettre en place un post-traitement statistique des prévisions d'ensemble d'épaisseur de neige fraîche de PEARP-

S2M. Nous avons bénéficié de l'aide très appréciée de spécialistes du campus grenoblois sur ces méthodes statistiques (Joseph Bellier, IGE puis NOAA et Guillaume Evin, INRAE). J'ai publié ce travail à l'issue du stage (Nousu *et al.*, 2019) et synthétise ici les principaux résultats.

2.3.2 Méthode

Nous nous sommes inspirés d'une méthode de post-traitement développée par la NOAA pour les précipitations (Scheuerer et Hamill, 2015, 2018). Elle consiste à faire l'hypothèse que la distribution de probabilité de la variable à prévoir (épaisseur de neige fraîche en 24 heures dans notre cas) suit une loi CSG (Censored Shifted Gamma) dont les paramètres peuvent être estimés par une régression non homogène avec certaines statistiques de l'ensemble brut (moyenne, dispersion, nombre de zéros). Ces relations statistiques ont été calibrées en utilisant comme prédictants les observations d'épaisseur de neige fraîche du réseau nivo-météorologique (sur planche à neige), et comme prédicteurs soit les reforecasts PEARP-S2M (1994-2016) soit les prévisions temps réel disponibles de 2014 à 2017. Deux échelles spatiales de l'apprentissage ont été testées : l'échelle locale de la station ou l'échelle du massif (c'est-à-dire avec un apprentissage unique regroupant les observations de toutes les stations d'un massif d'environ 1000 km²).

2.3.3 Illustration

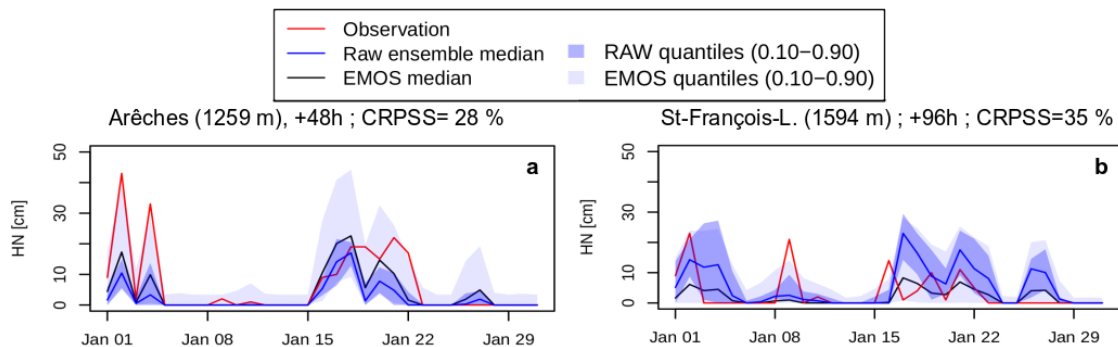


FIGURE 2 – Exemples de prévisions d'épaisseur de neige fraîche en 24 heures sur le mois de Janvier 2018 (a) pour la station d'Arêches, avec 48 heures d'anticipation et (b) pour la station de Saint-François-Longchamps, avec 96 heures d'anticipation. L'enveloppe bleue représente la distribution de probabilité des prévisions brutes (courbe indigo pour la médiane), et l'enveloppe grise la distribution de probabilité issue du post-traitement statistique (courbe noire pour la médiane). Le post-traitement est issu d'un apprentissage sur le reforecast 1994-2016, à l'échelle du massif.

La Figure 2 donne deux exemples de séries chronologiques de prévisions probabilistes brutes et obtenues après post-traitement, comparées aux observations. Les prévisions brutes sous-estiment les chutes de neige dans l'exemple (a) et les surestiment dans l'exemple (b). Dans les deux cas, les prévisions brutes sous-estiment l'incertitude de prévision. Aussi, la correction statistique augmente (a) ou diminue (b) la médiane et augmente la dispersion dans les deux cas. Les observations (en rouge) se trouvent ainsi beaucoup plus fréquemment incluses dans la distribution post-traitée que dans la distribution brute.

2.3.4 Evaluations

Naturellement, la plus-value de la méthode doit être évaluée de façon probabiliste sur un grand nombre d'événements et de stations. Je présente d'abord les évaluations des prévisions

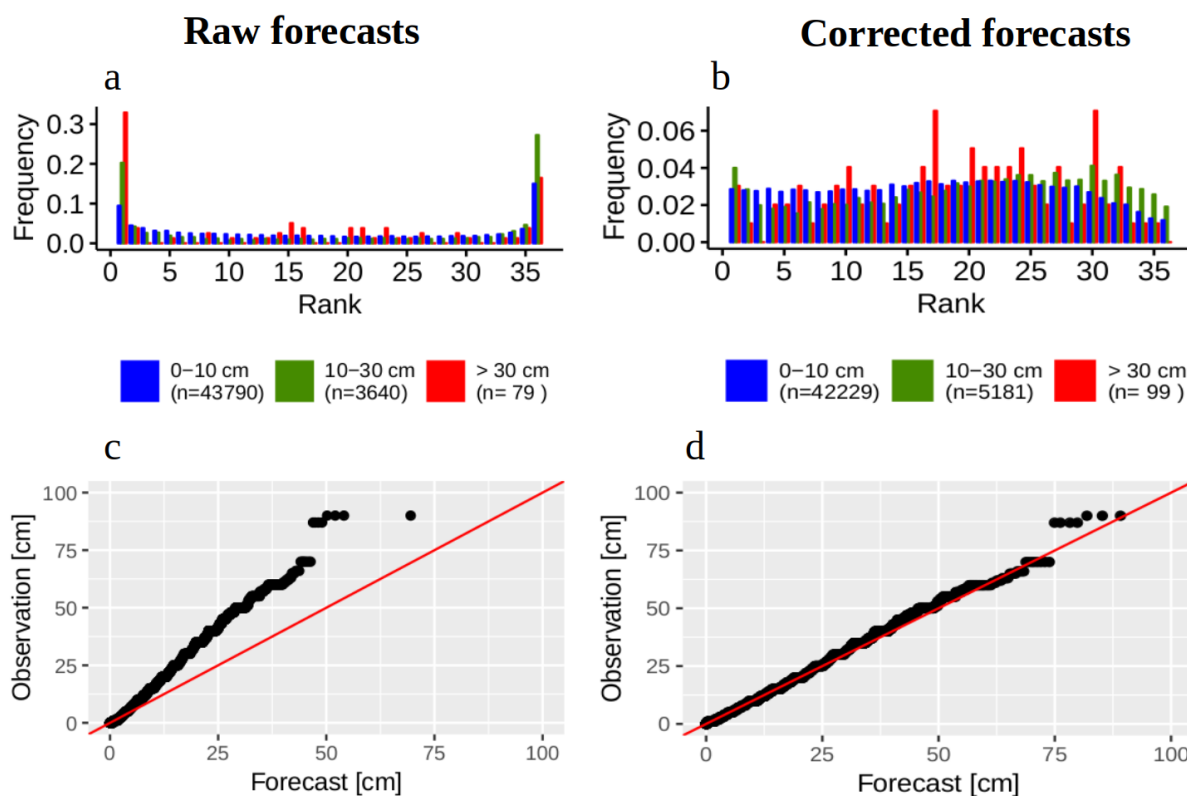


FIGURE 3 – Diagramme de rang (a, b) et diagrammes quantiles-quantiles (c, d) des prévisions d'épaisseur de neige fraîche (2017-2018) par rapport aux observations sur planche à neige de 114 stations. A gauche (a, c), les prévisions PEARP-S2M brutes, à droite (b, d) les prévisions post-traitées par la méthode EMOS issue d'un apprentissage sur le reforecast 1994-2016, à l'échelle du massif. Sur les diagrammes de rang, les prévisions sont classées en 3 intervalles en fonction de l'intensité des événements neigeux.

obtenues en appliquant cette méthode sur les prévisions temps réel indépendantes de l'hiver 2017-2018, après un apprentissage sur le reforecast 1994-2016, à l'échelle du massif. Les évaluations s'appuient sur les observations de 114 stations du réseau nivo-météorologique et sont synthétisées sur la Figure 3. Les graphes quantiles-quantiles montrent que l'adéquation entre les quantiles prévus et observés est considérablement améliorée par le post-traitement. Bien que ce résultat soit attendu, il est satisfaisant de le confirmer sur une période d'évaluation indépendante. Les diagrammes de rang indiquent la fréquence du rang de l'observation parmi les 35 membres de prévision d'ensemble : dans un système probabiliste correctement dispersé, la distribution du rang de l'observation doit être uniforme. Ainsi, on observe que la sous-dispersion caractéristique des prévisions PEARP-S2M brutes (diagrammes de rang en forme de U) est également très largement gommée par la méthode. On note même une légère surdispersion des prévisions post-traitées qui provient vraisemblablement d'une sous-estimation de la dispersion dans les reforecasts utilisées pour l'apprentissage par rapport aux prévisions temps réel utilisées pour l'évaluation. Il y a quand même une amélioration générale des propriétés statistiques des prévisions. Bien sûr, cette amélioration pourrait être obtenue par une simple prévision climatologique constante, mais au prix d'une très mauvaise résolution des prévisions (la climatologie observée). Ce n'est évidemment pas le cas des prévisions obtenues, comme nous l'avons vérifié dans l'article avec différents scores comme le Continuous Ranked Probability Score (CRPS, e.g. Candille et Talagrand, 2005) qui compare à chaque date la distribution de probabilité prévue avec l'observation. En effet, ce score est augmenté en moyenne de 15% dans les prévisions post-traitées par rapport aux

prévisions brutes, ce qui montre que la meilleure fiabilité statistique des prévisions n'a pas été obtenue par une trop forte dégradation de la résolution des prévisions par rapport aux prévisions brutes.

L'article étend ces mêmes évaluations aux différentes configurations d'apprentissage de la méthode (source de données d'apprentissage : reforecast ou prévisions temps réel, échelle spatiale de l'apprentissage : locale ou massif). Il faut retenir qu'un gain similaire est obtenu que l'on travaille à l'échelle de la station ou à l'échelle du massif, ce qui ouvre l'intéressant débouché de pouvoir appliquer les corrections en dehors des points d'observation. Le test des 2 jeux de données de prédicteurs (reforecasts ou prévisions temps réel) aboutit à des conclusions plus nuancées : l'utilisation de longs reforecasts pour l'apprentissage améliore nettement la fiabilité de prévision des chutes de neige sévères mais surestime l'incertitude des prévisions en raison de divergences dans les perturbations initiales entre les reforecasts PEARP et les prévisions temps réel. Il y a donc avantages et inconvénients à choisir l'un ou l'autre des jeux de données pour l'apprentissage. Eviter d'avoir à faire un compromis entre ces deux critères nécessite donc de la part des équipes en charge de la production des reforecasts atmosphériques de mieux se rapprocher de la dispersion des systèmes opérationnels, mais à ce jour, il semble que les coûts numériques restent souvent prohibitifs.

2.3.5 Perspectives d'amélioration

Sur l'échelle spatiale d'apprentissage :

Nos résultats prometteurs m'ont encouragé à mettre en expérimentation le système en temps réel au printemps 2019. Cependant, l'analyse des sorties temps réel a montré plusieurs limitations importantes à résoudre avant d'envisager un transfert opérationnel. D'abord, les calibrations à l'échelle des massifs ont fait apparaître des structures spatiales inter-massifs parfois peu cohérentes, qui ont pour principale origine un nombre et/ou une représentativité spatiale insuffisante des stations d'observations disponibles sur certains massifs. Un produit finalisé devra donc vraisemblablement s'appuyer sur un apprentissage plus étendu dans l'espace. Ce travail sera désormais principalement porté par Sabine Radanovics qui a rejoint l'équipe à l'été 2020.

Sur les prédicteurs et l'algorithme utilisés :

Une deuxième limitation de la méthode proposée est qu'elle reste inefficace en cas de fortes erreurs dans les limites pluie-neige prévues par le modèle atmosphérique, car la méthode développée par *Nousu et al. (2019)* ne s'appuie que sur un seul prédicteur : l'épaisseur de neige fraîche simulée par PEARP-S2M. Par conséquent, une situation de précipitations par température légèrement positives dans tous les membres de prévision sera considérée comme équivalente à une journée de ciel clair par l'algorithme de post-traitement, puisque dans les deux cas les épaisseurs de neige fraîches prévues sont égales à 0. Or, on peut intuitivement anticiper un risque de neige plus élevé dans le premier cas. Pour évaluer l'intérêt d'utiliser des méthodes statistiques permettant d'exploiter davantage de prédicteurs, j'ai proposé une collaboration à Guillaume Evin de l'INRAE qui a utilisé notre jeu de données pour tester un apprentissage par la méthode des Quantiles Regression Forests (QRF). Les chercheurs M. Taillardat et M. Zamo affiliés au groupe GMAP du CNRM et à la Direction des Opérations (DirOP) de Météo-France sont également associés à ce travail. Nous avons publié ce travail (*Evin et al., 2021*) qui confirme un gain substantiel de la méthode QRF par rapport à la méthode EMOS, grâce à la prise en compte de prédicteurs météorologiques complémentaires de l'information disponible en sortie de Crocus. Nous avons

notamment montré un gain évident lors de situations d’erreurs sur la phase des précipitations.

Cependant, ce type d’algorithmes semble présenter une moins bonne robustesse aux hétérogénéités entre reforecasts et systèmes temps réel, ce qui reste un handicap pour leur mise en oeuvre opérationnelle, tant qu’il n’est pas possible pour les équipes atmosphériques de construire de longs reforecasts équivalents au système opérationnel. En effet, bien que de nouvelles méthodes émergent pour relever le challenge des évolutions des modèles (Demaeyer et Vannitsem, 2020), plusieurs études récentes montrent que la longueur de la période de calibration est souvent plus critique que la stricte homogénéité des données pour prévoir les événements rares (Lang *et al.*, 2020; Hess, 2020), confirmant nos résultats obtenus sur les épaisseurs de neige fraîches avec EMOS (Nousu *et al.*, 2019), et limitant nos perspectives d’appliquer les QRF sur un jeu de données d’apprentissage qui serait trop court.

2.3.6 Perspectives de transfert opérationnel

A court terme, ces travaux devraient permettre de proposer une initialisation automatique de la future production montagne de Météo-France à partir de l’automne 2023 en termes d’épaisseur de neige fraîche à une altitude donnée (1800 mètres). Les prévisionnistes pourront toutefois modifier les valeurs avant la diffusion du bulletin. A plus long terme, l’alimentation de bases de données de prévision automatique pour offrir au grand public des prévisions d’épaisseur de neige fraîche non expertisées mais disponibles en tout point (et à toute altitude) et bénéficiant de nos avancées est un objectif qui me tient à cœur. Les challenges techniques et humains à relever au sein de Météo-France s’annoncent néanmoins difficiles, en raison des fortes tensions sur les effectifs et les objectifs des équipes de développement impliquées et de la difficulté récurrente à prioriser les enjeux propres à la montagne.

2.4 Vers une analyse météorologique d’ensemble

Comme rappelé en Section 1.6, l’incertitude du forçage météorologique est maximale lorsqu’il s’agit de prévisions ne pouvant pas être contraintes par des observations. Les sections précédentes se sont concentrées sur la propagation pendant quelques jours de ces erreurs de prévision dans la simulation du manteau neigeux. Certains systèmes ou certaines expériences de modélisation numérique de la neige s’appuient directement sur des prévisions météorologiques pour forcer un modèle de neige pendant l’ensemble de la saison hivernale (Bellaire *et al.*, 2011, 2017; Bellaire et Jamieson, 2013; Vionnet *et al.*, 2016, 2021; Queno *et al.*, 2016; Havens *et al.*, 2019; Lundquist *et al.*, 2019). Même s’ils s’appuient généralement sur des prévisions à courte échéance (typiquement +6 à +30 heures), ces systèmes sont d’autant plus affectés par les erreurs des modèles de PNT qu’elles se cumuleront sur l’ensemble de la saison hivernale du fait de la mémoire du manteau neigeux.

A l’échelle locale (Krinner *et al.*, 2018) ou sur des domaines spatiaux de faible étendue (Lehning *et al.*, 2006), il est possible de forcer les modèles de neige directement par des observations météorologiques. Cette approche n’est généralement pas possible à grande échelle. En revanche, les incertitudes des modèles de PNT peuvent être en partie réduites avant de forcer un modèle de neige si l’on sait y intégrer l’information issue d’observations grâce à des techniques d’analyse météorologique (terme utilisé pour les applications en temps réel, habituellement sur des périodes courtes) ou des réanalyses (terme utilisé pour des applications en temps différé, habituellement sur des périodes longues). C’est l’approche qui a été choisie pour S2M grâce au système d’analyse SAFRAN (Durand *et al.*, 1993). La plus-value apportée par l’analyse d’observations à d’ailleurs été mise à profit par Durand *et al.*

(2009a,b) pour produire des réanalyses nivo-météorologiques en forçant Crocus par SAFRAN depuis 1958. Depuis mon arrivée au CEN, je poursuis la mise à jour annuelle de ces réanalyses (pour la partie Crocus), à partir des réanalyses SAFRAN produites par Gérard Giraud (jusqu'en 2016) et Matthieu Vernay (depuis 2017). Ces réanalyses météorologiques sont très utilisées en interne pour les simulations du manteau neigeux destinées à l'étude de processus (Vionnet *et al.*, 2013; Tuzet *et al.*, 2020; Reveillet *et al.*, 2022) ou à titre de référence climatique pour construire des projections futures (Verfaillie *et al.*, 2017, 2018). Elles sont aussi utilisées de façon croissante par d'autres laboratoires dans plusieurs domaines scientifiques météo-sensibles : bilan de masse des glaciers alpins (Gerbaux *et al.*, 2005; Réveillet *et al.*, 2018; Bolibar *et al.*, 2020; Peyaud *et al.*, 2020), simulations hydrologiques (Lafaysse *et al.*, 2011), écologie (Francon *et al.*, 2020; Deleglise *et al.*, 2022), recherches appliquée en télédétection micro-ondes (Pellarin *et al.*, 2016), analyse statistique d'événements extrêmes (Corona-Lozada *et al.*, 2019; Le Roux *et al.*, 2022). Aussi, nous avons récemment fait un effort de plus grande ouverture du jeu de données vers l'extérieur et de publication descriptive du jeu de données (Vernay *et al.*, 2022).

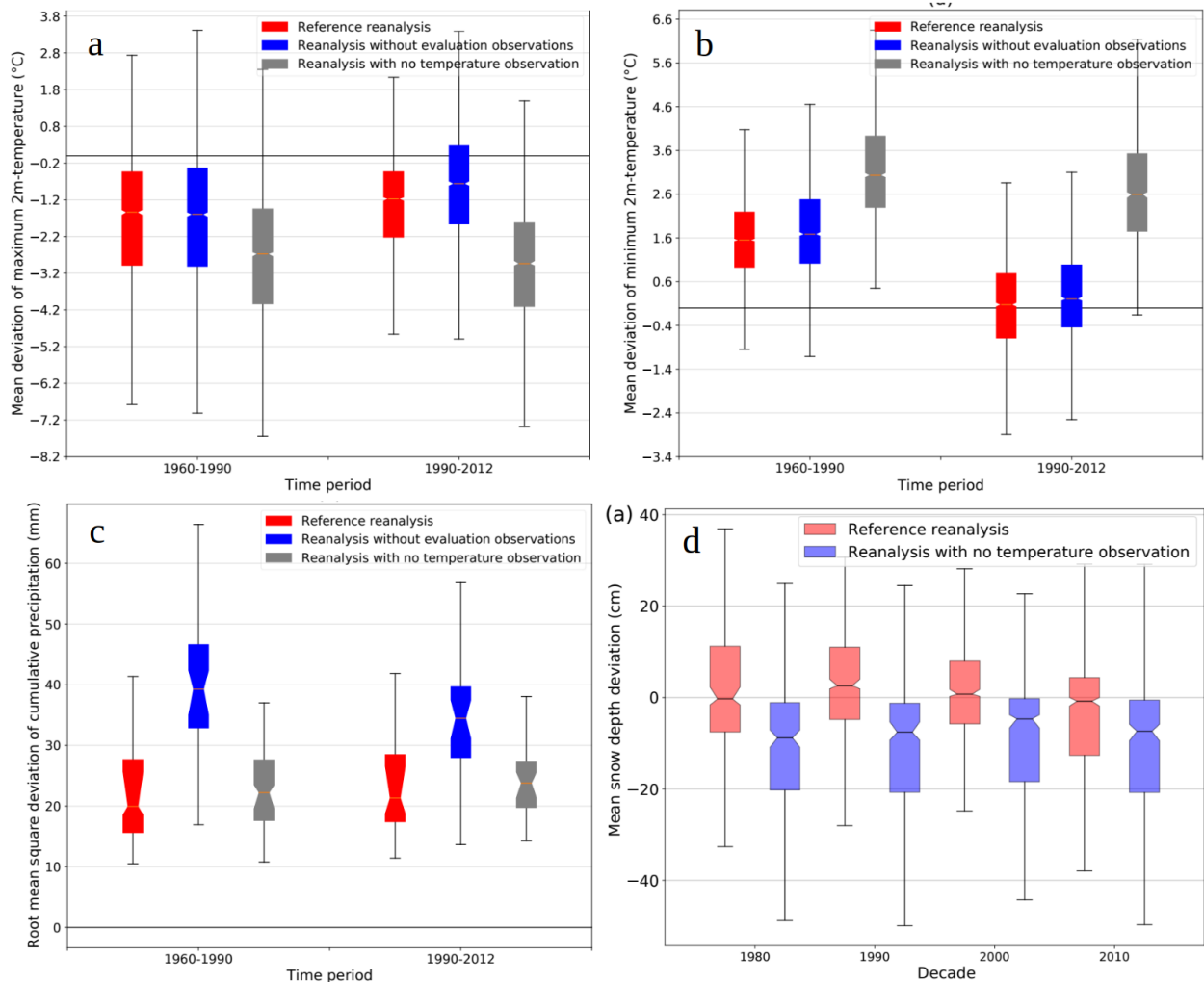


FIGURE 4 – Biais moyen des moyennes mensuelles des températures minimales (a) et maximales (b), et RMSE des précipitations mensuelles moyennes (c) pour la réanalyse S2M (rouge), la réanalyse S2M excluant l'assimilation des stations utilisées pour l'évaluation (bleu), et la réanalyse S2M excluant l'assimilation l'assimilation des observations de température disponible (gris).

A cette occasion, nous avons pu démontré l'impact très positif des observations dans la réduction des erreurs d'ébauches météorologiques, et par suite de hauteurs de neige simulées.

Lorsqu'on supprime l'assimilation d'observations de températures dans la réanalyse, les biais en température minimale et maximale sont dégradés de près de 2 °C (Figure 4a et b) et ces erreurs se répercutent en un biais significatif sur les hauteurs de neige simulées (Figure 4d). De la même façon le retrait de quelques observations de précipitations dégrade très rapidement la qualité des erreurs d'estimations des précipitations (Figure 4c). Cela explique pourquoi malgré la faible résolution horizontale du système, la plus-value apportée par les observations outrepassé encore aujourd'hui le gain que l'on pourrait espérer en forçant Crocus directement par un modèle de PNT à plus haute résolution (Vionnet *et al.*, 2015, 2016; Queno *et al.*, 2016), sauf peut-être sur des secteurs de haute altitude très peu dotés en observations (Vionnet *et al.*, 2019).

Malgré cette plus value, les analyses ou les réanalyses SAFRAN restent porteuses d'erreurs très significatives (Durand *et al.*, 2009a,b; Vernay *et al.*, 2022), car les observations n'ont ni une densité ni une représentativité suffisante pour corriger toutes les erreurs des ébauches, et sont elles-mêmes affectées par des erreurs de mesure, en particulier pour les observations de précipitations (Kochendorfer *et al.*, 2017). Les incertitudes d'analyse météorologique ont donc un impact majeur sur la modélisation du manteau neigeux en raison de cette même propriété à se cumuler de proche en proche au cours de la saison. Par conséquent, travailler sur une analyse météorologique d'ensemble est un complément indispensable aux sections précédentes pour documenter toute l'incertitude météorologique présente dans les simulations et pas seulement celle qui concerne la période de prévision. Des analyses météorologiques d'ensembles ont été mises en place dans d'autres contextes pour la Prévision Numérique du Temps (Buizza *et al.*, 2008), l'initialisation de reprévisions (Hamill *et al.*, 2022) ou pour de longues réanalyses climatique globales (Laloyaux *et al.*, 2018) ou régionales (Caillouet *et al.*, 2019; Tang *et al.*, 2021), mais jamais à ma connaissance en entrée de la modélisation du manteau neigeux en montagne. C'est l'un des objectifs principaux de la thèse de Matthieu Vernay que j'encadre depuis décembre 2021 avec Clotilde Augros. J'y reviendrai dans la Section 4.9.

3 Ensembles multiphysiques

3.1 Contexte

Comme introduit dans la Section 1.6, les simulations du manteau neigeux sont également affectées par les incertitudes du modèle de neige lui-même. En hydrologie, il est connu qu'une caractérisation adéquate de l'ensemble des incertitudes (forçage météorologique, conditions initiales, structure et paramétrisations du modèle d'impact) est nécessaire pour améliorer la performance des systèmes numériques d'ensemble (Thiboult *et al.*, 2016). Il m'est donc apparu nécessaire de compléter le cadre ensembliste de modélisation du manteau neigeux introduit dans la Section 2 par une description ensembliste des erreurs du modèle de neige Crocus.

Essery *et al.* (2013) ont été les premiers à proposer la construction d'un ensemble de modèles de neige basé sur différentes combinaisons d'options physiques dans une structure de modèle commune. La dispersion de leur ensemble décrit l'incertitude résultant d'un éventail de modèles de neige de différentes complexités disponibles dans la littérature. Une version réduite à 32 membres consistant simplement en l'activation ou la désactivation de certains processus a également été proposée (Factorial Snow Model, Essery, 2015). L'objectif de ces ensembles était de décrire l'incertitude globale associée à la neige dans les modèles de climat

et d'identifier les exigences minimales en termes de processus représentés pour obtenir des performances satisfaisantes. Une conclusion importante de ces travaux est qu'aucun membre unique de simulation ne montre une performance qui soit systématiquement optimale à la fois sur l'ensemble des critères et des périodes d'évaluation. Il existe donc des groupes de membres de performance globalement équivalente tous critères confondus. Cependant, par construction, les différents membres de l'ensemble ne peuvent pas être considérés comme équiprobables en raison de la désactivation de certains processus (par exemple le tassement ou la rétention d'eau liquide).

Mon objectif a donc été de chercher à décrire objectivement l'incertitude propre au modèle Crocus dans un système numérique d'ensemble applicable en temps réel ou en temps différé et bien formalisé d'un point de vue probabiliste. La différence principale avec l'approche de *Essery et al.*, outre le fait d'utiliser un modèle de neige plus détaillé avec une représentation explicite du métamorphisme, est ma volonté de construire un ensemble à partir de membres de complexité équivalente, c'est-à-dire sans sacrifier la description de processus essentiels à nos applications comme l'analyse de la stabilité mécanique du manteau neigeux. L'objectif était d'obtenir un ensemble dont la dispersion est du même ordre de grandeur que les erreurs typiques de Crocus pour différentes variables d'évaluation, afin de caractériser correctement l'incertitude dans les applications en temps réel (*Fortin et al.*, 2015). Idéalement, la performance d'un membre donné ne devrait pas être significativement dégradée par rapport à un autre dans une perspective suffisamment générale (plusieurs variables, sites, saisons, et périodes de l'année).

Pour y parvenir, j'ai encadré un stage de 6 mois (Bertrand Cluzet, césure SUPAERO) pour développer et évaluer une déclinaison ensembliste de Crocus. La majeure partie des implémentations a été réalisée pendant le stage, j'ai ensuite pris le temps de finaliser ce travail quelques mois plus tard pour consolider son concept probabiliste dans les simulations et évaluations présentées dans la publication descriptive du nouveau système ESCROC (Ensemble System CROCus, *Lafaysse et al.*, 2017).

3.2 Méthode de construction de l'ensemble

La principale difficulté dans la construction d'un tel ensemble est qu'elle requiert d'isoler l'incertitude du modèle de neige par rapport aux autres sources d'incertitude. En effet, *Raleigh et al.* (2015) ont montré que l'incertitude des données météorologiques est dominante dans la plupart des applications de la modélisation numérique de la neige, à l'exception des expériences réalisées sur des sites très bien instrumentés où la structure du modèle de neige devient l'incertitude prépondérante. En outre, les résultats de *Essery et al.* (2013) démontrent que les évaluations restreintes aux habituelles mesures de hauteur de neige et/ou à un nombre de saisons trop réduit peuvent déboucher sur des conclusions abusives ou erronées. Par conséquent, comme l'ont fait *Essery et al.* (2013), ma stratégie a été de construire et d'évaluer un ensemble sur un site spécifique très bien instrumenté (le site expérimental du CEN au Col de Porte dans le massif de la Chartreuse, *Lejeune et al.*, 2019, Figure 5) où de nombreuses données d'évaluation sont disponibles sur une longue période et où nous faisons l'hypothèse que les erreurs des forçages météorologiques sont faibles par rapport aux erreurs des modèles de neige. Cependant, même sur ce type de sites, certaines études mettent cette hypothèse en défaut en montrant que les simulations des modèles de neige peuvent être significativement affectées par les biais durables des forçages (*Raleigh*

et al., 2015), et plus particulièrement par les erreurs des rayonnements incidents de grande longueur d'onde et des quantités de précipitations (Sauter et Obleitner, 2015).



FIGURE 5 – Photo du site expérimental du Col de Porte (Lejeune *et al.*, 2019)

En modélisation d'ensemble, deux options sont habituellement considérées pour perturber la physique des modèles : les perturbations stochastiques de paramètres ou les multiples combinaisons de plusieurs options physiques souvent appelées multiphysiques. En modélisation atmosphérique par exemple, le système de l'ECMWF est principalement basé sur des perturbations stochastiques (Palmer *et al.*, 2009) alors que les systèmes d'Environment-Canada et de Météo-France sont basés sur la multiphysique (Charron *et al.*, 2010; Descamps *et al.*, 2014). Dans ESCROC, l'approche multiphysique a été choisie. Plusieurs options déjà implémentées dans le code source lors de travaux précédents mais non utilisées dans la version standard de Crocus ont été introduites dans l'ensemble, en particulier les différentes formulations du métamorphisme implémentées par Carmagnola *et al.* (2014) ou le nouveau schéma de transfert radiatif TARTES (Libois *et al.*, 2013, 2015) que j'avais implémenté dans Crocus quelques années plus tôt. Certaines options du schéma de neige ISBA-ES (Boone et Etchevers, 2001) ont aussi été incluses. De nouvelles options issues de la littérature et d'autres modèles de neige comme SNOWPACK (Bartelt et Lehning, 2002) ont également été implémentées. Pour certains processus pour lesquels l'incertitude ne pouvait pas être suffisamment couverte par des options disponibles dans la littérature, des modifications de certains paramètres particulièrement incertains et sensibles ont également été introduites. Au final, 2 à 4 options sont retenues pour 8 processus différents : la densité de la neige fraîche, le métamorphisme des grains, le transfert du rayonnement solaire, les flux turbulents, la conductivité thermique, la rétention de l'eau liquide, le tassement, et la capacité thermique de la surface (Figure 6). Les différentes combinaisons possibles de toutes ces options représentent un ensemble de 7776 membres.

3.3 Illustration de l'équifinalité

En raison des interactions et compensations d'erreurs entre processus, deux simulations reposant sur des paramétrisations très différentes de certains processus peuvent produire des simulations quasiment équivalentes et non différentiables sur les variables évaluables. Cette équifinalité est illustrée sur la Figure 7 avec le cas particulier de deux simulations s'appuyant sur des paramétrisations différentes pour l'absorption du rayonnement solaire (B60

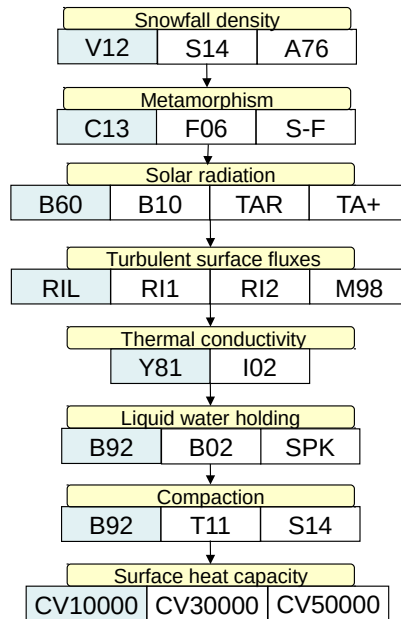


FIGURE 6 – Options physiques de ESCROC, les cellules bleues correspondent aux options de référence de Crocus.

vs TA+) et les flux turbulents (M98 vs RIL). Ces deux simulations (B60/M98 et TA+/RIL) produisent des hauteurs de neige dont les différences sont négligeables par rapport à l’incertitude d’observations, malgré des bilans d’énergie sensiblement différents avec un flux de chaleur sensible plus important dans le premier cas compensé par une absorption du rayonnement solaire plus forte dans le second cas. Pour ces deux simulations, les évaluations menées sur toutes les variables observables et toute la période disponible produisent aussi des scores équivalents. En revanche, les simulations combinant autrement ces deux processus (B60/RIL et TA+/M98) produisent des hauteurs de neige beaucoup plus éloignées des observations. De nombreux exemples similaires peuvent être obtenus en jouant sur d’autres combinaisons de processus. Comme déjà illustré par [Essery *et al.* \(2013\)](#), cette équifinalité implique d’abord qu’il n’est pas possible de discriminer une unique version optimale d’un modèle de neige, mais qu’il est néanmoins possible de discriminer des groupes de simulations réalistes et des groupes de simulations irréalistes. Elle implique aussi qu’il n’est pas possible de tirer de conclusion robuste sur la meilleure façon de simuler un processus particulier par une analyse de sensibilité limitée à ce processus qui ignorerait l’incertitude sur les autres processus. En effet, la performance d’une simulation est toujours conditionnée aux choix effectués pour la représentation de l’ensemble des processus simulés.

3.4 Evaluations au Col de Porte

3.4.1 Méthode

La méthode d’évaluation proposée cherche à prendre en compte le mieux possible cette équifinalité entre paramétrisations de processus. Chacun des membres de cet ensemble a d’abord été évalué individuellement sur la période 1993-2011 par rapport aux observations du Col de Porte. Les évaluations effectuées prennent en compte l’incertitude des observations (instrumentale et liée à l’échelle spatiale, comme illustré par la variabilité entre les différentes mesures de hauteurs de neige sur la Figure 7). Elles prennent aussi en compte l’incertitude liée au choix de la période d’évaluation (par un échantillonnage bootstrap des années évaluées)

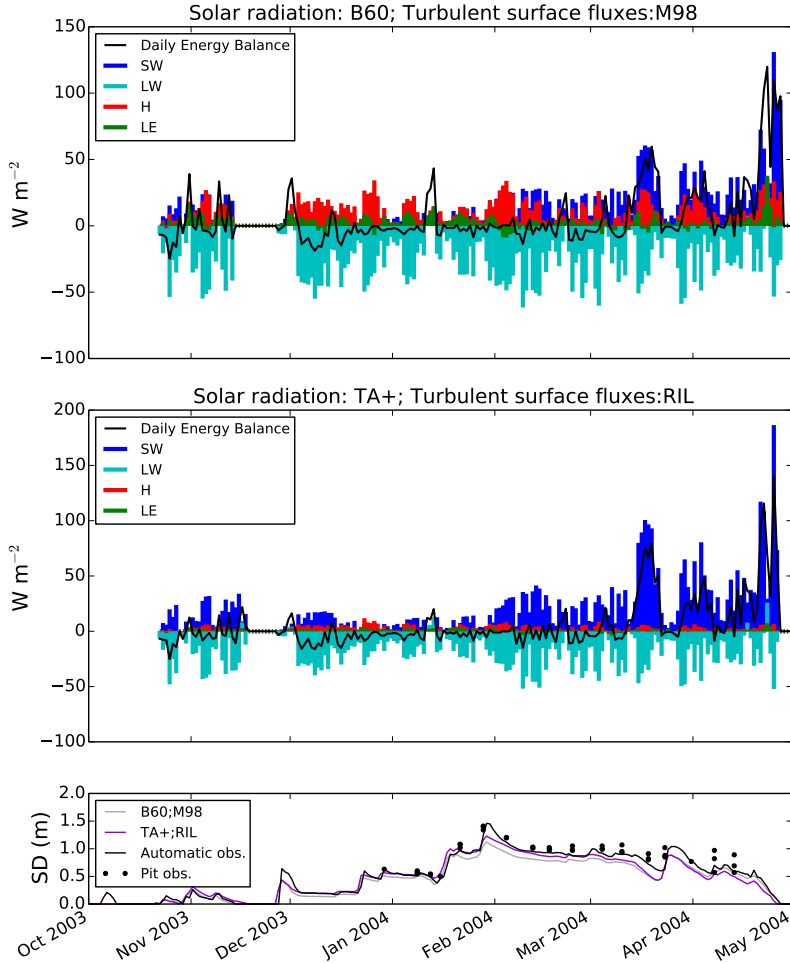


FIGURE 7 – Comparaison du bilan d’énergie de la neige et des hauteurs de neige simulées (gris, violet) par deux membres particuliers de l’ensemble ESCROC utilisant des paramétrisations différentes de l’absorption du rayonnement solaire et des flux turbulents. Observations de hauteurs de neige automatiques (ligne noire) et manuelles (points noirs) illustrant l’incertitude d’observation.

pour déterminer un intervalle de confiance de chaque score (biais et RMSE) pour les différentes variables évaluées (hauteurs de neige à différentes périodes de la saison, équivalent en eau, densité moyenne, température de surface de la neige, albédo, température dans le sol à 50 cm de profondeur). Cette étape permet d’identifier un premier sous-ensemble E_1 incluant les n membres de performances statistiquement équivalentes sur les différentes variables d’évaluation. Pour limiter le coût numérique de simulations d’ensemble exploitant la modélisation multiphysique, il est utile de rechercher également des sous-ensembles échantillonnant de façon optimale les membres de E_1 . Nous avons proposé dans l’article plusieurs méthodes d’optimisation de métriques probabilistes pour obtenir des échantillons de 35 membres, par analogie avec le nombre de membres utilisé dans la Section 2.

3.4.2 Évaluations déterministes

La Figure 8 montre les biais et RMSE (Root Mean Square Error) de chaque membre et leur intervalle de confiance (en gris) pour les différentes variables d’évaluation. Pour chacune d’entre elles, les membres couvrent une gamme continue de valeurs de biais et de RMSE. Pour les propriétés de surface de la neige (albédo, température), cette gamme reste plus petite que la fourchette d’incertitude des scores des meilleurs membres (représentée par le

cadre violet). Aucun des membres de l'ensemble ne peut donc être éliminé sur ces critères. En revanche pour les variables intégrées (hauteurs de neige, équivalent en eau, densité) et pour la température dans le sol, la gamme de variation des scores est plus grande que la fourchette d'incertitude des meilleurs membres. Un grand nombre de membres (entre 30 et 80% selon la variable) présente des scores inclus dans cette fourchette donc sans différence significative d'un point de vue statistique. En revanche seuls 575 membres (environ 7%) présentent des scores non significativement différents du meilleur membre simultanément pour toutes les variables. Les 575 membres de ce sous-ensemble E_1 ont donc à ce stade été considérés comme équiprobables au sein de l'ensemble ESCROC.

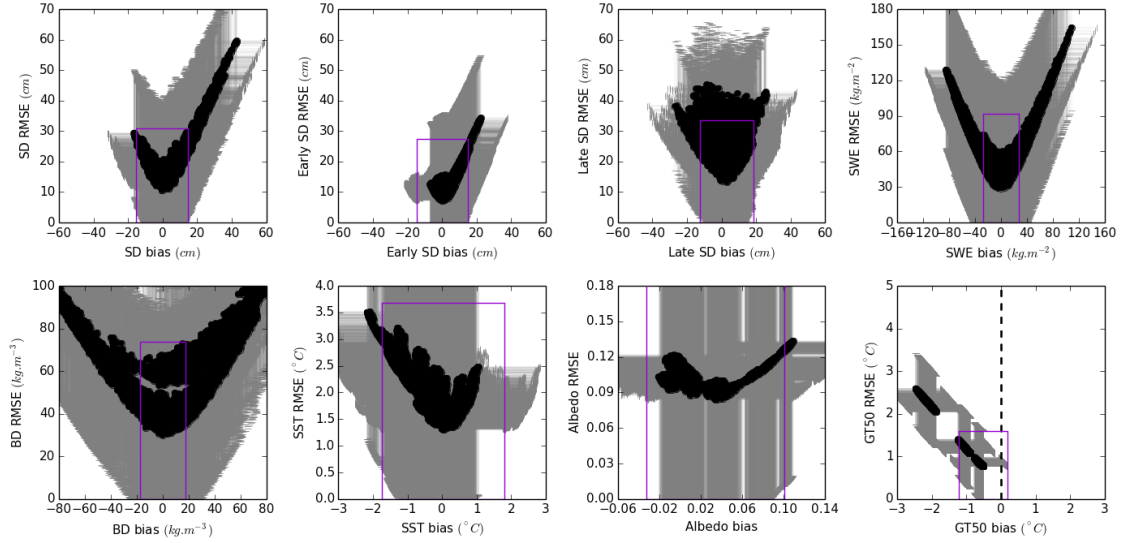


FIGURE 8 – Scores de chaque membre de l'ensemble ESCROC pour différentes variables d'évaluation : Hauteur de neige (SD), hauteur de neige avant le 31/01 (Early SD), hauteur de neige après le maximum d'enneigement (Late SD), équivalent en eau (SWE), densité totale (BD), température de surface de la neige (SST), albédo et température dans le sol à 50 cm de profondeur (GT50). Les points noirs représentent le couple (biais, RMSE) pour chaque membre. Les croix grises représentent l'intervalle de confiance à 90% de chaque score. Le rectangle violet représente l'incertitude associée au meilleur membre en termes de RMSE.

3.4.3 Calibration probabiliste

Pour constituer un ensemble de membres équiprobables en nombre plus restreint et représentatif de l'incertitude de simulation, plusieurs sous-ensembles ont été proposés dans Lafaysse *et al.* (2017) en échantillonnant 35 membres de E_1 par l'optimisation d'un critère statistique probabiliste comme le ratio dispersion/RMSE (spread-skill) ou le Continuous Ranked Probability Score (CRPS, déjà introduit en Section 2.3.4) sur les hauteurs de neige. La Figure 9 illustre l'enveloppe d'incertitude représentée par l'un de ces sous-ensembles. Nous montrons dans l'article que la dispersion des sous-ensembles obtenus par ces procédures permettent d'expliquer 50 à 70% de l'erreur de simulation selon les variables. En conséquence, les observations de hauteur de neige ou d'équivalent en eau sur la Figure 9 sont le plus souvent incluses dans l'intervalle de confiance à 90% de l'ensemble simulé, mais sont en dehors de cet intervalle à une fréquence un peu supérieure aux 10% théoriques. Pour optimiser ce critère à 100% sur une variable particulière, il est nécessaire de relâcher le critère d'équiprobabilité des membres défini sur la base des évaluations déterministes au Col de Porte, ce qui peut être une

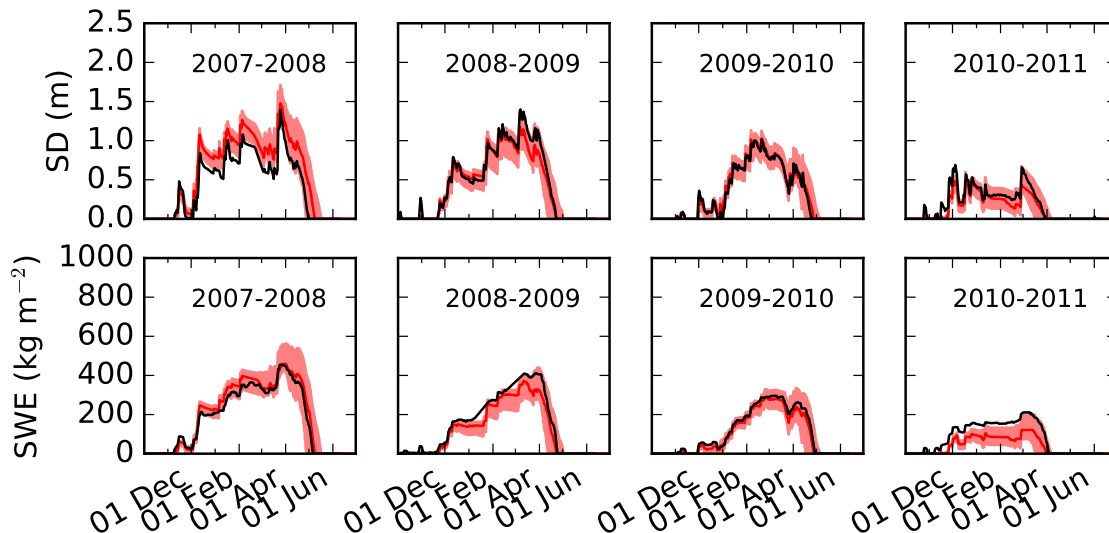


FIGURE 9 – Hauteurs de neige (SD) et équivalent en eau du manteau neigeux (SWE) observés (en noir) et simulés par 35 membres équiprobables du système ESCROC au cours de 4 saisons hivernales entre 2007 et 2011. L’enveloppe rouge représente l’incertitude des paramétrisations du modèle de neige (écart entre les quantiles 5 et 95% de l’ensemble) et la ligne rouge représente la médiane de l’ensemble.

option valable selon le contexte d’application de l’ensemble. Cependant, il faut noter que l’on n’obtient jamais un critère optimal simultanément sur chacune des variables d’évaluation.

3.5 Evaluations sur les sites du projet ESM-SnowMIP

3.5.1 Contexte

La principale limite du travail publié (Lafaysse *et al.*, 2017) est le fait que l’ensemble des évaluations et calibrations ont été réalisées uniquement sur le site du Col de Porte. Evaluer la capacité du système à décrire l’incertitude du modèle de neige dans des contextes climatiques et environnementaux variés requiert son application sur des sites contrastés, en maintenant la contrainte de bonne qualité du forçage météorologique pour s’affranchir autant que possible de cette erreur. L’extension des évaluations à plusieurs sites peut également permettre de s’affranchir de certains biais de mesures locaux.

Le projet ESM-SnowMIP (Krinner *et al.*, 2018) a été l’occasion d’appliquer ESCROC sur 10 sites contrastés tant sur le plan climatique qu’environnemental (Ménard *et al.*, 2019, Figure 10). Ce projet avait pour objectif de comparer les modèles de neige utilisés dans les modèles de climat dans un certain nombre d’expériences numériques pour mieux comprendre l’origine des erreurs. Le premier volet du projet consistait à comparer les modèles sur des sites locaux très bien instrumentés. Ce volet a été étendu à des modèles de neige non implémentés dans des modèles de climat, incluant les modèles physiques les plus détaillés comme Crocus. J’ai donc réalisé dans ce cadre les simulations sur les 10 sites avec Crocus et les 35 membres de l’ensemble ESCROC de référence calibré au Col de Porte. Les simulations ont été réalisées à l’aveugle (sans données d’évaluation) et transmises au pilote du projet (Richard Essery, Université d’Edinburgh). Les simulations déterministes de Crocus ont été intégrées à plusieurs publications (Krinner *et al.*, 2018; Ménard *et al.*, 2021; Essery *et al.*, 2020) qui illustrent la complexité de comprendre l’origine des différences entre modèles déterministes de structures variées. Les simulations des ensembles multiphysiques

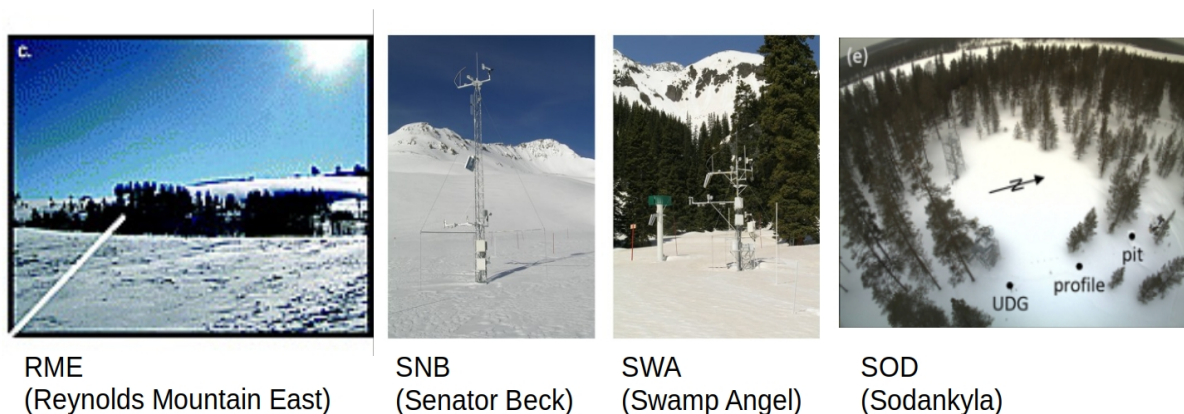


FIGURE 10 – Photos de 4 sites du projet ESM-SnowMIP (Reba *et al.*, 2011; Landry *et al.*, 2014; Essery *et al.*, 2016). Sont également inclus les sites du Col de Porte (Figure 5), du Weissfluhjoch (Figure 14), de Sapporo (Japon, Niwano *et al.*, 2012) et 3 sites forestiers dans le Saksatchewan, Canada (Bartlett *et al.*, 2006).

ESCROC et FSM (Essery, 2015) n’ont pas encore fait l’objet de publications mais un travail préliminaire de Richard Essery présenté à l’AGU a permis de bien illustrer des dispersions très différentes entre les deux systèmes, en parfait accord avec leurs différentes philosophies (Section 3.1).

3.5.2 Résultats

J’ai ensuite réalisé des investigations complémentaires une fois que les données d’évaluation sur les 10 sites ont été diffusées. Bien que j’ai présenté ces résultats à l’EGU en 2018, je n’ai malheureusement pas encore eu le temps de les publier. La Figure 11 montre que tant la version déterministe de Crocus que le sous-ensemble optimisé au Col de Porte donnent des résultats satisfaisants sur de nombreux sites, mais qu’ils présentent parfois quelques biais en particulier sur les sites atypiques du Colorado (climat sec, fort transport de neige par le vent, forts dépôts d’impuretés). De plus, ce sous-ensemble est fréquemment sous-dispersif (dispersion inférieure à l’erreur) sur la plupart des sites et des variables évalués. Sur certains sites, on peut constater sur la Figure 11 que certains membres de l’ensemble complet de 7776 membres permettent d’obtenir de meilleurs scores que le run déterministe et que tous les membres du sous-ensemble optimisé au Col de Porte. Les évaluations initiales de ESCROC sur un seul site ont ainsi pu conduire à surcalibrer ces sous-ensembles. Des résultats similaires sont obtenus sur les autres variables d’évaluation considérées au paragraphe précédent (densité, équivalent en eau, température de surface, albédo, etc.).

Toutefois, étendre la procédure de sélection des membres (comme dans la Section 3.4.2) à l’ensemble des sites ESM-SnowMIP conduirait à éliminer la totalité des membres de l’ensemble : en effet aucun membre de simulation ne présente un score minimal (i.e. avec une erreur inférieure aux incertitudes d’observation) de façon simultanée sur l’ensemble des sites de simulation et variables d’évaluation. Cela révèle un défaut de généralité du modèle de neige dans le sens où aucune combinaison d’options physiques n’est optimale sur l’ensemble des sites de simulation. Il est donc préférable de s’adapter à cette limite en relâchant la contrainte de surcalibration du modèle sur un seul site. J’ai donc proposé de réaliser une optimisation multi-sites de l’ensemble ESCROC sans sélection préalable des

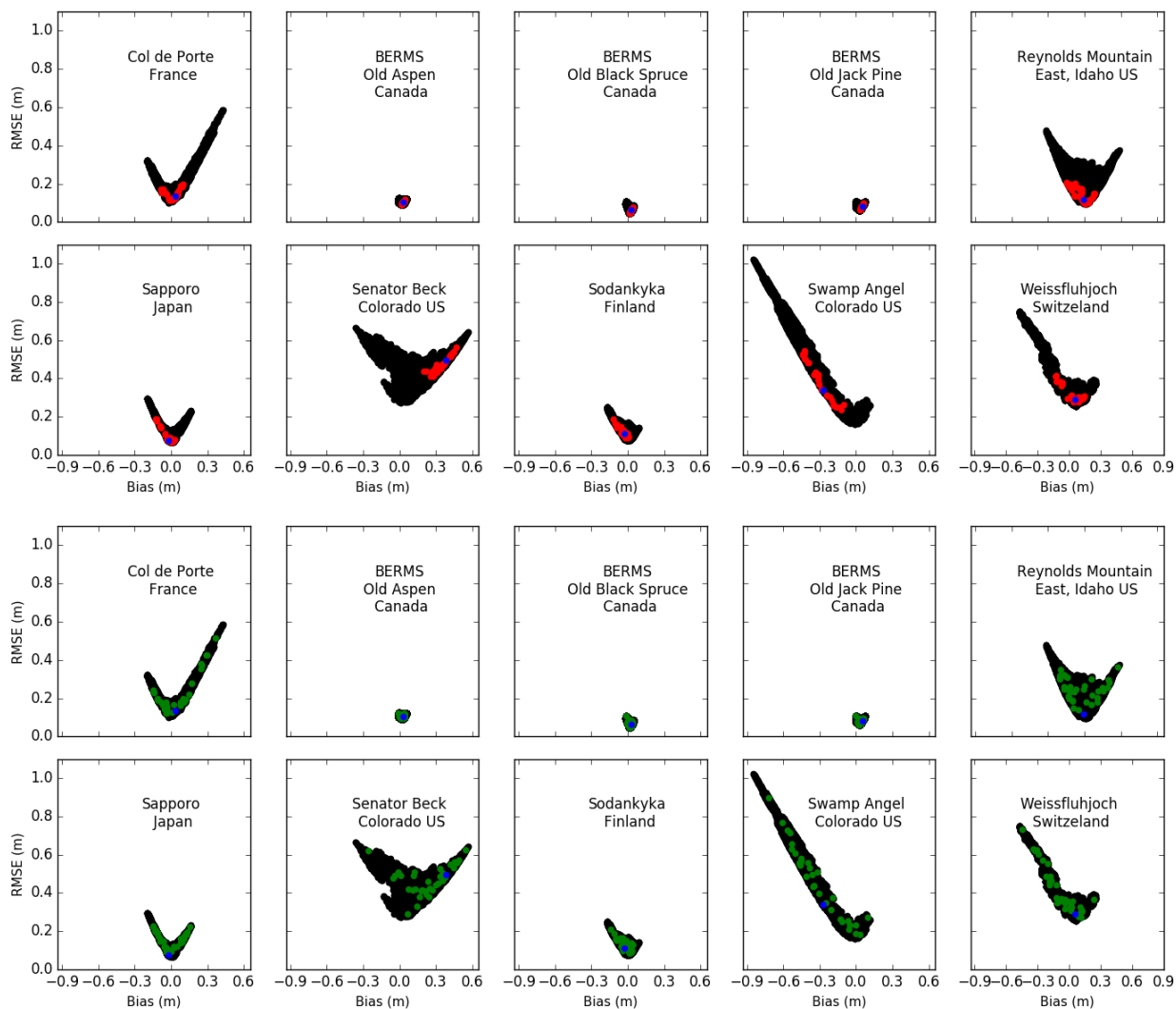


FIGURE 11 – Scores de chaque membre de l’ensemble ESCROC pour les hauteurs de neige des 10 sites ESM-SnowMIP. Les points rouges représentent le couple (biais, RMSE) des 35 membres de l’ensemble E_2 optimisé au Col de Porte, les points verts représentent les 35 membres de l’ensemble optimisé sur le CRPS moyen des 10 sites ESM-SnowMIP. Le point bleu correspond au run de référence de Crocus dans sa configuration déterministe.

membres sur des critères déterministes mais en optimisant la moyenne des CRPS sur les 10 sites d’évaluation. Cette optimisation conduit à sélectionner des membres dont les scores déterministes à l’échelle d’un site présentent une variance plus élevée que dans la calibration initiale au Col de Porte. L’ensemble de 35 membres ainsi sélectionné est davantage dispersé que l’ensemble calibré au Col de Porte. Selon les sites sur lesquels il est évalué, l’ensemble peut soit sous-estimer soit surestimer l’incertitude de simulation à l’échelle locale (spread skill sur la Figure 12). Cependant, pour des applications plus générales de ESCROC y compris sur des sites sur lesquels les données de forçage et d’évaluation de cette qualité ne sont pas disponibles, la dispersion de ce nouvel ensemble est vraisemblablement plus représentative de l’incertitude réelle de Crocus que celle des sous-ensembles calibrés au Col de Porte. Par ailleurs, on constate de façon satisfaisante sur la Figure 12 que les CRPS sont améliorés sur tous les sites par rapport au run Crocus déterministe et qu’il n’y a pas de dégradation significative des scores associée à l’absence de présélection des membres sur des critères déterministes. L’optimisation réalisée n’aboutit toutefois pas à une amélioration très significative des scores par rapport à une sélection aléatoire des membres (en noir sur

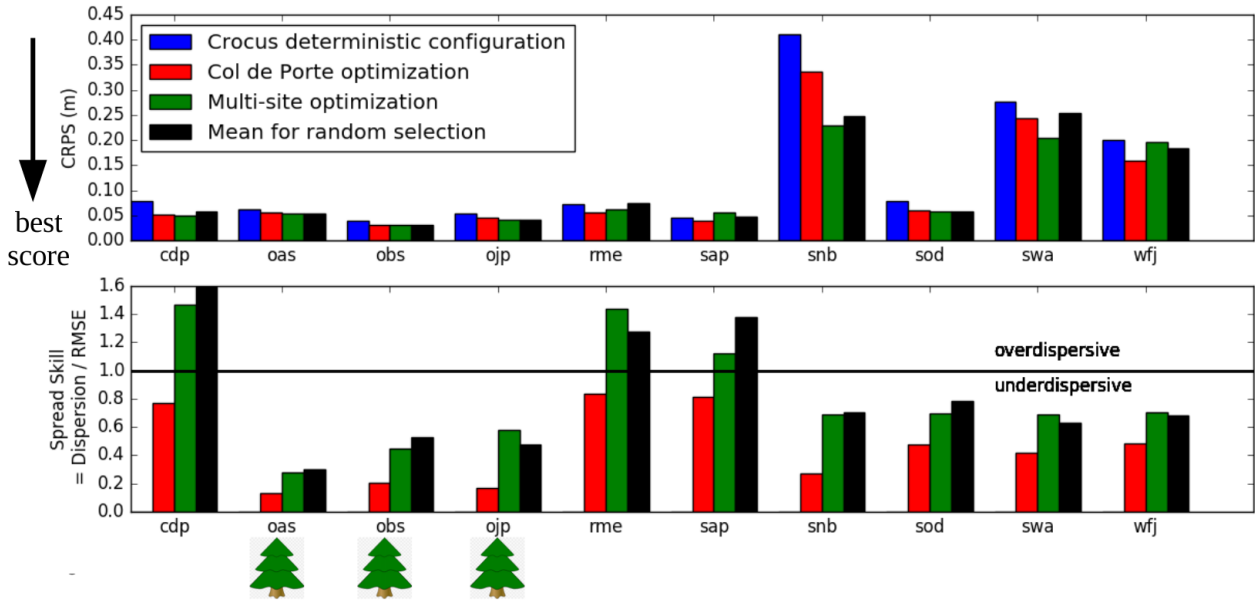


FIGURE 12 – Continuous Ranked Probability Score (CRPS) et Spread-Skill de la version déterministe de Crocus (bleu), d’un sous-ensemble de 35 membres ESCROC optimisé au Col de Porte (rouge), d’un sous-ensemble de 35 membres ESCROC optimisé avec l’ensemble du jeu de données ESM-SnowMIP (vert), et performance moyenne d’une sélection aléatoire de 35 membres (noir). Les scores sont calculés pour la hauteur de neige sur chacun des 10 sites ESM-SnowMIP : cdp (Col de Porte, France), oas (BERMS aspen, Saskatchewan, Canada), obs (BERMS spruce, Saskatchewan, Canada), ojp (BERMS jack pine, Saskatchewan, Canada), rme (Reynolds Creek, Idaho, US), sap (Sapporo, Japan), snb (Senator Beck, Colorado, US), sod (Sodankyla, Finlande), swa (Swamp Angel, Colorado), wfj (Weissfluhjoch, Suisse).

la Figure 12). Ce comportement s’explique probablement par le fait qu’aucune des options physiques implémentée dans le système n’est significativement plus réaliste qu’une autre, en tout cas d’après les variables d’évaluation à notre disposition.

3.5.3 Conclusions

Ces travaux permettent de tirer des enseignements importants pour la modélisation numérique de la neige. D’abord, des conclusions abusives pourraient facilement être tirées d’analyses de sensibilité numérique sur un processus spécifique ne considérant pas les interactions entre processus et l’incertitude des différents autres processus. De même, les évaluations de modèle trop limitées dans leurs étendues spatiales et temporelles conduisent naturellement à surcalibrer un modèle ou à sous-estimer ses erreurs. En conséquence, l’amélioration de paramétrisations des processus physiques dans un modèle de neige doit nécessairement considérer ces deux aspects. Ainsi, la plus-value d’une nouvelle représentation d’un processus ne pourra être démontrée que si d’une part elle reste confirmée pour d’autres choix de paramétrisations sur les autres processus et si d’autre part elle est robuste sur un nombre de suffisant de sites et de variables d’évaluation.

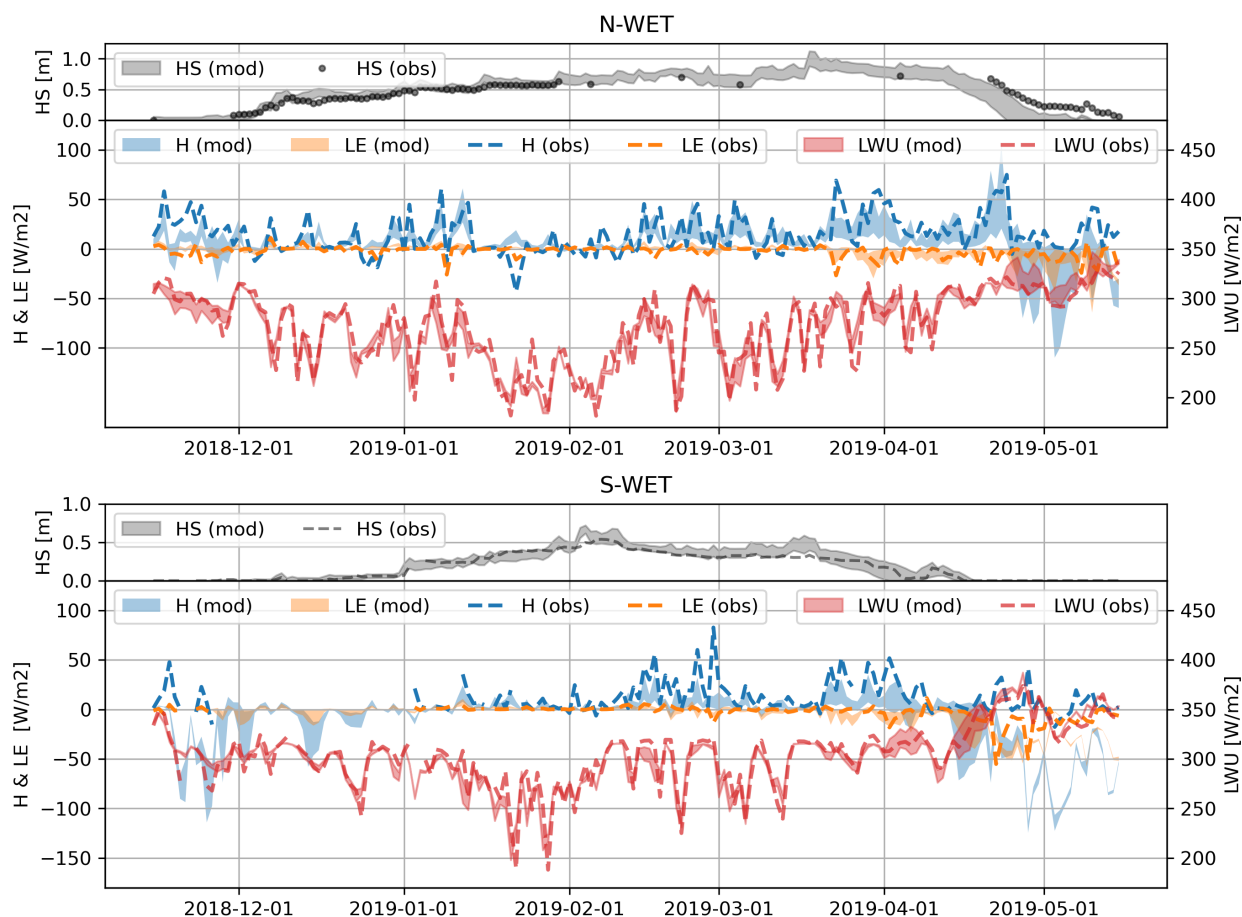


FIGURE 13 – Séries temporelles des flux d'énergie à la surface de la neige simulés par les 35 membres ESCROC (enveloppe) et valeurs observées (tiretés) sur les sites de Lompolojänkkä (Aurela *et al.*, 2015, Nord de la Finlande) et Siikaneva (Alekseychik *et al.*, 2017, Sud de la Finlande), hiver 2018-2019. Le flux de chaleur sensible H est en bleu, le flux de chaleur latente LE est en orange, le rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface (directement relié à la température de surface) est en rouge. Les hauteurs de neige observées et simulées sont présentées respectivement par les points noirs et l'enveloppe grise.

3.6 Evaluation des flux turbulents en milieu boréal

3.6.1 Contexte

Bien que les évaluations de Crocus et ESCROC présentées dans les paragraphes précédents revêtent un caractère beaucoup plus systématique que les évaluations de Crocus qui avaient été réalisées auparavant, tant pour le nombre de sites considérés que pour les variables évaluées, ces dernières restent trop incomplètes pour évaluer en détail des processus plus ciblés. Le seul moyen d'approfondir les évaluations en termes de processus est de tirer partie d'observations disponibles de façon moins systématique, même si la généralité des conclusions sera naturellement plus limitée. Aussi, nous avons récemment tiré partie d'observations des flux turbulents par eddy-covariance sur deux tourbières en Finlande (Aurela *et al.*, 2015; Alekseychik *et al.*, 2017), dont la qualité et la longueur des séries temporelles est bien supérieure aux données disponibles sur les sites ESM-SnowMIP, pour réaliser des évaluations détaillées du bilan d'énergie de surface simulé par les membres ESCROC, et en particulier des flux turbulents. Ce travail est réalisé par Jari-Pekka Nousu, doctorant de l'Université d'Oulu dont je n'assume pas la direction de thèse mais avec qui

je collabore étroitement à l’occasion d’une visite scientifique de 2 ans dans notre équipe (2021-2023). Une publication est en cours de finalisation sur ce sujet.

3.6.2 Résultats

La Figure 13 permet en particulier de comparer les flux turbulents observés et simulés par l’ensemble à la surface de la neige. L’ordre de grandeur et la chronologie des flux simulés est plutôt une bonne surprise compte tenu du manque d’évaluations de ce processus dans la littérature et des nombreuses limitations de la théorie des flux turbulents en milieu très stable (Conway *et al.*, 2018). On remarque toutefois que les observations sur les deux sites se situent le plus souvent dans la fourchette haute de l’enveloppe de l’ensemble ESCROC et qu’il même assez fréquent que les flux observés excèdent le maximum de l’ensemble. Des analyses plus détaillées des différentes paramétrisations des flux turbulents implémentées dans ESCROC montrent des scores sensiblement supérieurs pour la paramétrisation M98 (Martin et Lejeune, 1998) qui augmente sensiblement les flux simulés par rapport à la théorie classique implémentée dans SURFEX. L’utilisation d’ESCROC et l’évaluation sur des observations directes ont permis de montrer que cette conclusion est robuste sur ces sites car elle n’est pas sensible au choix des autres options physiques pour les autres processus. Cette conclusion se trouve également cohérente avec une étude de sensibilité déterministe de Crocus appliqué dans l’Arctique Canadien en collaboration avec l’Université de Laval (Lackner *et al.*, 2022). Elle suggère donc que certaines paramétrisations d’ESCROC pourraient être plus vraisemblables que d’autres pour ce processus, mais une extension spatiale des évaluations, y compris en milieu de montagne, serait nécessaire pour préciser cette conclusion et éventuellement espérer mieux contraindre ces termes du bilan d’énergie. C’est d’ailleurs l’une des recommandations du projet ESM-SnowMIP (Menard *et al.*, 2021).

3.7 Evaluation des propriétés internes au Weissfluhjoch

3.7.1 Contexte

Les évaluations des sections 3.4, 3.5 et 3.6 ont porté sur des variables globales (masse, hauteur ou densité totale) et sur des propriétés de la neige ou des flux d’énergie à la surface. Toutefois, la capacité des modèles de neige détaillés comme Crocus à simuler la stratigraphie verticale de certaines propriétés physiques (densité, surface spécifique, etc.) est aussi un élément essentiel pour caractériser leur utilité pour certaines applications, en particulier la prévision du risque d’avalanches. C’est d’ailleurs la plus-value attendue des modèles les plus détaillés par rapport aux modèles multi-couches à bilan d’énergie mais sans représentation de la microstructure de la neige, tous ces modèles ayant habituellement une capacité équivalente à reproduire les variables globales et propriétés de surface (Menard *et al.*, 2021). Cependant, très peu d’évaluations systématiques ont été réalisées sur ces propriétés internes, la plupart des évaluations disponibles se limitant à des comparaisons des profils non quantitatives (Morin *et al.*, 2013; Leppänen *et al.*, 2015; Wever *et al.*, 2015; Essery *et al.*, 2016). Deux causes principales expliquent cette lacune. D’abord, les observations conventionnelles de profils stratigraphiques sont réalisées à des résolutions temporelles et verticales très inférieures à celles des simulations, rendant délicates les comparaisons directes entre les profils numériques les profils observés. Ensuite, il est fréquent d’observer des décalages en épaisseur sur la totalité ou une partie de deux profils de neige pourtant similaires en apparence. Cela rend une comparaison des variables simulées et observées à

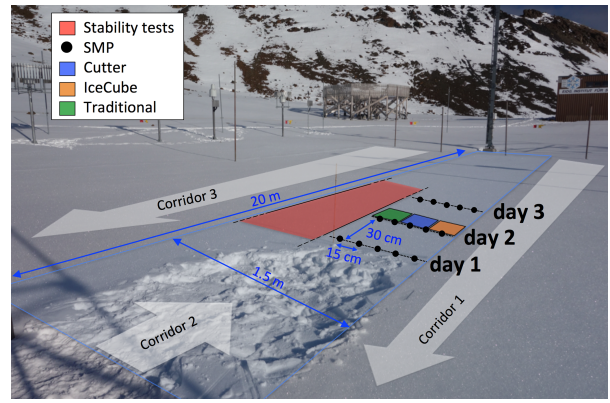


FIGURE 14 – Photos du site expérimental du Weissfluhjoch et dispositif de la campagne RHOSSA (Calonne *et al.*, 2020)

profondeur égale peu informative sur la qualité de la simulation.

Sur le site du Weissfluhjoch en Suisse à 2500 mètres d’altitude (Figure 14) qui est également l’un des 10 sites ESM-SnowMIP considérés en Section 3.5, une campagne de mesures inédite a permis de documenter les profils de densité et surface spécifique du manteau neigeux tout au long de l’hiver avec différents instruments (RHOSSA, Calonne *et al.*, 2020). Des mesures de référence de ces propriétés par carottier (Proksch *et al.*, 2016) et IceCube (Gallet *et al.*, 2009) ont ainsi été réalisées chaque semaine de l’hiver 2015-2016 avec une résolution verticale de 3 centimètres. En complément, des mesures plus indirectes par SnowMicroPen (Proksch *et al.*, 2015) donnent accès à une résolution verticale encore supérieure et surtout à une résolution temporelle quotidienne. Nous avons donc décidé en collaboration avec Neige Calonne, désormais chercheuse dans l’équipe *Matériau Neige* du CEN, de tirer partie de ces nouvelles données pour réaliser des évaluations plus systématiques de Crocus et ESCROC sur ces propriétés internes. Nous avons coencadré dans ce but le projet de fin d’études de Victor Nussbaum au printemps 2022, et nous prévoyons de publier ces travaux prochainement.

3.7.2 Méthodes

Nous nous sommes appuyés sur deux méthodes d’évaluation différentes permettant de s’affranchir des difficultés mentionnées ci-dessus. La première méthode proposée par Calonne *et al.* (2020) consiste à identifier au préalable des couches de neige homogènes faciles à tracer dans les jeux d’observations, et à identifier leurs équivalents numériques dans les simulations en définissant des bornes sur les dates de formation des couches. Cela permet de comparer la moyenne simulée et observée des différentes propriétés physiques au sein de chacune des couches identifiées. Cette méthode a l’avantage de décrire au plus près des processus comme le tassement ou le métamorphisme. En revanche, le traitement préalable des stratigraphies observées n’est pas automatisable et il est donc difficile d’appliquer cette méthode sur la totalité des couches de neige et sur de gros jeux de données.

Une seconde méthode a été proposée par Viallon-Galinier *et al.* (2020) à l’issue d’un autre stage que j’ai coencadré avec Pascal Hagenmuller, encadrant principal. Elle consiste à appliquer un algorithme classique de traitement du signal (Dynamic Time Wrapping) appliqué pour la première fois aux profils de neige par Hagenmuller et Pilloix (2016). L’algorithme recherche un profil modifié minimisant les différences entre profil simulé et profil observé en autorisant des déplacements des positions verticales des limites entre les

couches. Une fois le profil simulé ajusté, on considère qu’il devient possible de comparer les propriétés physiques simulées et observées sur la même coordonnée verticale, et ainsi calculer des scores statistiques. Cette méthode a l’avantage d’être entièrement automatisable et de produire des scores dont les conclusions seront plus générales que par l’analyse couche par couche. En revanche, elle introduit naturellement des erreurs méthodologiques propres à cet algorithme d’ajustement vertical, et l’interprétation de scores statistiques trop généralisés peut masquer des processus intervenant sur des couches et des périodes plus ciblées.

Les deux méthodes ont été appliqués aux 35 membres de l’ensemble optimisé au Col de Porte (correspondant donc aux simulations à l’aveugle fournies au projet ESM-SnowMIP pour le site du Weissfluhjoch), et à la version déterministe des modèles Crocus et SNOWPACK.

3.7.3 Résultats

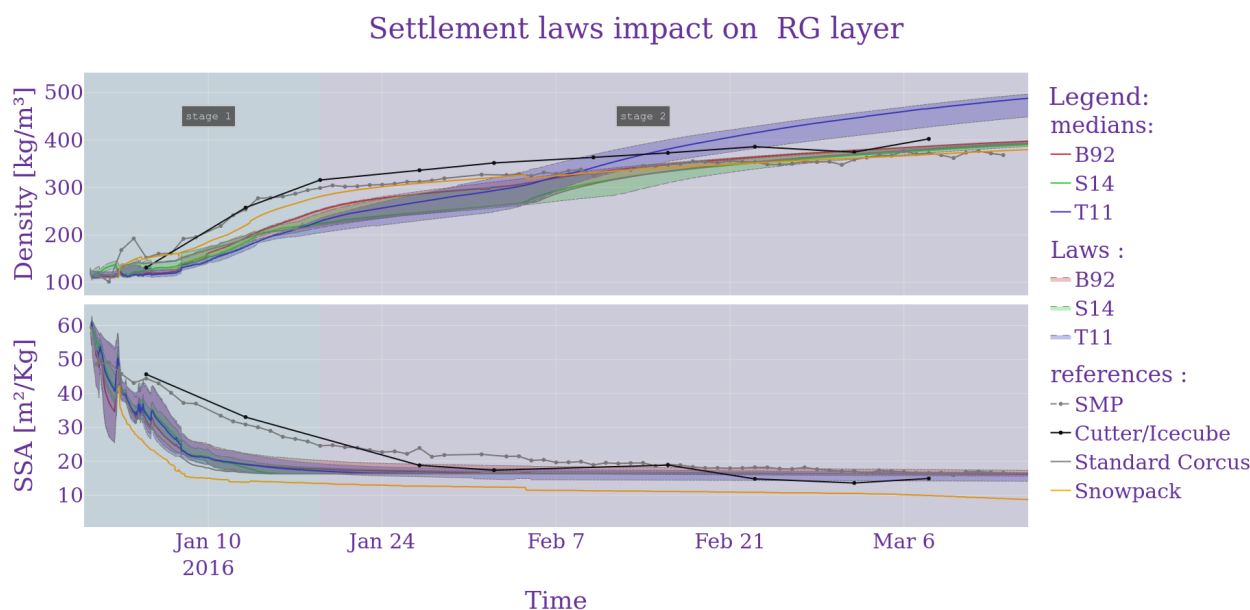


FIGURE 15 – Evolution chronologique de la densité (en haut) et de la surface spécifique (en bas) simulées et observées d’une couche de neige formée le 03/01/2016, initialement d’environ 20 cm d’épaisseur, et évoluant progressivement vers des grains fins après être enfouie par plusieurs nouvelles chutes de neige quelques jours après sa formation. Les simulations des membres ESCROC sont classifiées selon les options physiques de tassement (B92, S14, T11) avec 3 enveloppes rouge, vert, bleu et le trait plein associé correspondant à la médiane. Les simulations déterministes de Crocus et SNOWPACK sont présentées en gris et orange. Les observations de référence (carottier pour la densité et IceCube pour la SSA) sont marquées par les points noirs, les estimations à partir du SnowMicroPen correspondent aux points gris.

La Figure 15 illustre les résultats qui sont obtenus sur une couche de neige particulière. Les 35 membres ESCROC ont été classés en trois catégories selon leur paramétrisation utilisée pour représenter le tassement de la neige. Sur cette couche, on observe que tous les membres ESCROC sous-estiment la vitesse de tassement de la neige récente. Cette sous-estimation du tassement est de moindre ampleur pour le modèle Suisse SNOWPACK, pour lequel un défaut similaire avait déjà été identifié par Fierz et Lehning (2001). Les différentes paramétrisations du tassement disponibles dans ESCROC semblent donc sous-estimer l’incertitude de simulation du tassement dans la neige récente. Cela peut s’expliquer par le fait que Crocus représente seulement le tassement mécanique par une loi visco-élastique

mais néglige le tassement lié au métamorphisme. Seule la paramétrisation S14 (Schleef *et al.*, 2014) prend en compte ce processus par une loi empirique mais uniquement pendant 48 heures après une chute de neige (durée de l'expérimentation dont elle est issue), ce qui est vraisemblablement insuffisant. Entre un et deux mois après la formation de cette couche, on observe que l'une des paramétrisations de ESCROC (Teufelsbauer, 2011) simule un tassement excessif par rapport aux deux autres paramétrisations.

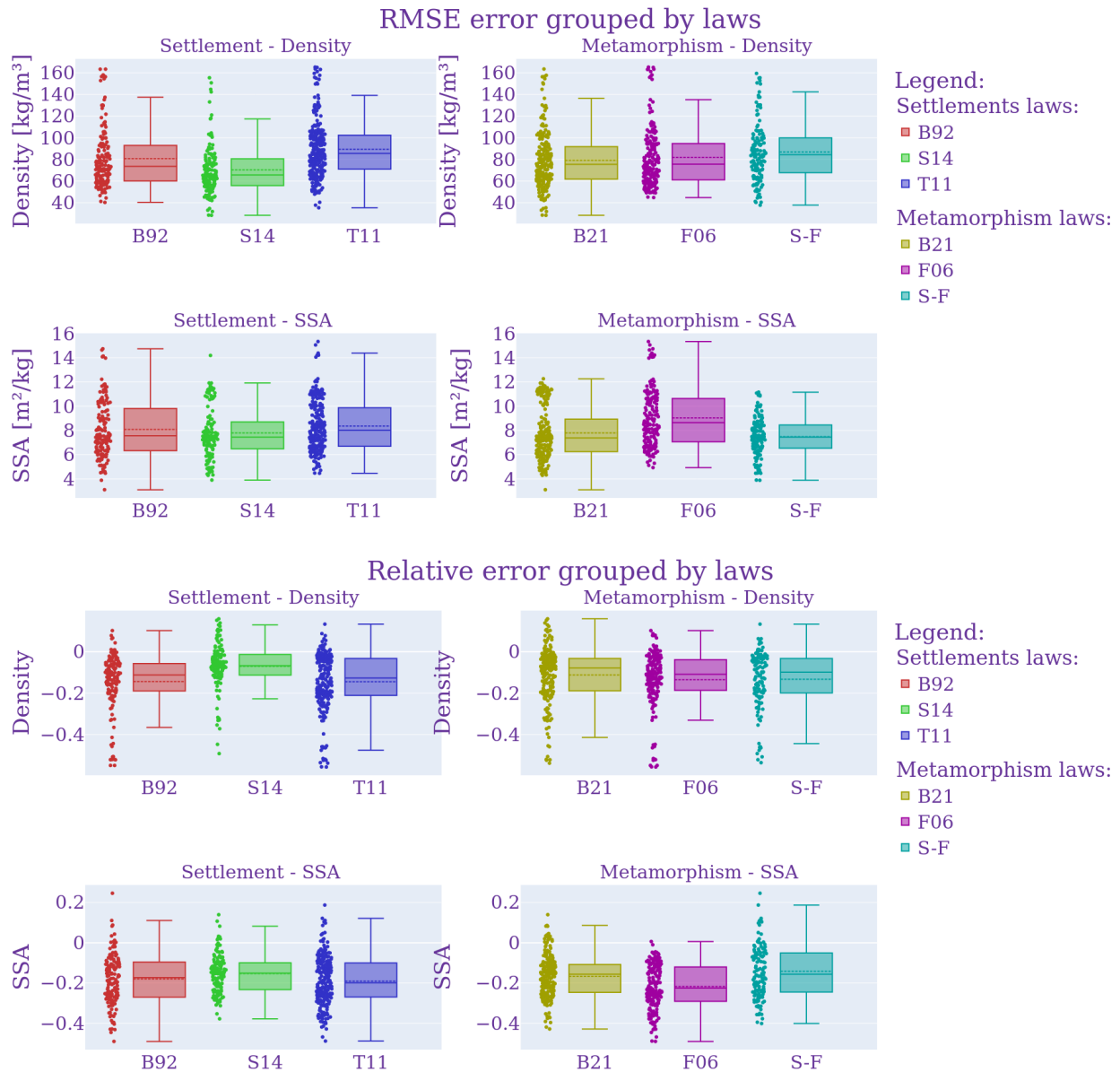


FIGURE 16 – Erreur relative (2 premières lignes) et RMSE (2 dernières lignes) entre les profils de densité (1^e et 3^e lignes) et de SSA (2^e et 4^e lignes) simulés ajustés et les profils observés. Les différents points représentent les différentes dates et les différents membres de l'ensemble ESCROC. Ceux-ci sont classifiés soit selon l'option de tassement (1^e colonne) soit selon l'option de métamorphisme (2^e colonne).

Concernant la SSA, on remarque que la décroissance est trop rapide pour la totalité des membres ESCROC, et encore plus rapide pour SNOWPACK. Il faut garder en tête que ce métamorphisme trop rapide peut avoir plusieurs origines : il pourrait s'expliquer par des erreurs dans les paramétrisations de métamorphisme elles-mêmes mais aussi par une rétroaction avec un bilan d'énergie de surface incorrect qui pourrait être responsable d'un gradient de température trop important et par suite d'un métamorphisme trop rapide. Il s'agit en tout cas d'un défaut systématique qui ne dépend pas des différentes paramétrisations utilisées dans ESCROC pour les différents processus considérés.

Sur cet exemple, les observations issues du SnowMicroPen et des instruments de référence sont en relativement bon accord mais l'analyse d'autres couches de neige montre des divergences beaucoup plus importantes. Par conséquent, pour réaliser des analyses statistiques à l'aide de la méthode de [Viallon-Galinier *et al.* \(2020\)](#), nous avons uniquement considéré les observations de référence à résolution hebdomadaire. La Figure 16 présente des scores statistiques calculés sur l'ensemble des couches de chaque profil après ajustement vertical des profils simulés sur les profils observés. Les nuages de points sur la Figure 16 montrent la forte variabilité des scores selon les dates et selon les membres de simulation. Malgré cette variabilité, quelques comportements systématiques se dégagent comme une sous-estimation générale de la densité (0 à -20%) ainsi que de la SSA (-10 à -30%). Ces sous-estimations sont cohérentes avec le tassement trop lent et le métamorphisme trop rapide de la neige récente observés sur la Figure 15 et sur plusieurs autres couches. Ces scores permettent donc de généraliser ce résultat bien qu'ils n'auraient pas été suffisants pour comprendre l'origine de ces biais. La classification par option physique des résultats permet aussi d'identifier certaines paramétrisations présentant des scores supérieurs ou inférieurs à d'autres : pour le tassement l'erreur relative est plus faible pour la paramétrisation de [Schleef *et al.* \(2014\)](#), la RMSE est plus élevée pour la paramétrisation de [Teufelsbauer \(2011\)](#). Pour le métamorphisme, la paramétrisation de [Flanner et Zender \(2006\)](#) présente des erreurs plus fortes que le métamorphisme original de Crocus. La significativité de ces différences reste toutefois modérée par rapport à la forte variabilité des scores selon les dates et les autres options physiques. Aussi, il sera à nouveau important de pouvoir généraliser ces évaluations et éventuellement ces conclusions dans l'espace et dans le temps pour mieux discriminer les performances de ces différentes paramétrisations.

3.7.4 Perspectives

Ce type de campagne de mesures est en cours d'extension : une saison supplémentaire est disponible au Weissfluhjoch, et dans le cadre du projet IVORI piloté par Marie Dumont, de nouvelles campagnes avec des protocoles de mesure similaires sont en cours ou prévues au Col de Porte et à Cambridge Bay dans l'Arctique Canadien. Les méthodes présentées dans cette étude préliminaire devraient donc pouvoir être étendues à court terme et permettre de tirer des conclusions plus robustes dans l'espace pour éventuellement réajuster les options physiques implémentées dans ESCROC et à plus long terme espérer pouvoir tester de nouvelles paramétrisations qui seraient proposées par des études microphysiques.

3.8 Application à l'étude de processus

Conformément aux recommandations formulées dans la Section 3.5.3, le système multiphysique ESCROC a été utilisé dans différentes études de processus, en particulier pour caractériser la significativité de l'impact simulé du dépôt d'impuretés absorbantes dans le Caucase ou dans les Alpes par rapport à l'incertitude des autres processus. Ces travaux

sont pilotés par Marie Dumont et s'appuient sur l'implémentation du dépôt et de l'évolution des impuretés absorbantes (carbone suie, poussières de sable) dans Crocus par Tuzet *et al.* (2017) qui permettent de simuler leur impact sur l'absorption du rayonnement solaire lorsque le schéma optique TARTES (Libois *et al.*, 2013, 2015) est utilisé. Pour quantifier la significativité de ce processus sur les durées d'enneigement ou sur la stabilité du manteau neigeux, des ensembles s'appuyant sur plusieurs scénarios de dépôt d'impuretés ont été comparés en utilisant 35 membres ESCROC calibrés sur le CRPS des 10 sites ESM-Snowmip (Section 3.5) pour décrire l'incertitude des autres processus. Ces travaux ont fait l'objet de plusieurs publications (Dumont *et al.*, 2020; Tuzet *et al.*, 2020; Reveillet *et al.*, 2022; Dick *et al.*, 2022) dans lesquelles ma contribution scientifique concerne principalement l'utilisation de la méthodologie multiphysique et probabiliste dans ce contexte.

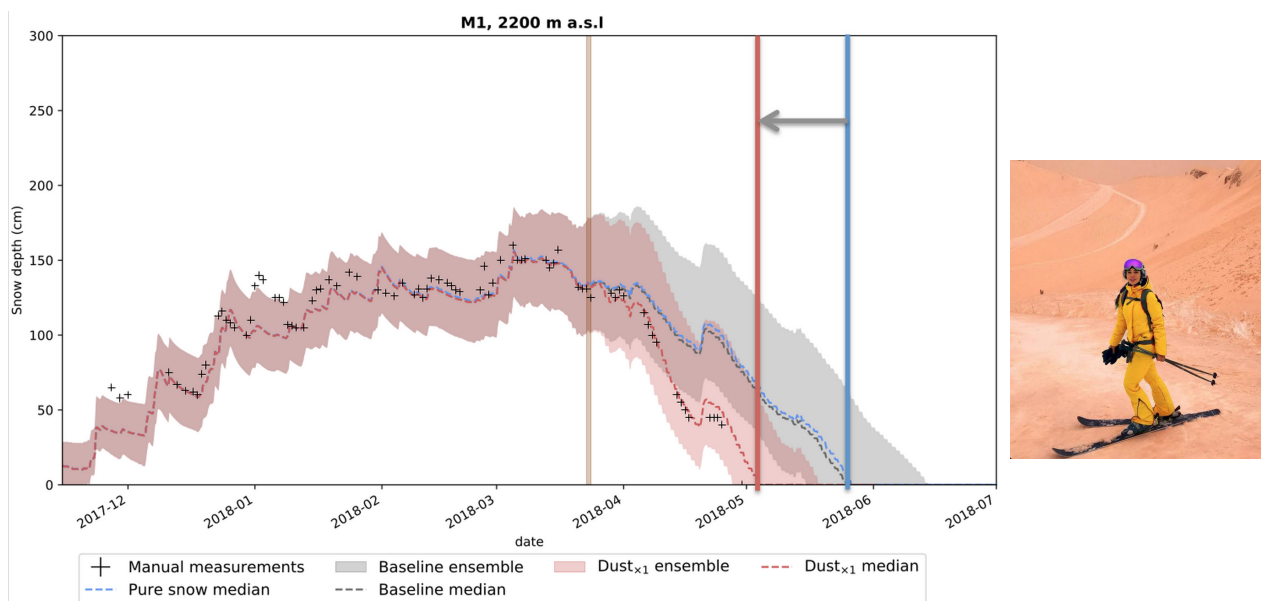


FIGURE 17 – Extrait de Dumont *et al.* (2020) : Hauteurs de neige simulées sur un site du Caucase (Gornaya Karusel, 2200 m, Russie) par deux ensembles ESCROC incluant une représentation explicite des impuretés absorbantes : ensemble de référence en gris, et ensemble modifié en orange pour lequel un dépôt de sable saharien de 7.3 g.m^{-2} correspondant aux concentrations observées est ajouté à la date du 23 mars 2018 (événement correspondant à la photo). Sur le reste de la période, un taux de dépôt fixe et identique est imposé dans les deux cas. L'écart entre la barre bleue et la barre orange indique la modification de date de disparition du manteau neigeux pour les médianes de ces ensembles, qui est significative par rapport à l'écart-type sur la date de disparition de la neige au sein de chacun des ensembles. Les croix noires correspondent aux observations manuelles de hauteur de neige.

La Figure 17 extraite de Dumont *et al.* (2020) montre ainsi l'impact significatif d'un épisode exceptionnel de dépôt de sable saharien à la surface de la neige dans le Caucase qui aboutit à une avancée de la date de disparition du manteau neigeux en fin de saison de $23 \text{ jours} \pm 7 \text{ jours}$ qui est significative par rapport à l'incertitude sur cette date de disparition associée aux autres processus, telle qu'on peut l'estimer par l'enveloppe de dispersion de ESCROC. L'adéquation avec les observations (croix noires) ne doit bien sûr pas être surinterprétée sur un point et une saison particulière, conformément aux recommandations des sections précédentes. Les travaux plus récents de Dick *et al.* (2022) montrent qu'il est plus délicat d'associer un impact des impuretés sur la stratigraphie et la stabilité du manteau neigeux qui soit systématique et robuste à l'incertitude des autres processus, démontrant la

nécessité de cette approche probabiliste pour ce type d'études.

Au delà de l'exemple des impuretés, ESCROC peut être utilisé assez largement pour tester la valeur ajoutée de la représentation d'un processus particulier. Je l'ai par exemple utilisé pour étudier les processus dominants dans la zone d'ablation d'un glacier en Nouvelle-Zélande lors d'une visite à l'Université d'Otago en 2017. Je l'ai aussi utilisé pour tester la significativité de la représentation des interactions neige-forêt (Section 5.1). J'espère donc que l'approche multiphysique deviendra la norme pour les études de processus basées sur la modélisation numérique de la neige.

3.9 Application à l'incertitude des projections futures de l'enneigement

Dans de nombreuses applications de la modélisation numérique de la neige, les incertitudes du modèle de neige ne sont pas les seules à entrer en jeu dans l'incertitude totale des simulations, comme introduit en Section 1.6. Les projections climatiques futures de l'enneigement réalisées jusqu'ici font toujours l'hypothèse que l'incertitude du modèle de neige est même négligeable par rapport à l'incertitude des scénarios climatiques (Martin *et al.*, 1996; Rousselot *et al.*, 2012; Castebrunet *et al.*, 2014; Lafaysse *et al.*, 2014; Schmucki *et al.*, 2014; Marty *et al.*, 2017), sans que cette hypothèse n'ait été formellement démontrée. Pour mieux caractériser la validité de cette hypothèse, j'ai utilisé un sous-ensemble de 35 membres ESCROC optimisé pour le Col de Porte (Section 3.4) pour réaliser des projections multiphysiques de l'enneigement à partir des scénarios climatiques produits dans le cadre du projet ADAMONT piloté par Samuel Morin. Ces scénarios sont obtenus par une descente d'échelle statistique (Verfaillie *et al.*, 2017) de 13 combinaisons de modèles climatiques globaux et régionaux disponibles dans le projet EURO-CORDEX (Jacob *et al.*, 2014) pour différents scénarios d'émission de gaz à effets de serre. Les résultats ont été intégrés à la publication de Verfaillie *et al.* (2018) et sont présentés sur la Figure 18 pour un scénario d'émission intermédiaire (RCP4.5).

Les 35×13 chroniques de hauteurs de neige obtenues (Figure 18a) ont été filtrées par des moyennes glissantes sur 15 ans, puis leur variance a été décomposée en deux composantes : celle issue des GCM-RCM (qui représente à la fois l'incertitude associée aux erreurs des modèles climatiques et la variabilité interne basse fréquence du climat) et celle issue des 35 membres ESCROC. Comme illustré sur la Figure 18b, la contribution relative de ces deux sources d'incertitude dépend de la période considérée. L'incertitude propre du modèle de neige domine sur la période passée utilisée pour la calibration des scénarios climatiques. Elle est souvent du même ordre de grandeur que l'incertitude des forçages sur des périodes de futur proche. En revanche sur la seconde moitié du XXI^e siècle, elle ne représente plus que 20% de l'incertitude totale des projections pour un RCP donné. On conclut donc que l'incertitude du modèle de neige, sans être négligeable, peut raisonnablement être ignorée sur cette période, d'autant plus que l'impact des scénarios d'émission devient prépondérant sur les incertitudes des GCM-RCM sur cette période et que l'incertitude propre du modèle de neige est réduite lorsqu'on s'intéresse principalement aux valeurs des tendances en raison du caractère systématique d'une grande partie des sources d'erreurs considérées. Lorsqu'on s'intéresse aux valeurs absolues de l'enneigement sur des périodes plus proches, l'incertitude du modèle de neige devrait en revanche être systématiquement considérée.

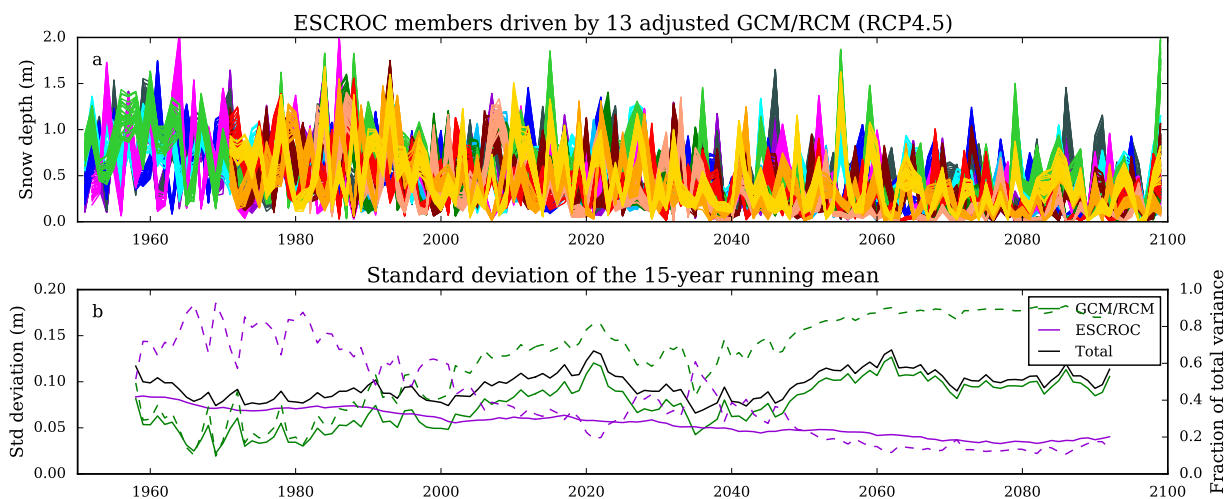


FIGURE 18 – (a) Séries temporelles observées et simulées d’épaisseur de neige (moyenne décembre-avril) dans des projections EURO-CORDEX-ADAMONT-ESCROC sur le massif de la Chartreuse à 1500 mètres d’altitude, sous scénario RCP4.5 : chacun des 13 couples GCM-RCM est représenté par une couleur différente et les 35 lignes par couleur correspondent aux 35 membres ESCROC. (b) Estimation de la contribution absolue (trait plein) et relative (tireté) des incertitudes associées d’une part aux GCM/RCM et à la variabilité interne du climat (vert) et d’autre part aux paramétrisations physiques du modèle de neige (violet), dans les moyennes glissantes sur 15 ans des séries chronologiques présentées dans le graphe (a).

4 Assimilation d’ensemble d’observations du manteau neigeux

4.1 Contexte

La mise en œuvre des approches d’ensemble dans la modélisation numérique de la neige ouvre une perspective majeure d’amélioration de ces systèmes par l’assimilation d’observations in situ ou satellites pour réduire les erreurs en confrontant les membres de simulation à ces observations. Au cours de la dernière décennie, différentes techniques d’assimilation ont été proposées pour assimiler des observations in-situ ou télédéteectées dans les modèles de neige à partir de méthodes déjà largement employées dans d’autres disciplines (Helmert *et al.*, 2018; Langeron *et al.*, 2020). En particulier l’algorithme du filtre à particules émerge comme l’un des plus adaptés à la modélisation détaillée du manteau neigeux, en témoigne la riche littérature récente à ce sujet (Thirel *et al.*, 2013; Charrois *et al.*, 2016; Magnusson *et al.*, 2017, 2020; Larue *et al.*, 2018; Piazzini *et al.*, 2018; Smyth *et al.*, 2019). Cette méthode consiste à identifier et sélectionner ou dupliquer les membres de l’ensemble qui sont les plus vraisemblables de façon à rapprocher la distribution de probabilité de l’analyse de la distribution de la probabilité des observations disponibles. Cet algorithme a notamment été proposé pour l’assimilation de données dans Crocus à l’échelle du point dans la thèse de Luc Charrois dirigée par Marie Dumont et Emmanuel Cosme de l’IGE car contrairement à d’autres méthodes d’assimilation il n’est ni nécessaire de linéariser ou d’inverser le modèle comme dans les méthodes d’assimilation variationnelles, ni de moyenniser différents états du modèle comme dans d’autres techniques d’assimilation d’ensemble (e.g. filtre de Kalman d’ensemble, Evensen, 2003). Cela constitue des avantages considérables pour un modèle comme Crocus, fortement non linéaire et de dimension variable. Un exemple issu d’une expérience théorique de cette thèse (Figure 19, Charrois

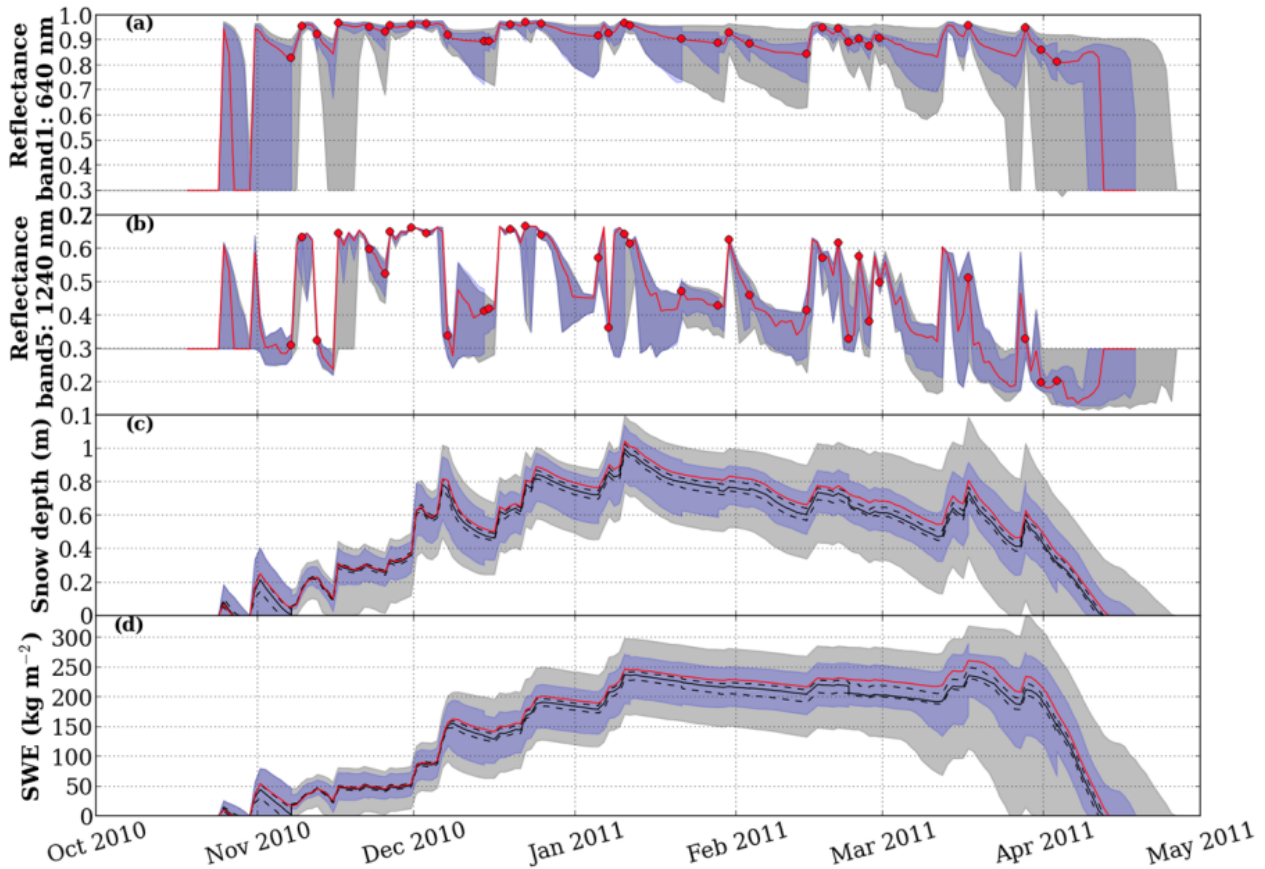


FIGURE 19 – Evolution sur l’hiver 2010-2011 de la réflectance optique de surface de la neige à 640 nm (a) et 1240 nm (b), de la hauteur de neige (c) et de l’équivalent en eau du manteau neigeux (d). L’enveloppe bleue représente l’ensemble de simulations avec l’assimilation séquentielle d’observations de réflectances optiques aux dates correspondants aux points rouges sur les figures a et b. L’enveloppe grise représente un ensemble de simulations de référence dans assimilation. Les lignes rouges représentent la vérité synthétique, considérée comme une observation dans cette expérience théorique.

et al., 2016) illustre par exemple que le filtre à particules permet après chaque cycle d’assimilation de réduire la dispersion (donc l’incertitude) d’un ensemble sans assimilation non seulement sur la variable assimilée (ici la réflectance optique de surface) mais aussi sur d’autres variables d’état du modèle comme la hauteur de neige ou l’équivalent en eau du manteau neigeux. Ces résultats ont été généralisés par *Reuelto et al.* (2021) en précisant les bandes spectrales les plus informatives pour apporter une plus-value sur ces variables.

Cependant, l’application de ce type d’algorithmes dans des systèmes de simulation spatialisés est soumis à deux défis majeurs : d’une part la couverture spatiale non exhaustive des observations (ombres et forêts pour les observations satellites, couverture spatiale très partielle des observations in situ) et d’autre part la difficulté de cet algorithme à traiter des problèmes de grande dimension (*Snyder et al.*, 2008) sans aboutir à une dégénérescence (i.e. sélection d’un membre unique contrariant la possibilité de prochains cycles d’assimilation). Pour tenter de relever ces défis et étendre l’échelle spatiale par rapport aux travaux de *Charrois et al.* (2016), j’ai dirigé avec Marie Dumont le doctorat de Bertrand Cluzet (2017-2020).

4.2 Nouvel algorithme

Bertrand a réalisé des avancées majeures sur ces sujets en développant une variante de l'algorithme du filtre à particules dite k -localisée, intégrant une méthode de localisation qui permet non seulement de propager spatialement l'information mais aussi de limiter la dimension du problème sans pour autant sacrifier la cohérence de la structure spatiale des analyses obtenues. L'idée générale est d'exploiter la structure spatiale des corrélations spatiales entre les membres de l'ensemble afin de sélectionner pour un point d'intérêt donné les k points de l'espace disposant d'observations et les mieux corrélés au point d'intérêt. Ces k points seront intégrés dans le vecteur d'état pour l'application du filtre à particules sur le point d'intérêt. Cette procédure est appliquée en boucle sur l'ensemble des points du domaine. De cette manière, même les points sur lesquels aucune observation n'est disponible vont bénéficier de l'assimilation sur des points voisins ou bien corrélés, ce qui garantit une propagation spatiale de l'information apportée par l'assimilation bien meilleure que dans le cas extrême d'une assimilation qui serait réalisée de façon indépendante sur chaque point du domaine disposant d'une observation. En revanche, la taille du vecteur d'état reste maîtrisée par un nombre k suffisamment petit et très inférieur à la taille du vecteur d'état qu'aurait impliqué une assimilation globale qui intégrerait simultanément tous les points du domaine de simulation. La maîtrise de la dimension du problème permet à la fois d'éviter la dégénérescence et de trouver de meilleurs optima locaux parmi les membres de l'ensemble que dans une assimilation globale. L'algorithme est présenté en détail dans Cluzet *et al.* (2021).

4.3 Evaluations en expériences jumelles

L'article de Cluzet *et al.* (2021) démontre l'efficacité de cet algorithme pour répondre à ces problématiques à travers des expériences dites jumelles où l'on n'assimile pas des observations réelles mais des observations synthétiques, i.e. simulées par un membre de l'ensemble. Les simulations spatialisées ont été réalisées dans la même géométrie que les simulations opérationnelles et les réanalyses S2M c'est-à-dire un découpage de l'espace par classes topographiques où la variabilité du manteau neigeux au sein d'un massif est supposé ne dépendre que de l'altitude, l'orientation et l'inclinaison des pentes (Vernay *et al.*, 2022). Dans ce cas, les forçages météorologiques de l'ensemble ont été obtenus par perturbations stochastiques des réanalyses SAFRAN par analogie à Charrois *et al.* (2016), dans l'attente du développement d'une véritable analyse météorologique d'ensemble (Section 2.4). Ces forçages d'ensemble sont combinés de façon aléatoire avec des membres mutiphysiques de l'ensemble ESCROC de façon à prendre en compte les deux sources d'incertitude dans cette caractérisation ensembliste des erreurs d'ébauche. Les variables d'assimilation qui ont été considérées sont les réflectances optiques et les hauteurs de neige. Nous avons volontairement considéré que les observations n'étaient disponibles que pour certaines classes topographiques, ce qui est souvent le cas pour certaines observations satellites en raison de la couverture forestière et de difficultés liées à l'ombre ou aux fortes pentes (Lamare *et al.*, 2020). La plus-value de l'algorithme d'assimilation proposé a été évaluée sur les équivalents en eau du manteau neigeux, le membre utilisé comme observation synthétique étant considéré comme la référence et en comparant les scores d'un ensemble avec 14 cycles d'assimilation au cours de l'hiver avec un ensemble openloop c'est-à-dire sans aucune assimilation.

Ainsi, la Figure 20 montre l'apport de l'assimilation d'observations de réflectance optique (a) ou de hauteurs de neige (b) qui seraient disponibles uniquement sur les classes topographiques marquées d'un point noir sur la simulation de l'équivalent en eau en tout point du domaine de simulation. Le CRPS est utilisé ici sous sa forme de skill score (Candille *et*

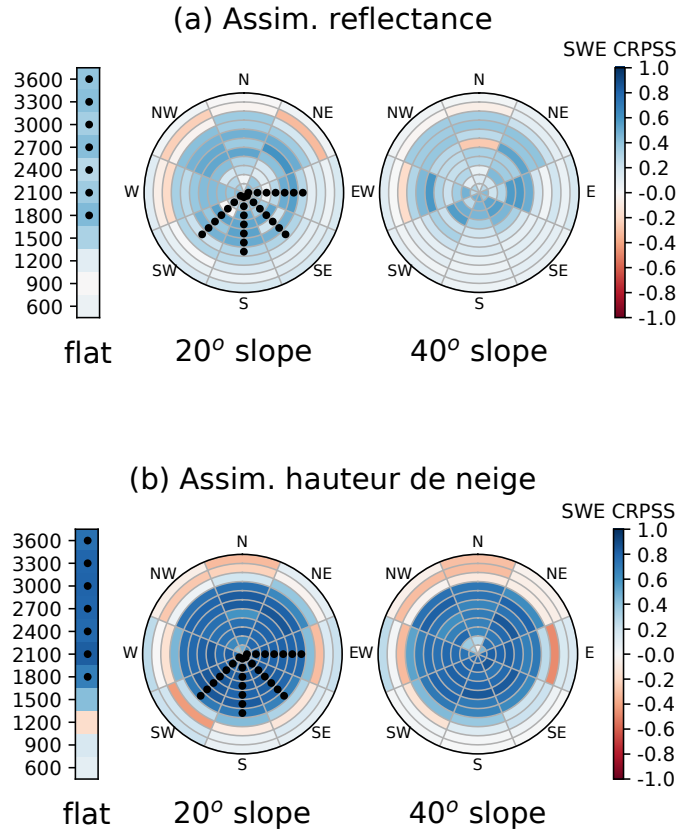


FIGURE 20 – Scores illustrant l’apport de l’assimilation d’observations (a) de réflectance optique et (b) d’épaisseur de neige sur certaines classes topographiques (marquées d’une point noir) dans les simulations d’équivalent en eau de toutes les classes topographiques de la géométrie opérationnelle de S2M, pour des expériences synthétiques. Les camemberts représentent l’orientation des différentes pentes et les différents niveaux altitudes (sommet au centre). Les CRPSS positifs (bleu) indiquent une amélioration par rapport aux simulations openloop sans assimilation.

(Talagrand, 2005) pour évaluer l’amélioration apportée sur la distribution de probabilité de la variable simulée par rapport à la distribution de probabilité d’un ensemble de référence, ici l’ensemble openloop. Il est intéressant de constater qu’on obtient une amélioration du CRPS par rapport à l’openloop de 20% à 50% pour l’assimilation de réflectances et de 50% à 80% pour l’assimilation de hauteurs de neige, et ce y compris sur des classes topographiques dépourvues d’observations. Bien que l’enneigement des versants Nord soit évidemment très supérieur à celui des versants Sud ou des zones planes dans les simulations, les corrélations spatiales entre les membres ont permis de bien propager l’information de l’assimilation vers les versants Nord (c’est-à-dire en considérant que les membres les plus proches de l’observation sur les versants Sud sont aussi les membres les plus vraisemblables sur les versants Nord, ce que confirme ces bons résultats). Le résultat est vrai pour les deux variables d’assimilation même si naturellement, la réflectance optique est moins informative sur l’équivalent en eau du manteau neigeux que la hauteur de neige totale.

4.4 Application à l’assimilation d’observations ponctuelles de hauteurs de neige

Pour tester l’algorithme sur des observations réelles, Bertrand a ensuite appliqué cet algorithme à l’assimilation des observations ponctuelles de hauteurs de neige des différents

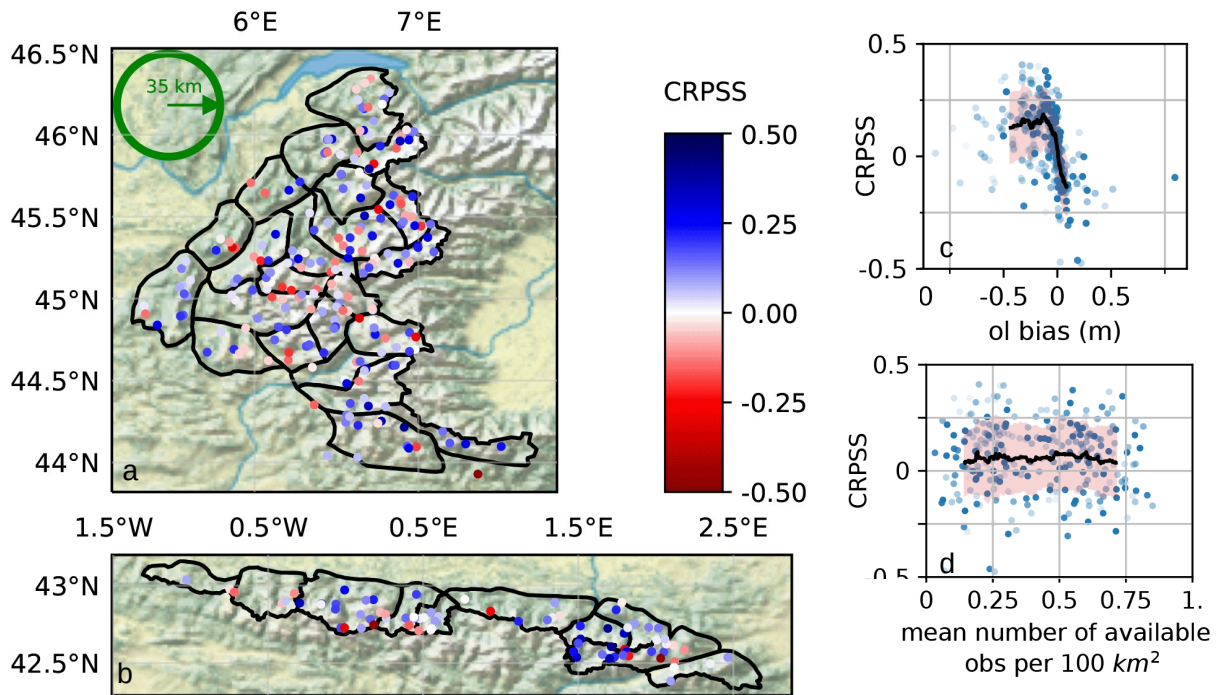


FIGURE 21 – Carte sur les Alpes (a) et sur les Pyrénées (b) des CRPSS de simulations de hauteur de neige sur la période 2010-2020 avec assimilation d’observations de hauteurs de neige sur des stations indépendantes du point d’évaluation par filtre à particules k -localisé. La référence pour calculer le CRPSS est l’ensemble openloop. Ces mêmes CRPSS sont ensuite tracés en fonction du biais de l’ensemble openloop (c) et en fonction de la densité d’observations de hauteurs de neige (d).

réseaux d’observation de Météo-France. Ce travail a fait l’objet d’une publication dédiée (Cluzet *et al.*, 2022). Dans des simulations spatialisées, le questionnement principal vis-à-vis de l’assimilation d’observations ponctuelles est celui de leur représentativité spatiale, que l’on sait assez faible pour des observations de hauteur de neige (Grünwald et Lehning, 2015). Est-elle alors suffisante pour que leur assimilation apporte une plus-value significative en dehors des points d’observation ? Pour le tester, Bertrand a réalisé des évaluations croisées par une approche leave-one-out : pour chaque station d’observation de la hauteur de neige, une expérience d’assimilation est réalisée en assimilant les données de k stations voisines et bien corrélées à la station considérée mais les données de la station elle-même sont exclues de l’assimilation. Les résultats obtenus sur la période 2010-2020 et sur toutes les Alpes et les Pyrénées Françaises (Figure 21) montrent des performances contrastées avec des points où les simulations de hauteur de neige sont améliorées par rapport à l’ensemble openloop (CRPSS $>$ 0) et des points où elles sont dégradées (CRPSS $<$ 0). La Figure 21c montre que les stations sur lesquelles l’amélioration est la plus significative sont les points où l’ensemble openloop présente un biais significatif. Cette dépendance de l’efficacité de l’assimilation de hauteurs de neige ponctuelles aux biais des ébauches vient confirmer les résultats de Winstral *et al.* (2019) sur les Alpes Suisses. Paradoxalement, l’efficacité de l’assimilation des observations de hauteurs de neige n’est pas corrélée à la densité du réseau d’observation (Figure 21d) car il se trouve que les massifs français les mieux pourvus en observations de hauteurs de neige sont souvent aussi les mieux pourvus en observations de précipitations. Comme les observations de précipitations permettent de mieux contraindre les forçages météorologiques là où le réseau est le plus dense, les erreurs des simulations openloop sont plus faibles sur ces régions, et la plus-value de l’assimilation de hauteurs de neige est ainsi limitée. En conclusion, malgré le caractère prometteur de l’assimilation de hauteurs de neige ponctuelles qui avait

été mis en avant dans des études à plus petite échelle spatiale (Magnusson *et al.*, 2020), avec des réseaux d’observation plus denses (Magnusson *et al.*, 2017; Winstral *et al.*, 2019), ou sur des terrains de plaine beaucoup plus homogènes (Cantet *et al.*, 2019), cette étude a montré que la représentativité spatiale des observations disponibles sur les massifs français n’est pas toujours suffisante pour corriger le modèle de façon significative et généralisée à nos échelles spatiales de simulation.

4.5 Vers un système de simulation distribué de la neige en montagne

La géométrie utilisée dans la thèse de Bertrand Cluzet reste celle de notre système opérationnel (par massifs et classes topographiques) et l’ensemble météorologique a été obtenu par perturbations stochastiques. Cependant, après de nombreuses discussions collectives, et en particulier un exercice de brainstorming réalisé en 2017 avec Marie Dumont et Vincent Vionnet, nous avons placé comme objectif prioritaire du CEN la construction à moyen terme d’un système de modélisation du manteau neigeux entièrement ensembliste, à haute résolution (cible de 250 mètres), et assimilant progressivement un nombre croissant d’observations du manteau neigeux. Cet objectif est inscrit dans les documents de prospective du laboratoire ainsi que dans le COP (Contrat d’Objectifs et de Performance) et dans la stratégie scientifique de Météo-France, et c’est naturellement le projet que j’ai porté en candidatant à la direction de l’équipe *Modélisation Nivo-météorologique* du CEN. Nous avons récemment choisi en équipe de nommer ce futur système EDELWEISS (Ensemble Distributed model for snow Evolution with aSSimulation).

La transition vers un système entièrement distribué (i.e. sur une grille de simulation) a pour objectif de réduire la part de la variabilité spatiale non résolue dans les erreurs de simulation du manteau neigeux (introduite dans le dernier paragraphe de la Section 1.6). La résolution cible de 250 mètres a été choisie pour EDELWEISS car elle est la résolution minimale pour pouvoir représenter de façon suffisante l’inclinaison des pentes dans une géométrie en point de grille (e.g. Baba *et al.*, 2019), et par conséquent une variabilité spatiale du bilan d’énergie du manteau neigeux permettant de suffisamment bien décrire les conditions rencontrées dans les différentes pentes sujettes aux risques d’avalanches. C’est aussi la résolution nécessaire pour tirer le meilleur profit des observations satellites que l’on peut espérer assimiler à moyen terme comme des réflectances optiques de résolution équivalente (MODIS (Surguey *et al.*, 2009; Gascoin *et al.*, 2015), Sentinel3 (Kokhanovsky *et al.*, 2019)) ou supérieures (Sentinel2, Gascoin *et al.*, 2019). Un grand nombre de défis doivent être relevés pour y parvenir et sont détaillés dans les sections suivantes.

4.6 Challenges sur l’algorithme d’assimilation

Tout d’abord, le filtre à particules k -localisé développé par Bertrand Cluzet n’a encore jamais été testé à cette échelle spatiale. Bien que la méthodologie soit applicable sur le principe, la stabilité et la bonne structure spatiale des analyses obtenues devra évidemment être évaluée. Avec l’augmentation de la variabilité spatiale simulée et de possibles bruits spatiaux des observations à ces échelles, il est possible que des ajustements algorithmiques soient nécessaires. Ce sera probablement une question centrale dans nos prochains travaux.

4.7 Challenges sur les observations

Compte tenu des limites de représentativité spatiale des observations ponctuelles relevées par Cluzet *et al.* (2022), l'assimilation d'observations satellites semble plus prometteuse pour EDELWEISS car elles présentent l'avantage de fournir directement une information spatialisée et avec une extension spatiale importante. Cependant, hormis les fractions enneigées dérivées de l'imagerie optique (Gascoïn *et al.*, 2015) qui sont assimilées dans certains systèmes de modélisation hydrologique (Thirel *et al.*, 2013; Baba *et al.*, 2018), des réanalyses de l'enneigement (Aalstad *et al.*, 2018), ou dans les analyses de surface de certains systèmes de Prévision Numérique du Temps (Arsenault *et al.*, 2013), aucune autre observation satellite de la neige n'est à ce jour réellement prête à l'emploi pour être assimilée.

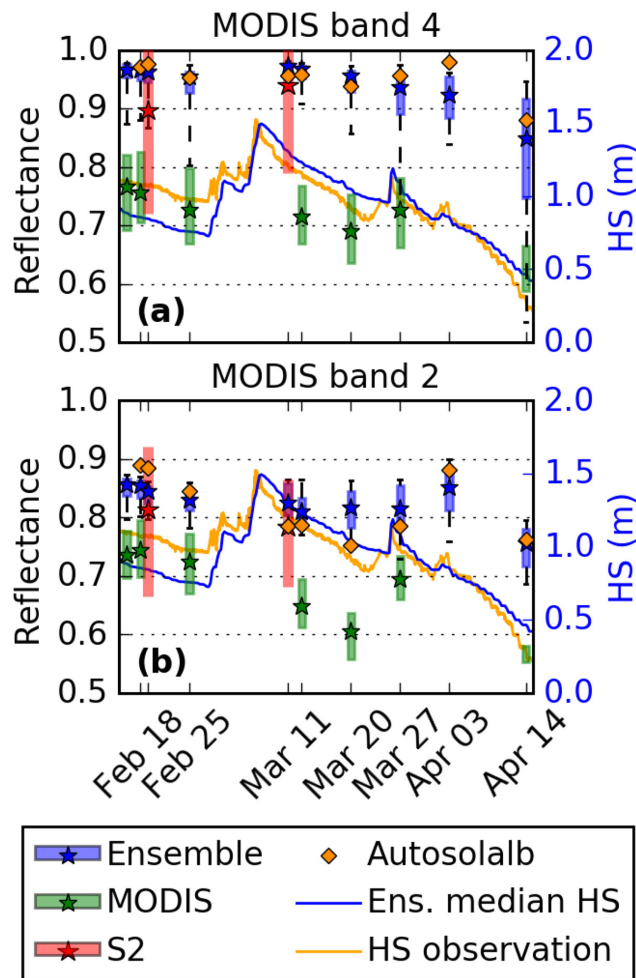


FIGURE 22 – Séries temporelles de réflectance optique à 555 nm (Bande 4) et 858 nm (Bande 2) entre Février et Avril 2016 pour un ensemble openloop ESCROC alimenté par des forçages SAFRAN perturbés sur le massif des Grandes Rousses à 2100 mètres d'altitude (bleu), l'imagerie MODIS (vert), l'imagerie Sentinel 2 (rouge), et les observations Autosolalb au Col du Lautaret (losanges orange). Les étoiles représentent les médianes et les barres d'erreurs représentent l'intervalle de confiance à 90% de l'ensemble de simulation ou pour les images satellites l'écart interquartile de tous les pixels d'altitude équivalente sur le massif des Grandes Rousses.

L'assimilation d'observations réelles de réflectance optique était initialement l'un des objectifs de la thèse de Bertrand Cluzet. Pour étudier au préalable la faisabilité de cet objectif, Bertrand a d'abord effectué des comparaisons entre l'ensemble openloop et des observations issues de MODIS et Sentinel 2, agrégées sur les classes topographiques de S2M

(Cluzet *et al.*, 2020). Bien qu'à cette échelle l'aggrégation spatiale permette d'éliminer du bruit d'observation, les résultats montrent des divergences importantes entre les réflectances optiques simulées et observées, mais aussi des divergences importantes entre les observations MODIS et Sentinel 2. Sur une période où des observations de référence de la réflectance avaient été acquises localement au Col du Lautaret (losanges orange sur la Figure 22), un meilleur accord est obtenu entre les simulations et les observations de référence qu'entre les observations satellites et les observations de référence. La différence d'échelle spatiale entre observations satellites et observations de référence est insuffisante pour expliquer ce désaccord. Il ressort donc malheureusement que les corrections topographiques réalisées dans les traitements d'images pour obtenir les réflectances de surface (Sirguey, 2009) restent insuffisantes pour espérer assimiler ces observations en l'état. En effet, à l'occasion du post-doctorat de Jesus Revuelto auquel j'ai participé mais qui a été principalement encadré par Marie Dumont, nous avons montré dans des expériences synthétiques que seules des erreurs systématiques inférieures à 5% permettent à l'assimilation des réflectances optiques d'apporter une plus-value sur la simulation de la hauteur de neige ou de l'équivalent en eau du manteau neigeux (Revuelto *et al.*, 2021). A moyen terme, nous espérons que cette limitation sera levée par le raffinement de ces corrections topographiques, en cours de développement sous le pilotage de Marie Dumont (Lamare *et al.*, 2020).

En termes de propriétés de surface, on peut également noter que l'obtention de température de surface à partir d'imageurs thermiques sur des satellites commence à être possible à des résolutions compatibles avec la cible d'EDELWEISS (Robledano *et al.*, 2022). Leur potentiel pour l'assimilation commence à être exploré (Navari *et al.*, 2016; Alonso-González *et al.*, 2022). Malgré le fort cycle diurne de cette variable, ces premières études suggèrent qu'une information utile pourrait être extraite de l'assimilation de la température de surface notamment sur l'occurrence de fonte en surface et aussi tout simplement sur la présence de neige. Nous avons associé notre équipe au projet CNES associé à la future mission satellite TRISHNA (Lagouarde *et al.*, 2019) pour essayer dans les années à venir de commencer à nous préparer à l'assimilation de ces nouvelles observations à haute résolution.

Pour ce qui concerne les observations de rétrodiffusion micro-ondes, le principal challenge provient de l'absence d'opérateur d'observation permettant d'assimiler facilement cette variable à partir des variables d'état disponibles dans Crocus. Les essais de couplage de schémas de transfert radiatif micro-ondes avec Crocus (Veyssière *et al.*, 2019) ou d'autres schémas de neige (Sandells *et al.*, 2017) montrent que la représentation de la microstructure de la neige et de l'eau liquide dans les modèles est encore insuffisante pour espérer assimiler directement les observations micro-ondes à court terme. Néanmoins, les rétrodiffusions étant particulièrement informatives sur la présence de neige humide (Nagler *et al.*, 2016; Karbou *et al.*, 2021), l'assimilation d'un produit dérivé pourrait à plus court terme permettre d'apporter une plus-value dans les simulations. Des travaux préliminaires ont été initiés en ce sens en 2022 pendant le CDD d'Etienne Cap que j'ai coencadré avec Fatima Karbou, mais il reste encore de nombreuses questions méthodologiques à traiter pour en particulier déterminer un opérateur d'observation approprié.

Aucune observation opérationnelle de hauteur de neige ou d'équivalent en eau du manteau neigeux n'est malheureusement disponible à ce jour à une résolution suffisante pour être utilisable en zone de montagne (Tsang *et al.*, 2022). Cependant, de nouveaux produits commencent à émerger (Lievens *et al.*, 2022) et il est utile de se préparer à l'arrivée de futurs autres produits pour ces variables qui seraient extrêmement informatives pour la modélisa-

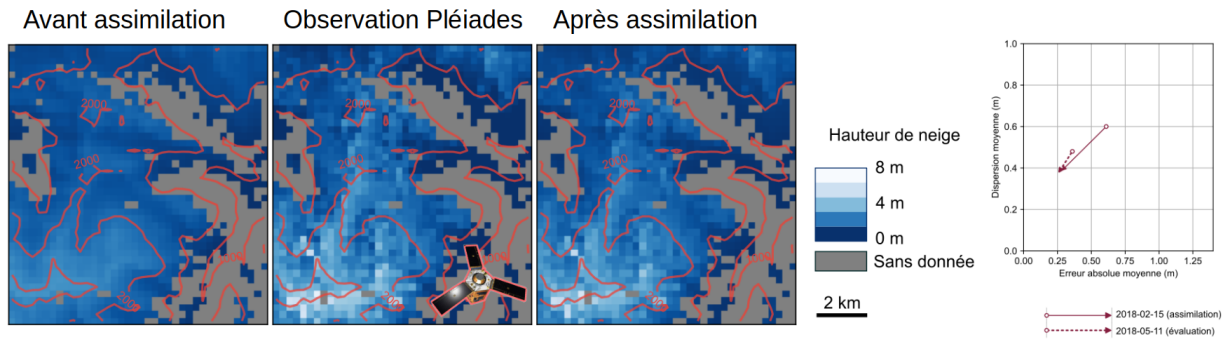


FIGURE 23 – Cartes de hauteurs de neige sur le domaine de Bassiès (Couserans, Ariège) le 15/02/2018 pour de gauche à droite la médiane de l’ensemble openloop, les observation Pléiades, la médiane de l’ensemble analysé à la date d’assimilation. A droite : les origines des flèches indiquent les scores (erreur absolue moyenne et dispersion moyenne) de l’ensemble openloop et les têtes des flèches indiquent les scores de l’ensemble avec assimilation. Le trait plein montre l’évolution des scores à la date d’assimilation, et le tiret montre l’évolution des scores à une date d’évaluation indépendante 3 mois après la date d’assimilation.

tion du manteau neigeux. En effet, de nouveaux imageurs et de nouvelles missions sont en préparation pour permettre d’obtenir de meilleures estimations de l’équivalent en eau dans le futur (Derksen *et al.*, 2021; De Lannoy *et al.*, 2022) pour l’instant jusqu’à des résolutions horizontales d’environ 500 mètres. A l’occasion de la thèse de César Deschamps-Berger co-dirigée par Marie Dumont et Simon Gascoin du CESBIO, l’assimilation d’observations de hauteur de neige obtenues par stéréo-imagerie sur les satellites Pléiades (Deschamps-Berger *et al.*, 2020) a été testée à titre expérimental bien que ce produit ne soit pas opérationnel et qu’il ne soit à ce jour possible d’obtenir et traiter des images que sur des domaines réduits et un petit nombre de dates (typiquement 1 à 2 images par saison sur des domaines inférieurs à 400 km²). Bertrand Cluzet et moi-même avons également contribué au volet assimilation de cette thèse (Deschamps-Berger *et al.*, 2022). Les expériences d’assimilation de César ont été réalisées à 250 mètres de résolution, mais à ce stade de manière indépendante d’un point à un autre car l’algorithme k -localisé n’était pas encore suffisamment mature au moment du début de ces travaux. Comme on peut l’observer sur la Figure 23, la structure spatiale de l’analyse est facilement contrainte par la structure spatiale des observations par cette méthode à la date de l’assimilation, mais les pixels non observés ne bénéficient pas de l’assimilation et ont donc été masqués. Bien qu’assez peu d’observations ne soient malheureusement disponibles pour pouvoir évaluer la plus-value de l’assimilation sur des variables indépendantes, sur un hiver pour lequel des observations Pléiades étaient disponibles à 2 dates distinctes séparées de 3 mois, César a pu montrer que la plus-value de l’assimilation reste significative 3 mois après la date d’assimilation (à droite sur la Figure 23). Cela confirme le caractère particulièrement prometteur d’assimilation d’observations spatialisées de la masse ou de la hauteur de neige lorsque de tels produits seront opérationnels.

4.8 Challenges sur les forçages météorologiques

Un autre challenge délicat pour le système EDELWEISS provient de la nécessité d’obtenir des forçages météorologiques à une résolution bien plus fine que les systèmes de Prévision Numérique du Temps disponibles à ce jour (1.3 km pour AROME-France, Termonia *et al.*, 2018), et a fortiori que les systèmes d’analyse météorologique existants (Vernay *et al.*, 2022; Caillouet *et al.*, 2019). Une étape de descente d’échelle supplémentaire est donc nécessaire pour obtenir des forçages météorologiques réalistes à la résolution cible de 250 mètres. Pour

cela, on doit évidemment viser des approches plus élaborées que les simples interpolations linéaires en altitude que nous avons utilisé faute d'autre solution dans les travaux de [Revue et al. \(2018\)](#) et [Deschamps-Berger et al. \(2022\)](#). En particulier, pour la phase des précipitations, une étude inédite de grande ampleur sur le Canada offre des solutions méthodologiques exploitant au mieux les profils verticaux d'un modèle atmosphérique ([Vionnet et al., 2022](#)). J'ai donc proposé à Sabine Radanovics, ingénieure de recherche arrivée récemment dans l'équipe, d'initier un travail sur ce sujet, en cherchant à appliquer et évaluer l'une de ces méthodes sur nos domaines d'intérêt. Plus généralement, les besoins d'EDELWEISS rejoignent ici le projet de recherche d'Isabelle Gouttevin qui devrait proposer dans les années à venir des solutions de descente d'échelle pour d'autres variables météorologiques, y compris des réductions des biais météorologiques connus des systèmes de Prévision Numérique du temps en zone de montagne ([Gouttevin et al., 2023](#)). On peut noter en particulier les travaux récents de [Le Toumelin et al. \(2022\)](#) pour obtenir des champs de vent à haute résolution par un apprentissage profond basé sur des réseaux de neurones convolutifs. Quoiqu'il en soit, conformément aux discussions de la Section 2.4, aucune méthode de descente d'échelle exploitant les sorties de la Prévision Numérique du Temps ne pourra proposer un forçage météorologique optimal pour la période passée sans intégrer autant que possible l'information issue des observations météorologiques disponibles.

4.9 Assimilation des observations de précipitations

4.9.1 Contexte

Dans les simulations des thèses de Luc Charrois, Bertrand Cluzet et César Deschamps-Berger, une première étape d'analyse par interpolation optimale a en réalité été réalisée par SAFRAN pour fournir des analyses déterministes de toutes les variables météorologiques. Celles-ci sont ensuite dégradées par des perturbations statistiques et le filtre à particules vient finalement sélectionner des scénarios météorologiques différents de l'analyse initiale car les observations de la neige ne sont pas seulement informatives de l'état du manteau neigeux mais aussi de l'historique des conditions météorologiques qui en sont à l'origine. Ce système est sous-optimal dans le contexte du développement d'EDELWEISS pour plusieurs raisons. D'abord, les perturbations statistiques monovariées génèrent nécessairement des scénarios météorologiques incohérents et il est difficile de bien les contraindre pour qu'elles représentent correctement l'incertitude à différentes échelles temporelles, un point important en raison de la mémoire du manteau neigeux. Ensuite, il est nécessaire de travailler à des résolutions cohérentes aux deux étapes. Enfin, à cette résolution, il nous faut aussi envisager d'assimiler de nouvelles observations météorologiques, en particulier les estimations de précipitations par radar qui ne sont pas prise en compte à ce jour alors qu'elles sont pourtant la meilleure source d'information disponible en temps réel sur la variabilité spatiale des précipitations à haute résolution. Bien que quelques systèmes de simulation du manteau neigeux exploitent les observations radar ([Haiden et al., 2011](#); [Olefs et al., 2013](#)), aucun système à ce jour n'exploite la complémentarité entre les observations radar et les observations du manteau neigeux pour établir ses analyses des conditions nivo-météorologiques.

Autrement dit, il est nécessaire de réconcilier l'assimilation d'observations météorologiques et d'observations du manteau neigeux dans un système d'assimilation cohérent. Le potentiel informatif des observations du manteau neigeux sur les conditions météorologiques justifie de concevoir un système dans lequel les analyses météorologiques finales intégreront l'information de tous les observations disponibles (météorologiques et neige). Ce défi ainsi que celui d'assimiler de nouvelles observations météorologiques spatialisées dans notre

système (lames d'eau radar en particulier) sont l'objet de la thèse de Matthieu Vernay débutée fin 2021 et que je codirige avec Clotilde Augros (chercheuse sur l'observation radar au CNRM/GMME). Il s'agit d'une thèse un peu particulière car Matthieu était déjà ingénieur de recherche dans l'équipe depuis 2017.

4.9.2 Challenges

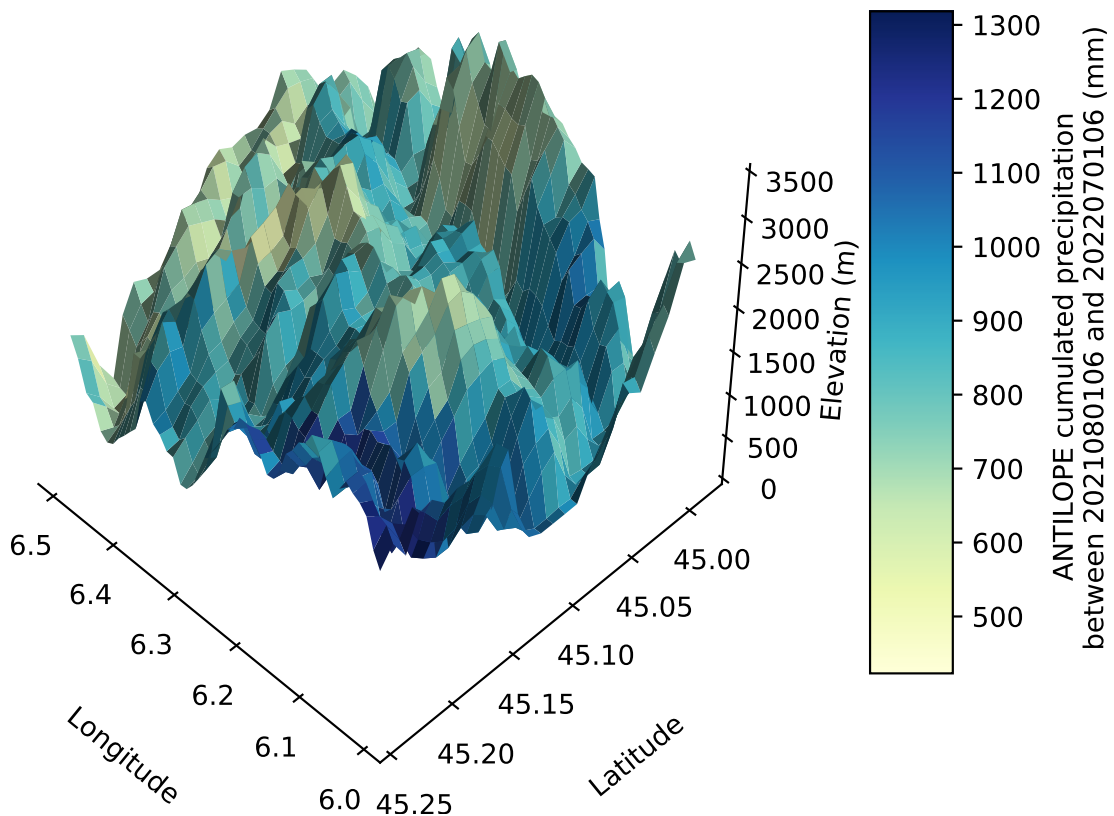


FIGURE 24 – Cumul de précipitations (kg m^{-2}) estimé par les lames d'eau ANTILOPE entre le 01/08/2021 et le 01/07/2022 sur le massif des Grandes Rousses, vu du Nord (massif de l'Etendard au premier plan, massif de la Meije à l'arrière plan).

Au cours de sa première année de thèse, Matthieu a réalisé des évaluations inédites de différents produits radar en zone de montagne pour évaluer le potentiel et les difficultés d'assimiler ce type de produits dans EDELWEISS. Bien qu'il soit connu que l'observation radar en zone de montagne est sujette à davantage de difficultés qu'en zone de plaines (masques, effet de bande brillante, etc., Yu *et al.*, 2018; Faure *et al.*, 2019), les évaluations du produit de fusion de données ANTILOPE (croisant réflectivités radar et pluviomètres, Champeaux *et al.*, 2009) sur des données indépendantes montrent des erreurs inférieures aux produits considérant uniquement des pluviomètres et inférieures également aux prévisions des modèles de Prévision Numérique du Temps les mieux résolus, qui pourraient être utilisés comme ébauches. Cela montre que les lames d'eau ANTILOPE sont en général tout à fait prometteuses pour être assimilées avec succès dans EDELWEISS, en tout cas sur les points où une évaluation est possible. Cependant, l'un des principaux challenges identifiés pour

l’assimilation provient de la forte variabilité spatiale de l’erreur d’observation. En particulier, un comportement particulièrement irréaliste est observé au voisinage de nombreuses crêtes où en raison de différents artefacts lorsque le faisceau radar est partiellement masqué, le cumul estimé par radar se trouve très inférieur à celui des pentes alentour (Figure 24). Ce comportement est plutôt opposé aux précipitations simulées dans les modèles de Prévision Numérique du Temps les mieux résolus. Bien sûr, il est important de ne pas intégrer ces structures spatiales irréalistes dans EDELWEISS et de faire davantage confiance à l’ébauche dans ce cas. Pour cela, il faut être capable de bien caractériser la forte variabilité spatiale des erreurs d’observation pour que l’algorithme d’assimilation puisse se rapprocher des observations radar là où elles sont le plus fiables, mais privilégier l’ébauche dans le cas contraire.

Matthieu a proposé plusieurs modèles d’erreurs d’observation dans ce but et a initié des premiers tests d’analyse d’ensemble de précipitation en utilisant comme ébauches des Prévisions d’Ensemble AROME post-traitées (i.e. corrigées en biais et en dispersion, Taillardat *et al.*, 2019), et en assimilant les lames d’eau ANTILOPE avec un filtre à particules ponctuel et les différents modèles d’erreurs d’observation. Les premiers résultats sont encourageants car les artefacts des erreurs d’observation décrits ci-dessus sont largement atténués dans les analyses obtenues. Cependant, l’application à l’échelle du point du filtre à particules peut générer un bruit spatial pour un membre donné et elle ne permet pas de propager l’information des pixels où l’observation est plus fiable vers les pixels où elle l’est moins. L’algorithme d’assimilation est donc encore en cours de réflexion à ce jour. L’introduction des méthodes de localisation proposées pour la neige dans la Section 4.2 (Cluzet *et al.*, 2021) pourraient aider à répondre à ces problèmes. Une autre alternative serait de remplacer le filtre à particules par l’étape d’analyse du filtre de Kalman d’ensemble (Evensen, 2003), moins contraignante sur les propriétés de l’ensemble d’ébauches et introduisant plus naturellement la propagation spatiale et la préservation de structures spatiales cohérentes. Lorsque ces questions seront résolues, la seconde étape de la thèse de Matthieu sera de croiser l’assimilation d’observations de précipitations avec l’assimilation d’observations du manteau neigeux et d’évaluer la complémentarité des deux étapes d’assimilation dans leur capacité à affiner chacune à la fois l’estimation des précipitations et l’état du manteau neigeux.

5 Améliorations et extensions des processus représentés dans Crocus

Enfin, un dernier défi pour atteindre la résolution cible du système EDELWEISS est de savoir représenter les principaux processus responsables de la variabilité spatiale du manteau neigeux à cette échelle spatiale. Or, certains d’entre eux étaient jusqu’ici ignorés dans le système S2M qui travaillait à l’échelle de massifs d’environ 1000 km², en particulier les interactions neige-forêt, le transport de neige par le vent, et l’impact de la variabilité des types de sol et de végétation sur les flux de chaleur à la base du manteau neigeux. Dans cette dernière partie, je présente plusieurs travaux en cours visant à raffiner ces processus dans l’objectif de pouvoir être intégrés à terme dans le système EDELWEISS.

5.1 Modélisation de la neige sous forêt

5.1.1 Contexte

Les forêts représentent plus de la moitié des surfaces alpines (Bebi *et al.*, 2016) et modifient profondément les bilans d’énergie et de masse du manteau neigeux (Varhola

et al., 2010). Bien que la représentation des interactions neige-forêt dans la modélisation numérique ne soit pas un sujet nouveau (Rutter *et al.*, 2009), elles ont été ignorées dans le système S2M car ce sont principalement les pentes en terrain dégagé qui sont concernées par les risques d’avalanche. En revanche, dans le cadre de la résolution de 250 mètres d’EDELWEISS, de nombreux pixels seront principalement couverts par la forêt. Il est donc indispensable de représenter les processus associés pour décrire une variabilité spatiale de la neige porteuse de sens, en particulier dans le contexte d’un intérêt croissant des applications hydrologiques envers la modélisation numérique de la neige. Cette problématique étant commune avec les systèmes de Prévision Numérique du Temps, un module représentant explicitement une couche de végétation haute et une couche de litière a été implémenté dans SURFEX par Boone *et al.* (2017). Ce schéma MEB (Multiple Energy Balance) résout de façon couplée un système d’équations décrivant l’évolution de la température de la végétation, la température de surface du sol et la température de surface de la neige. Dans son implémentation initiale, MEB a été couplé uniquement au schéma de neige ISBA-ES. Pour capitaliser sur ce développement, j’ai effectué une courte visite dans l’équipe GMME/SURFACE en juin 2017 pour coupler également MEB avec Crocus et ESCROC avec l’aide d’Aaron Boone. Ce couplage m’a notamment permis de réaliser les simulations demandées sur les 3 sites forestiers du Saskatchewan (Bartlett *et al.*, 2006) inclus dans le projet ESM-SnowMIP (Section 3.5). Bien que ces simulations aient été réalisées à l’aveugle et sans aucune évaluation préalable du couplage MEB-Crocus, les performances du modèle sur ces sites ne se sont pas démarquées par rapport à des modèles plus éprouvés (Menard *et al.*, 2021).

5.1.2 Premières évaluations



FIGURE 25 – Dispositif expérimental de la campagne SNOUF dans la forêt du Col de Porte : station météorologique automatique mesurant les flux radiatifs sous la canopée et dispositif de mesure de la neige interceptée par les arbres

Pour évaluer plus en détail la capacité du système MEB-Crocus à simuler le manteau neigeux en milieu alpin, j’ai coencadré avec Yves Lejeune de l’équipe *Observations du Manteau Neigeux* du CEN le stage M2 de Laure Vincent. Les évaluations ont été rendues possibles par la mise en place d’une campagne expérimentale dédiée à la neige dans la forêt d’épicéas du Col de Porte dans le cadre du projet SNOUF (SNOW Under Forest) sur les hivers 2016-2017 et 2017-2018, issu d’une dynamique grenobloise sur cette thématique (IGE, CEN et INRAE). Sur le deuxième hiver, cela inclut une campagne renforcée de mesure de

l'interception de la neige par les arbres grâce à un dispositif expérimental conçu par Yves Lejeune (Figure 25) et motivé par mes essais préliminaires suggérant que ce processus était mal quantifié dans le modèle. Les principaux résultats de Laure ont été décrits dans des actes de conférence (Vincent *et al.*, 2018). Ils ont confirmé que MEB-Crocus n'était pas capable de représenter le fort impact de la couverture des arbres sur la réduction de l'enneigement dans la forêt du Col de Porte par rapport à la clairière adjacente, malgré une simulation satisfaisante de l'impact de la canopée sur les rayonnements incidents. Des défauts majeurs dans l'évolution de la neige interceptée par les arbres ont été mis en évidence, rendant le modèle peu sensible aux quantités interceptées et donc à la densité de couverture de branches. Les paramétrisations de Hedstrom et Pomeroy (1998) implémentées dans MEB pour ce processus avait été calibrées à partir d'observations réalisées dans des régions très froides. Elles semblent ainsi inadaptées au milieu alpin de moyenne montagne. La forte dépendance de ces processus aux structures des différentes espèces d'arbres (Lundquist *et al.*, 2013) est également délicate à quantifier et à modéliser et peut aussi expliquer ces mauvaises performances.

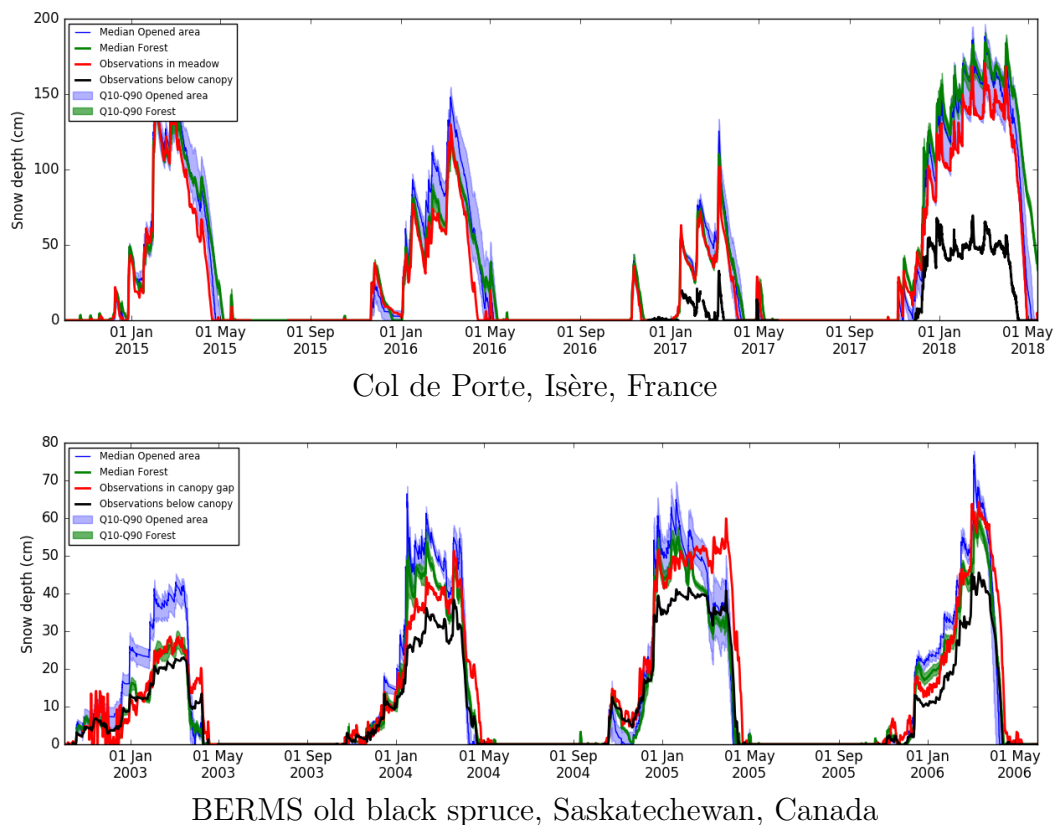


FIGURE 26 – Hauteurs de neige simulées par l'ensemble ESCROC (quantiles 10% et 90% et médiane), avec (vert) ou sans (bleu) la représentation de la forêt par le couplage avec MEB. Observations sous la canopée en noir et dans une clairière ouverte en rouge. En haut : forêt d'épicéas du Col de Porte, France ; en bas : forêt d'épicéas du Saskatchewan, Canada (projet BERMS, Bartlett *et al.*, 2006)

Après le stage, j'ai généralisé les évaluations par la représentation multiphysique des autres processus avec ESCROC et les ai étendues aux trois sites canadiens. La Figure 26 illustre les résultats décrits ci-dessus sur le Col de Porte et montre que ces biais majeurs ne peuvent pas être expliqués par les incertitudes associés aux processus internes du manteau neigeux. Elle montre aussi que les erreurs sous la canopée sont beaucoup moins importantes sur les sites

canadiens, ici pour des arbres relativement comparables, également des épicéas. Jari-Pekka Nousu a récemment complété ces évaluations sur deux sites forestiers en Finlande.

5.1.3 Travaux en cours et perspectives

Pour essayer d'améliorer les paramétrisations de MEB en milieu alpin ou plus généralement leur genericité dans des climats et des structures de forêts variés, j'ai participé au montage et au début de l'encadrement d'une thèse pour Laure Vincent. Malheureusement, Laure a choisi de renoncer à sa thèse en mai 2020 pour des raisons personnelles, ce qui a repoussé nos avancées à ce sujet. Aaron Boone et Yves Lejeune ont toutefois relancé cette thématique au printemps 2022 avec un nouvel étudiant M2 qui a pu proposer des améliorations substantielles en s'inspirant notamment des travaux de [Lundquist *et al.* \(2019\)](#). La robustesse spatiale de ces améliorations demande désormais à être confirmée, ainsi que les questions de transfert d'échelle puisque dans EDELWEISS les simulations de la neige sous forêt seront traitées à 250 mètres de résolution ce qui soulève des questions vis-à-vis des paramètres de végétation à considérer à cette échelle. Pour traiter ces questions, notre équipe bénéficie de la visite scientifique de Giulia Mazzotti du SLF (2021-2023) qui va traiter ces questions grâce à des observations spatialisées de la distribution de la neige sous forêt dans les Alpes Suisses par Lidar aéroporté et des outils de modélisation plus détaillés pouvant nous servir de benchmark ([Mazzotti *et al.*, 2020a,b, 2021](#)).

5.2 Transport de neige par le vent

5.2.1 Contexte

En haute montagne, c'est le transport de neige par le vent qui modifie radicalement la structure et la masse du manteau neigeux à notre échelle spatiale cible ([MacDonald *et al.*, 2010](#); [Mott *et al.*, 2018](#)). De nombreux modèles ont été proposés pour représenter ce processus. Les plus sophistiqués résolvent les processus couplés neige-atmosphère à l'échelle de quelques dizaines de mètres ([Vionnet *et al.*, 2014, 2017](#); [Sharma *et al.*, 2021](#)). Leur coût numérique très élevé rend hors de portée leur application opérationnelle sur de grands domaines et l'ensemble d'un hiver, à moins de travailler à des résolutions horizontales de l'ordre de la dizaine de kilomètres ([Amory *et al.*, 2021](#)) qui sont clairement incompatibles avec l'échelle de ce processus en milieu alpin. Cela explique l'usage de paramétrisations beaucoup plus simples dans des systèmes de modélisation hydrologique ([Pomeroy et Li, 2000](#); [Bowling *et al.*, 2004](#); [Pomeroy *et al.*, 2007](#); [Liston *et al.*, 2007](#); [Bernhardt *et al.*, 2009](#); [MacDonald *et al.*, 2009](#)) associés à des modèles de neige plus simples que Crocus. Pour une application distribuée de Crocus à l'échelle de tous les massifs français telle que dans le système EDELWEISS, il manquait une représentation numériquement efficace du transport de neige permettant de représenter correctement la variabilité spatiale du manteau neigeux en haute montagne et le fort impact du transport de neige sur les risques d'avalanches ([Schweizer *et al.*, 2003](#); [Reuter *et al.*, 2022](#)). J'ai proposé de combler cette lacune dans le projet SENSASS (Simulation de la Neige Soufflée avec ASSimilation de données), financé par la Région Auvergne-Rhône-Alpes et en particulier l'encadrement de la thèse de Ange Haddjeri (2020-2023).

Par ailleurs, la variabilité de la couverture neigeuse associée au transport de neige par le vent est un facteur majeur de la distribution des espèces végétales dans les prairies alpines en raison de la forte variabilité des régimes thermiques du sol qu'elle induit ([Choler, 2015, 2018](#)). Les problématiques du projet SENSASS rejoignent donc des questionnements scientifiques

du Laboratoire d'Ecologie Alpine (LECA) sur ce sujet, ce qui m'a conduit à coencadrer en parallèle la thèse de Matthieu Baron (2020-2023) avec Philippe Choler du LECA. Ces deux doctorants ont ainsi co-développé un nouveau modèle de transport de neige par le vent adapté à nos échelles spatiales cibles. Le travail d'évaluation a été réparti entre les deux thèses et chacun peut désormais l'appliquer sur ses problématiques (intégration dans EDELWEISS pour Ange et étude des liens entre transport de neige par le vent et régime thermique des sols pour Matthieu).

5.2.2 Modèle

Le nouveau modèle de transport, nommé SnowPappus, fait l'objet d'une publication que nous allons bientôt soumettre dans *Geoscientific Model Development*. Il s'appuie d'abord sur une paramétrisation d'une vitesse seuil au-delà de laquelle le transport de neige peut être initié. Cette vitesse seuil est supposée fixe pendant les précipitations, puis dépendante des propriétés de la neige de surface suivant une paramétrisation proposée par [Guyomarc'h et Merindol \(1998\)](#).

Le calcul des flux transportés repose sur des simplifications de l'équation d'advection-diffusion habituellement utilisée dans les modèles les plus détaillés pour décrire les concentrations de neige transportée dans l'atmosphère, revenant à considérer simplement une équation 1D sur la verticale et stationnaire. On distingue deux couches d'atmosphère selon les trajectoires privilégiées des particules : une couche de suspension surmontant une couche de saltation. Dans la couche de suspension, les simplifications effectuées reviennent à paramétrer le profil vertical de concentrations de particules transportées par une loi puissance ([Naaim-Bouvet et al., 2010](#)) dont l'exposant est déterminé à partir de paramétrisations de [Naaim-Bouvet et al. \(1996\)](#) pour la neige récente et la neige évoluée. L'intégrale sur la verticale de cette loi permet de calculer le flux de masse horizontal dans la couche de suspension.

Dans la couche de saltation, le flux est estimé par une paramétrisation de [Pomeroy et Gray \(1990\)](#), modulée par une représentation de l'effet du *fetch* (composante non stationnaire provoquant un décalage de l'initiation du transport sous le vent d'un obstacle) proposée par [Liston et Sturm \(1998\)](#). Les paramétrisations des flux de saltation et de suspension sont extrapolées dans une zone de transition pour effectuer la jonction entre les zones de saltation et de suspension, et ainsi calculer l'intégrale du flux de masse horizontal sur toute la colonne atmosphérique. Notons qu'une paramétrisation alternative du flux de saltation ([Sørensen, 2004](#)) a également été implémentée en raison des larges incertitudes — voire désaccords — dans la littérature sur ces processus.

Deux paramétrisations de la sublimation ([Bintanja, 1998](#); [Essery et al., 1999](#)) permettent d'estimer la part de ce flux perdue par sublimation. Après le calcul en chaque point du domaine de simulation du flux de transport horizontal et du flux de sublimation, la résolution de l'équation de conservation de la masse permet finalement de calculer les quantités de neige érodées ou déposées en chaque point, résultat de la divergence horizontale des flux horizontaux.

Les dépendances horizontales introduisent pour la première fois des communications entre les points alors que ceux-ci étaient jusqu'ici totalement indépendants dans les applications offline de Crocus (ou SURFEX en général). Dans des environnements de calcul massivement parallèles comme ceux utilisés à Météo-France et permettant de traiter des domaines de simulation comme ceux prévus pour le système EDELWEISS (i.e. 800000 points pour représenter

les Alpes Françaises), ces communications sont les principales responsables du surcoût numérique induit par le modèle SnowPappus. Ange Haddjeri a pu montrer que ce surcoût restait toutefois maîtrisé, et que la performance numérique de SnowPappus permettait du point de vue technique d’envisager une application opérationnelle sur nos domaines d’intérêt.

5.2.3 Evaluations locales

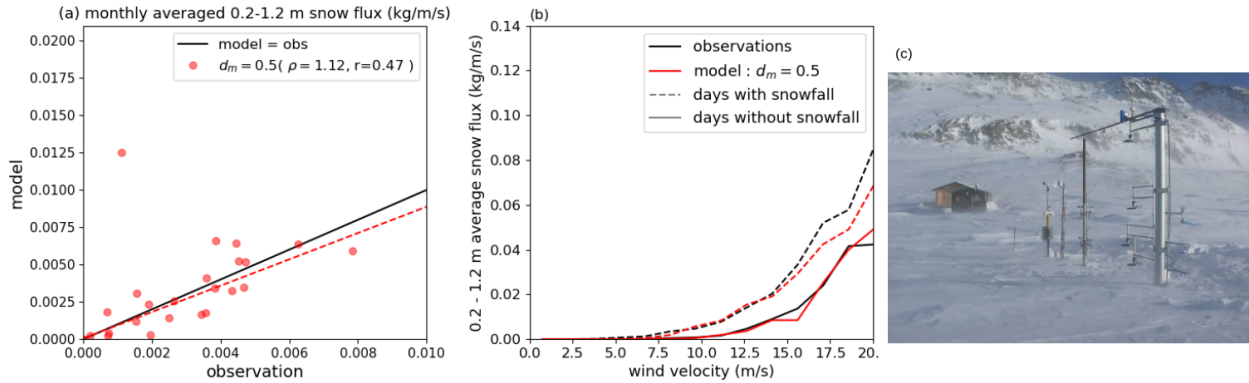


FIGURE 27 – Flux horizontal de neige transportée au pas de temps mensuel entre 0.2 et 1.2 m au dessus de la surface, au Col du Lac Blanc, période 2010-2020 (décembre à mars). a) flux simulés en fonction des flux observés par les Snow Particles Counters ; b) dépendance moyenne des flux au vent moyen dans les simulations (rouge) et dans les observations (noir) en distinguant les jours avec (tireté) et sans (trait plein) chutes de neige. c) Snow Particles Counters utilisés pour cette évaluation

Les évaluations menées par Matthieu Baron à l’aide des données de l’observatoire du Col du Lac Blanc (Guyomarc’h *et al.*, 2019, Figure 27c) ont porté sur l’occurrence du transport de neige par le vent et les flux de transport cumulés au pas de temps mensuel. Sur ces variables, les performances sont comparables à celles d’autres modèles de transport évalués sur ce site (Vionnet *et al.*, 2013, 2018). On peut obtenir en particulier un ordre de grandeur très réaliste des flux transportés au pas de temps mensuel lorsque le modèle est forcé par des vitesses de vent observées (Figure 27a) et une dépendance adéquate du flux transporté à la vitesse du vent (Figure 27b). En revanche, les simulations sont très dépendantes à la qualité du forçage de vent. En effet, une dégradation importante des performances est obtenue lorsqu’on compare des simulations forcées par le vent descendu en échelle par la méthode DEVINE (Le Toumelin *et al.*, 2022) à des simulations forcées par le vent observé. Toutefois, la comparaison d’observations locales du transport avec des simulations à l’échelle d’un pixel de 250 mètres doit être interprétée avec précaution compte tenu de l’échelle spatiale des processus mis en jeu (Mott *et al.*, 2018) de nature à questionner la représentativité spatiale d’une observation ponctuelle dans l’évaluation d’une simulation spatialisée à l’échelle hectométrique.

5.2.4 Evaluations spatialisées

Des évaluations spatialisées de SnowPappus sont donc nécessaires à la fois pour travailler à une échelle spatiale plus cohérente avec les simulations et pour mieux généraliser les conclusions vis-à-vis de ce modèle. Pour cela, Ange Haddjeri a réalisé des évaluations de simulations spatialisées à l’aide d’imagerie satellite : d’une part des hauteurs de neige Pléiades par stéréo-imagerie (Section 4.7) obtenues en collaboration avec César Deschamps-Berger (désormais à l’Institut Pyrénéen d’Ecologie, Espagne) et Simon Gascoin (CESBIO),

et d'autre part des dates de disparition de l'enneigement dérivées de l'imagerie Sentinel 2 (Gascoïn *et al.*, 2019).

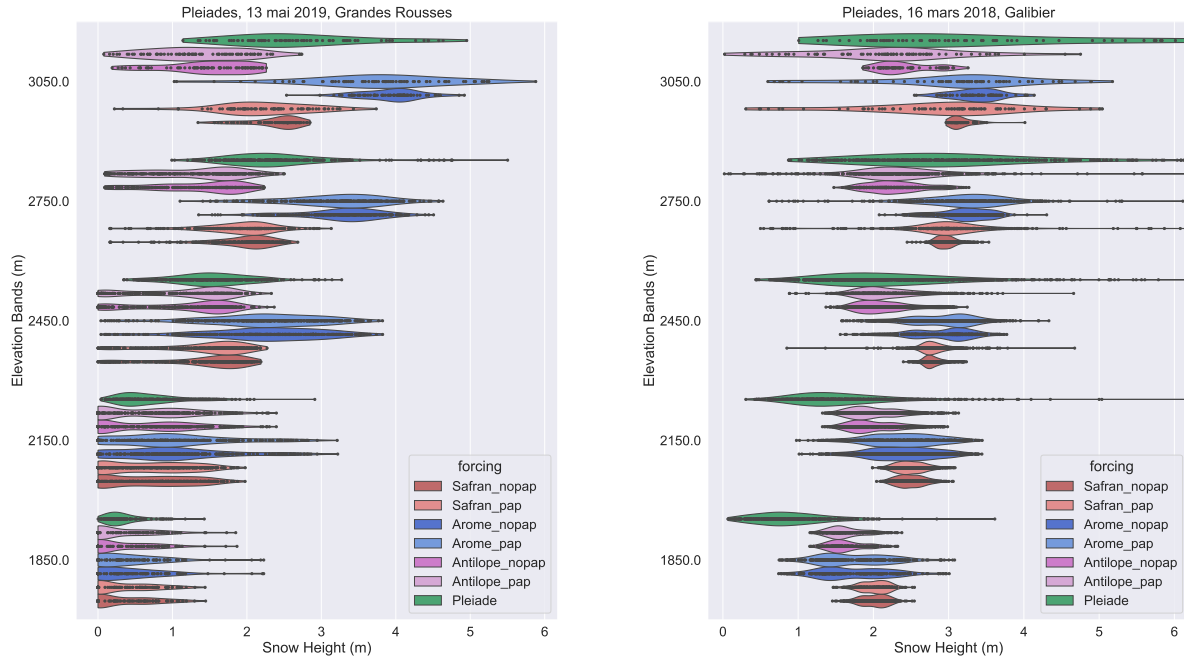


FIGURE 28 – Distribution spatiale des hauteurs de neige en fonction de l'altitude par pas de 300 mètres, à gauche le 13/05/2019 sur un domaine d'environ 200 km² autour du massif des Grandes Rousses, et à droite le 16/03/2018 sur un domaine d'environ 200 km² autour du massif du Galibier. 6 simulations sont représentées avec 3 forçages de précipitations (SAFRAN en rouge, AROME en bleu, ANTILOPE en mauve) et avec (clair) ou sans (foncé) l'activation du module SnowPappus. En vert, les observations Pléiades agrégées sur la grille de simulation à 250 mètres.

La Figure 28 montre que la variance spatiale des hauteurs de neige en haute montagne est sensiblement améliorée par SnowPappus par rapport à des simulations sans transport. Cependant, les résultats montrent aussi que sur la plupart des altitudes, les incertitudes sont dominées par le forçage de précipitations avec de larges biais possibles selon le forçage utilisé, confirmant les discussions de la Section 2.4. On retrouve par exemple sur cette figure l'impact sur les hauteurs de neige des fortes surestimations des précipitations par AROME en montagne, ou des sous-estimations des précipitations sur les crêtes de haute altitude par ANTILOPE (Section 4.9). On retrouve également sur l'image du secteur du Galibier les biais locaux introduits par l'hypothèse d'homogénéité spatiale des massifs SAFRAN, ce site recevant beaucoup moins de précipitations que la moyenne du massif.

Les interactions entre l'impact des erreurs du forçage météorologique et l'impact de la simulation du transport de neige par le vent ont pour conséquence qu'il est beaucoup plus difficile de montrer une plus-value du modèle de transport par des comparaisons à plus fine échelle, pixel à pixel, des hauteurs de neige ou de variables observables par Sentinel 2 comme la date de disparition de l'enneigement. En effet, à l'échelle du pixel, la variabilité kilométrique ou hectométrique des précipitations est souvent dominante dans l'incertitude globale de simulation du manteau neigeux. Des difficultés similaires sont rencontrées par d'autres

équipes développant des modèles de transport de neige par le vent (e.g. [Vionnet *et al.*, 2021](#)). Bien que les progrès que nous espérons obtenir par les nouvelles analyses de précipitations (Section 4.9) pourraient réduire ces erreurs, seule la combinaison de l'amélioration des processus représentés avec l'assimilation de nouvelles observations du manteau neigeux peut nous permettre d'espérer des progrès significatifs sur la représentation de la variabilité spatiale du manteau neigeux en haute montagne à des échelles aussi ambitieuses.

5.2.5 Vers une intégration dans EDELWEISS

Pour y parvenir, nous allons généraliser la méthodologie proposée dans la Section 4 à ces simulations à 250 mètres de résolution incluant le transport de neige par le vent. Pour cela, il sera nécessaire d'être capable de représenter dans les ensembles de simulation servant d'ébauche à l'assimilation les larges incertitudes du modèle SnowPappus ainsi que celles des champs de vent en entrée. Pour les incertitudes de SnowPappus, nous pourrions nous appuyer sur les différentes paramétrisations implémentées pour certains des processus (Section 5.2.2) et sur la perturbation de certains paramètres déjà identifiés comme sensibles et incertains dans la publication soumise sur ce schéma. Pour les champs de vent, il sera vraisemblable nécessaire de combiner l'incertitude sur les champs de vent d'échelle kilométrique telle que documentée dans les ensembles de la Prévision Numérique du Temps ou ses post-traitements ([Zamo *et al.*, 2016](#)) à l'incertitude introduite à l'étape de descente d'échelle.

Le fort impact du transport de neige par le vent sur la microstructure de la neige de surface et sur la masse totale de neige peut nous permettre d'espérer que l'assimilation d'observations de réflectance optique ou de produits de hauteurs de neige ou d'équivalent en eau permettra aux algorithmes d'assimilation d'ensemble présentés dans la Section 4 d'affiner l'identification des membres ayant simulé des occurrences et intensités de transport de neige par le vent réalistes. Ainsi, on peut espérer que l'ensemble des propriétés du manteau neigeux simulées par Crocus dans EDELWEISS seront améliorées sur ces secteurs de haute montagne parmi les plus sujets aux risques d'avalanche.

5.3 Couplage thermique entre le sol, la végétation basse et la neige

Un autre facteur de la variabilité spatiale du manteau neigeux provient de son interaction avec le sol sous-jacent et la végétation basse. Les flux de chaleur entre le sol et le manteau neigeux jouent en effet un rôle important sur la tenue ou à la fonte partielle des premières neiges en début d'hiver ([Knox *et al.*, 2012](#)) voire au maintien d'un flux de fonte à la base du manteau neigeux pendant une grande partie de la saison ([Habets *et al.*, 2003](#); [Lafaysse *et al.*, 2011](#)). Le devenir des premières neiges peut en retour avoir un rôle prépondérant sur l'évolution ultérieure de la température du sol et son gel éventuel ([Zhang *et al.*, 2021](#); [Li *et al.*, 2023](#)). En présence de végétation basse, ces interactions sont complexifiées par les propriétés isolantes de la végétation qui peut fortement modifier le régime thermique du sol tout au long de l'année par rapport à un sol nu. Dans le système S2M, ces processus sont représentés par le couplage de Crocus avec le modèle de sol ISBA-DIF ([Decharme *et al.*, 2011, 2013](#)). Cependant, la géométrie par massifs et par classes topographiques du système empêche de représenter l'impact de la variabilité spatiale de la couverture végétale et des propriétés thermiques du sol sur le manteau neigeux. Cette limitation pourra être levée dans le système en points de grille EDELWEISS grâce à l'utilisation de bases de données de sol ([Fischer *et al.*, 2008](#)) et de végétation ([Faroux *et al.*, 2013](#)).

Cependant, une autre limitation du couplage actuel entre Crocus et ISBA-DIF provient du fait que des propriétés thermiques hybrides sol/végétation sont attribuées à la première couche de sol mais sans représentation explicite du couplage avec la végétation basse. Cette simplification est suspectée d'être responsable de biais froids significatifs dans les températures de sol simulées sur des prairies (Lafaysse *et al.*, 2017), qui ont récemment été confirmés à plus grande échelle par Matthieu Baron à l'aide de nouvelles observations du LECA dans les prairies alpines (travaux en cours). La modélisation MEB (Boone *et al.*, 2017) déjà présentée dans la Section 5.1 permet la représentation explicite d'une couche de végétation avec ses propres propriétés physiques. Si ce modèle a déjà été testé en présence de neige pour de la végétation haute (forêt), il n'a été appliqué que très récemment pour de la végétation basse, et jamais en milieu de montagne.

J'ai donc proposé d'étudier nos marges de progrès dans la modélisation du régime thermique du sol par la prise en compte de ces processus, à l'occasion du projet Trajectories of Pastoralism (TOP) piloté par le LECA et destiné à explorer les différences facteurs de variabilité des estives de montagne (climat des sols vs interaction avec l'activité pastorale). Je suis le représentant scientifique du CEN dans ce projet et notre contribution attendue est une caractérisation de la variabilité climatique des sols et de l'enneigement. Il serait très utile pour les partenaires que nous puissions fournir des indicateurs pédoclimatiques moins biaisés que ceux qui peuvent être proposés par la réanalyse S2M actuelle. Aussi, je coencadre avec Aaron Boone le post-doctorat de Jérémie Dagaut depuis décembre 2022, financé par ce projet. Jérémie va explorer la capacité du modèle MEB à mieux représenter les processus couplés sol-végétation-neige en milieu de montagne, identifier ses paramètres les plus sensibles, et proposer des améliorations du formalisme si c'est nécessaire.

Conformément aux différentes recommandations de la Section 3.5.3 vis-à-vis de l'amélioration de la représentation de processus dans un modèle de neige, nous essaierons d'évaluer la valeur ajoutée de la représentation explicite de la végétation basse sur plusieurs sites couverts par des végétations contrastées et bénéficiant d'observations de tous les forçages météorologiques : Col de Porte, Torgnon (Di Mauro *et al.*, 2019), Col du Lautaret (Tuzet *et al.*, 2020); et nous évaluerons la significativité des améliorations par rapport aux incertitudes avec ESCROC. Nous évaluerons ensuite la plus-value à plus grande échelle sur un grand nombre de sites dans les Alpes pour lesquels le LECA dispose de jeux d'observations de température dans le sol, en utilisant en forçage nos réanalyses SAFRAN et en utilisant différentes sources de données de végétation pour configurer ces simulations. Si l'on peut démontrer que le modèle couplé sol-végétation-neige améliore significativement la qualité de la température simulée sur ces sites, nous pourrions fournir une mise à jour des indicateurs pédoclimatiques de la réanalyse S2M aux partenaires. Au-delà, cette solution pourra bien sûr être retenue pour configurer la modélisation SURFEX dans EDELWEISS et ainsi améliorer notre capacité à représenter cette source de variabilité spatiale et temporelle de l'enneigement dans nos simulations à haute résolution.

Bien sûr, les processus décrits ci-dessus sont évidemment d'autant plus complexes dans le cas des manteaux neigeux parcellaires pouvant provoquer de fortes variations sous-maille de l'état thermique du sol, à l'origine d'échanges de chaleur horizontaux (Cherkauer et Lettenmaier, 2003; Schlögl *et al.*, 2018) remettant en cause l'hypothèse unidimensionnelle de SURFEX-Crocus. Des paramétrisations sous-mailles de ces processus pourraient donc également être recherchées à plus long terme, bien qu'elles nécessitent un croisement avec des

paramétrisations des fractions enneigées également porteuses de larges incertitudes (Helbig *et al.*, 2015, 2021a,b).

5.4 Autres processus

5.4.1 Positionnement de l'équipe et contraintes sur les coûts numériques

Au delà des processus en lien direct avec le changement d'échelle spatiale entre les systèmes S2M et EDELWEISS, les incertitudes propres au modèle de neige mises en avant dans la Section 3 pourraient être réduites dans le futur en raffinant certaines paramétrisations des processus représentés dans Crocus, voire en remettant en cause certaines hypothèses plus centrales de la modélisation. Cependant, compte tenu de la prépondérance des erreurs de forçage météorologique dans les simulations (Raleigh *et al.*, 2015; Schlögl *et al.*, 2016; Günther *et al.*, 2019) et des marges de progrès que l'on peut espérer tirer de l'assimilation de nouvelles observations et de la meilleure résolution horizontale des simulations, j'assume faire le choix de prioriser ces aspects par rapport au raffinement des processus représentés dans Crocus tant dans les perspectives de recherche de mon équipe que dans les compromis à effectuer pour maintenir le coût numérique d'EDELWEISS à un niveau absorbable sur les prochaines infrastructures de calcul de Météo-France.

Nous sommes déjà confrontés à ce problème avec le schéma radiatif TARTES, qui en plus de raffiner physiquement la représentation de l'absorption du rayonnement solaire dans Crocus est notre opérateur d'observation pour l'assimilation de réflectances optiques. Cependant sa résolution spectrale élevée (20 nm) multiplie actuellement par 10 le coût numérique des simulations. A ce jour, la méthode proposée par Veillon *et al.* (2021) pour réduire cette résolution spectrale reste insuffisante car elle est contrariée par les surcoûts numériques de la méthode de résolution. Mathieu Fructus, ingénieur de recherche dans l'équipe, poursuit donc la recherche de meilleures solutions d'optimisation.

Dans le même esprit, raffiner la représentation des processus dans Crocus ne sera bénéfique dans ses applications que si cela n'induit pas une augmentation d'un ou plusieurs ordres de grandeur de son coût numérique qui nous obligerait à de trop fortes concessions sur la résolution horizontale, le nombre de membres de simulations ou l'efficacité de l'assimilation.

5.4.2 Percolation, tassement, métamorphisme

Par exemple, les travaux récemment proposés ces dernières années pour représenter la percolation de l'eau liquide dans la neige en résolvant les équations de Richards (Wever *et al.*, 2014; D'Amboise *et al.*, 2017) permettent en particulier de représenter les barrières capillaires au sein du manteau neigeux (Wever *et al.*, 2016b) et plus généralement des profils verticaux de contenu en eau plus réalistes. Cependant, elles nécessitent pour la neige des résolutions verticales et temporelles dont le coût numérique est incompatible avec nos objectifs, même si une représentation plus fine de ce processus serait très souhaitable pour notamment mieux décrire l'activité avalancheuse en neige humide (Wever *et al.*, 2016a).

Concernant le tassement et le métamorphisme pour lesquels nous avons clairement identifié des lacunes à la Section 3.7, des études suggèrent que leur modélisation nécessiterait une représentation explicite des transferts de vapeur par diffusion et/ou convection dans le modèle de neige (Calonne *et al.*, 2015; Dominé *et al.*, 2018; Simson *et al.*, 2021; Fourteau *et al.*, 2021). Cependant, la compatibilité avec un modèle numérique applicable à grande

échelle n'est pas connue à ce jour.

Toutes ces questions sont abordées dans le projet ERC IVORI de Marie Dumont qui propose de construire un modèle de neige rassemblant les nouvelles connaissances scientifiques sur les processus en s'affranchissant de ces contraintes numériques, au moins pour la version la plus complète du modèle. Sans y participer directement, je suis bien sûr ces travaux avec intérêt dans l'espoir que nous pourrions en tirer des améliorations des paramétrisations de Crocus permettant notamment de résoudre les défauts identifiés à la Section 3.7 sur le tassement et le métamorphisme de la neige récente, par exemple en utilisant le modèle IVORI comme benchmark pour nos propres paramétrisations. Plus généralement, les résultats de ce projet pourront nous amener à envisager des reformulations de certaines équations du modèle lorsqu'elles sont compatibles avec nos objectifs numériques.

5.4.3 Couplage entre la diffusion de la chaleur et les changements de phase

Ainsi, l'un des aspects pour lequel le projet IVORI permet d'ores et déjà d'espérer une amélioration transférable au modèle Crocus est la question du couplage entre la diffusion de la chaleur et les changements de phase dans le manteau neigeux. En effet, lors de l'implémentation initiale de Crocus, Brun *et al.* (1989) ont fait l'hypothèse qu'il était possible de calculer séparément la diffusion de la chaleur et les changements de phase au sein d'un pas de temps. Cette hypothèse s'est généralisée dans l'ensemble des modèles de neige disponibles aujourd'hui dans la littérature (e.g. Jordan, 1991; Bartelt et Lehning, 2002; Decharme *et al.*, 2016). En réalité, l'examen détaillé de simulations montre que cette hypothèse est problématique dans certaines conditions en particulier sur les pentes d'altitude exposées au Sud où le manteau neigeux est soumis à des apports d'énergie particulièrement forts. Sur ce type de pentes, nous avons constaté que des erreurs de près de 20% sur la masse sont obtenues au pas de temps usuel du modèle (15 minutes) par rapport à une simulation de référence à un pas de temps très fin (1 seconde).

Pour étudier plus précisément l'impact de ce découplage et investiguer la faisabilité et les contraintes d'implémentation de solutions alternatives, j'ai encadré avec Marie Dumont le stage M2 de Ange Haddjeri en 2020. Ange a pu démontrer de deux façons différentes l'impact de ce découplage. D'une part, on constate bien que lors du premier épisode de fonte d'une expérience Crocus sur un cas réel, le profil vertical de l'échauffement par diffusion au sein d'un pas de temps est fortement dépendant du pas de temps de simulation : la chaleur se dissipe beaucoup plus en profondeur aux grands pas de temps, ce qui par rétroaction diminue l'intensité de la fonte en surface. D'autre part en implémentant la seule résolution de la diffusion et du changement de phase sur un cas théorique (bloc de glace homogène avec imposition des conditions aux limites), on reproduit également cette exagération de la diffusion au pas de temps usuel de Crocus en conditions de fonte et sa répercussion sur un moindre échauffement en surface.

Ange a pu montrer que certaines formulations proposées dans la littérature pour le cas de la glace en reformulant le problème en enthalpie et en implémentant une méthode itérative assez peu coûteuse (Voller, 1985; Tubini *et al.*, 2021) semblent prometteuses et permettent de réduire les erreurs sur ces cas théoriques par rapport au schéma implémenté dans Crocus et dans la majorité des schémas des autres modèles de neige. Dans le contexte du projet IVORI, une formulation similaire a été proposée pour la neige par Kevin Fourteau et nous pourrions vraisemblablement essayer à court terme d'envisager son implémentation dans Crocus. On

peut noter avec intérêt que ce problème a été également récemment identifié et reformulé par [Clark et al. \(2021\)](#), parmi d'autres problèmes numériques des modèles de surface.

5.4.4 Documentation scientifique

Plus généralement, l'avenir des progrès du modèle de neige Crocus en termes de processus sera donc largement conditionné à notre capacité à intégrer les propositions issues de l'équipe *Matériau Neige* du CEN et plus largement des différents groupes actifs sur ce sujet dans le monde. Toutefois, une conclusion inattendue de l'exercice ESM-SnowMIP ([Krunner et al., 2018](#); [Menard et al., 2021](#)) par comparaison aux intercomparaisons précédentes (e.g. [Etchevers et al., 2004](#)) est que la communauté peine à apporter des améliorations substantielles aux modèles de neige dans les dernières décennies.

Parmi les raisons discutées par [Menard et al. \(2021\)](#), l'un des défauts identifiés est le manque de documentation exhaustive, précise et accessible de la plupart des modèles qui conduit certains scientifiques à ignorer la réalité des modèles qu'ils appliquent et pénalise la compréhension de l'origine des erreurs. Crocus n'échappe pas à cette lacune, d'autant plus qu'il a été enrichi de nombreux nouveaux développements ces dix dernières années mais les articles associés étant généralement publiés avant la stabilisation du code dans une version pérenne, il est très difficile pour un regard extérieur de savoir ce qui est présent dans chaque version du modèle. Aussi, j'ai décidé de réaliser une mise à jour des publications existantes sur Crocus ([Brun et al., 1989, 1992](#); [Vionnet et al., 2012](#)) en préparant une description exhaustive du code pour sa publication dans le journal *Geoscientific Model Development*. Il s'agit d'un travail de longue haleine (plus de 200 équations) initié en 2019 et actuellement rédigé à 80%, que je peine malheureusement à finaliser. C'est en tout cas un exercice salutaire car force est de constater que la réalisation de cette documentation a d'ores et déjà permis de découvrir plus d'une dizaine d'erreurs ou d'incohérences entre le code et la littérature. Il permet aussi de réaliser la présence de certains éléments scientifiquement peu défendables pour lesquels seul l'oubli causé par leur non publication peut expliquer leur persistance dans le modèle 30 ans plus tard. Ce document a déjà été utile lors des premiers travaux du projet IVORI. Mon vœu est que cet article, puisse à terme aider la communauté scientifique de la modélisation numérique de la neige à mieux comprendre les lacunes propres à Crocus ou communes à tous les modèles de neige et ainsi nourrir des collaborations fructueuses pour nous permettre ensemble d'y apporter des solutions.

5.4.5 Externalisation

Les opportunités en ce sens seront renforcées par la récente externalisation de Crocus par Rafife Nheili, ingénieure en calcul numérique que nous avons accueillie en CDD pendant près de 4 ans et dont la plupart des contributions techniques à Crocus (optimisations numériques et parallélisation, phasages de versions, réécriture de codes, etc.) n'ont malheureusement pas trouvé directement leur place dans mon document. Le principe de l'externalisation de Crocus est de permettre d'utiliser le modèle en dehors de SURFEX comme une librairie Fortran indépendante dans d'autres schémas de surface. Ainsi, Crocus est désormais pleinement intégré dans le schéma de neige du schéma de surface SVS2 d'Environnement et Changement Climatique Canada ([Vionnet et al., 2022](#)). Lors de ma visite scientifique de 2 mois à Ottawa-Gatineau à l'automne 2022, nous avons avec Vincent Vionnet réalisé une validation détaillée de l'accord des résultats entre les deux systèmes et consolidé l'unicité du code en résolvant les derniers challenges techniques impliqués par les différences techniques entre les

schémas de surface coupleurs (compilations en simple ou double précision, initialisation des constantes, gestion des diagnostics, etc.).

Crocus a aussi été très récemment implémenté dans Factorial Snow Model (FSM) par Giulia Mazzotti dans le cadre de sa visite au CEN. SURFEX, SVS2 et FSM s'appuient sur un dépôt unique du code de Crocus permettant de garantir le maintien à long terme de la convergence du code et par conséquent facilitant grandement les contributions de différents groupes de recherche aux progrès du modèle, pour une communauté plus active sur la modélisation numérique de la neige que celle de SURFEX. À terme, nous allons militer pour que cette version unique du code puisse aussi être utilisée dans des applications où le code de Crocus avait été simplement copié dans une version devenant automatiquement divergente en l'absence d'une solution technique offerte de notre côté. Il s'agit notamment du modèle de recherche couplé atmosphère-hydrologie WRF-Hydro (Eidhammer *et al.*, 2021) ou encore du modèle de climat régional MAR largement utilisé en régions polaires (Fettweis *et al.*, 2017; Agosta *et al.*, 2019) et dont la version de Crocus remonte à la fin des années 1990 (Galée *et al.*, 2001), voire aussi des applications ayant emprunté seulement certaines parties du modèle comme le modèle de permafrost CryoGrid (Zweigel *et al.*, 2021).

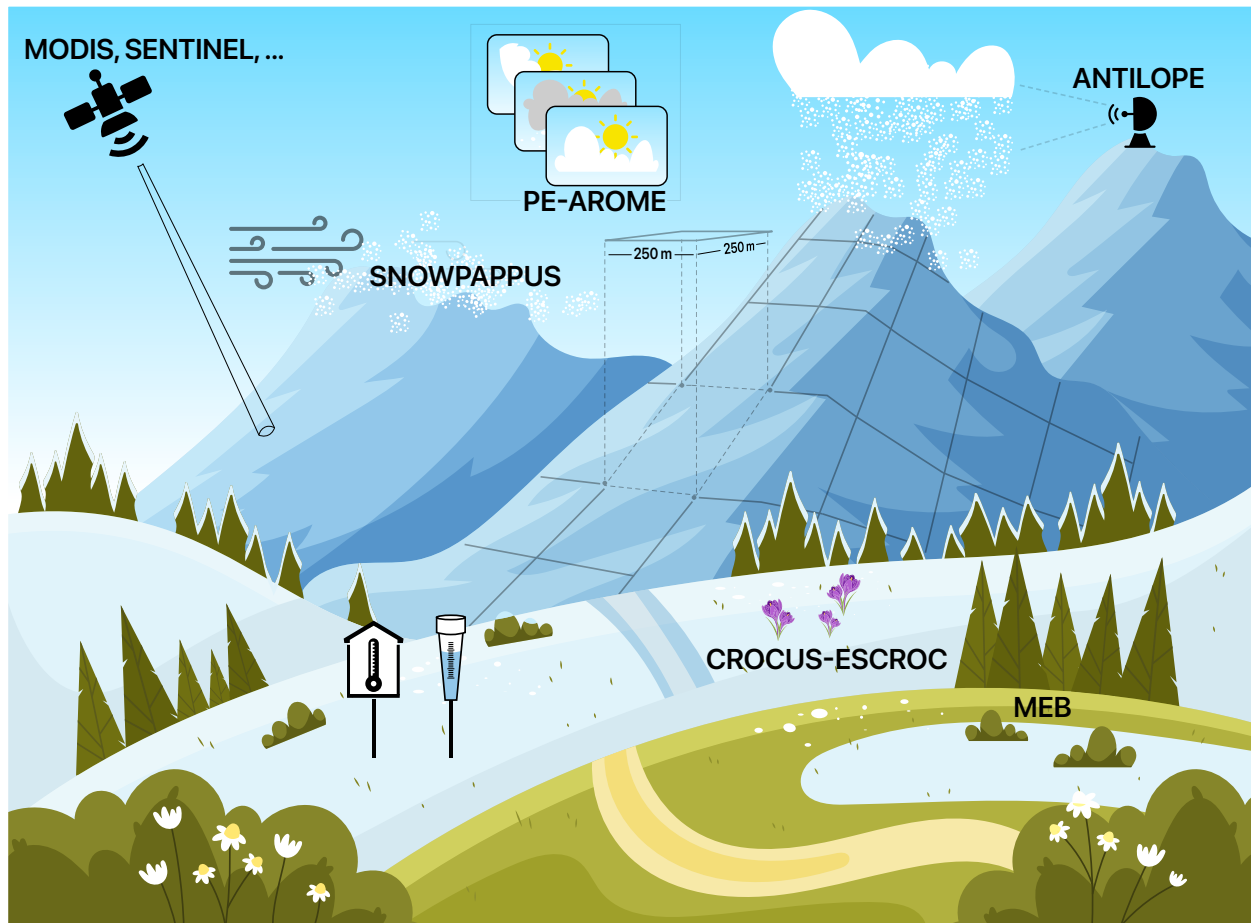
6 Conclusion

La modélisation numérique de la neige apparaît comme un outil nécessaire pour répondre aux problématiques de nombreuses applications nécessitant une connaissance de l'état passé, présent et futur du manteau neigeux, inaccessible par les observations disponibles. Pourtant, même les simulations des modèles numériques les plus détaillés, comme celles du modèle Crocus dont on m'a confié la responsabilité il y a un peu plus de dix ans, sont affectées par d'importantes erreurs de différentes natures, qui selon les applications constituent des freins plus ou moins majeurs à leur utilisation concrète.

Les recherches que j'ai menées jusqu'ici se sont appuyées sur le principe qu'une meilleure compréhension et quantification des différentes sources d'incertitude permettraient (1) de mieux préciser le degré de confiance à accorder aux simulations tant dans les applications opérationnelles des modèles que dans des applications scientifiques (études de processus ou études d'impact de l'évolution du manteau neigeux), et (2) d'ouvrir la voie à la réduction de ces incertitudes par une meilleure identification des processus à améliorer et par la possibilité de contraindre les simulations par de nouvelles observations.

C'est en suivant ce fil conducteur général que j'ai proposé l'introduction des approches d'ensemble dans une discipline gouvernée pendant plusieurs décennies par une philosophie profondément déterministe. Ce concept avait déjà été largement éprouvé en météorologie et en hydrologie. Aussi simple que cela puisse paraître, je crois que propager l'incertitude des systèmes de prévision météorologique dans la modélisation numérique de la neige a permis de faire prendre conscience à quel point la prévision déterministe du déclenchement d'avalanches avec ces outils est un objectif illusoire. L'implémentation d'un cadre multiphysique dans Crocus a quant à elle permis de questionner et de faire évoluer le développement et les applications de nos modèles par des méthodologies plus objectives, en n'ignorant plus les interactions non maîtrisées entre les processus représentés et en mettant là aussi fin à l'illusion de précision du modèle déterministe.

Cette vision plus réaliste ou en tout cas mieux informée des erreurs de modélisation ne contrarie en rien l'optimisme que l'on doit porter dans les progrès à venir de la modélisation numérique de la neige. En effet, la disponibilité croissante de nouvelles observations satellites du manteau neigeux constitue une opportunité inégalée dans l'histoire de notre discipline pour mieux contraindre nos simulations. Les travaux que nous avons engagés sur l'assimilation de données nous ont permis en quelques années d'apercevoir des progrès significatifs à moyen terme et nous ont conduit à concevoir un nouveau système de simulation, EDELWEISS (Figure 29).



EDELWEISS (ENSEMBLE DISTRIBUTED MODEL FOR SNOW EVOLUTION WITH ASSIMILATION)

FIGURE 29

Bien sûr, les challenges à résoudre sont encore nombreux, de la descente d'échelle météorologique aux algorithmes d'assimilation en passant par le traitement des observations satellites et la résolution de divers processus pertinents aux échelles hectométriques. Ce document a été l'occasion de dresser un état des lieux des progrès récents et de nos principales perspectives et priorités sur ces aspects. Mon objectif pour les années à venir est de continuer à faire converger les forces en présence dans l'équipe *Modélisation Nivo-météorologique* du CEN pour construire progressivement les briques du système EDELWEISS qui est notre horizon commun. Ce projet puise son énergie tant dans le dynamisme et la richesse des idées continuellement apportées par les étudiant·e·s qui nous font confiance que dans l'expérience technique et scientifique exceptionnelle des ingénieur·e·s qui m'accompagnent

dans ce projet.

Bien sûr, nos recherches s'éloigneront peut-être par moments de cette trajectoire la plus prévisible en fonction de possibles attentes de plus court terme de nos tutelles ou des services opérationnels, et fort heureusement aussi en fonction des choix personnels que permet l'exercice de la recherche. Nous pourrions aussi saisir des opportunités de collaboration avec les autres équipes du CEN ou du CNRM en fonction par exemple de leurs progrès sur la compréhension et la représentation des processus internes du manteau neigeux. Nous rechercherons aussi à maintenir nos collaborations avec d'autres établissements de recherche et à en initier de nouvelles comme pourrait notamment l'encourager l'externalisation récente de Crocus. Nous pourrions enfin poursuivre ou étendre nos collaborations avec des acteurs du monde de la montagne en fonction de leurs besoins et enjeux, particulièrement les opérateurs hydroélectriques avec lesquels nous sommes déjà associés dans le projet SENSASS et pour lesquels nous espérons apporter des réponses avec EDELWEISS de nature à contribuer à notre échelle à une gestion efficace des ressources en eau et en énergie.

De par l'historique de notre laboratoire qui le lie puissamment depuis les origines à la Prévision du Risque d'Avalanches, notre plus grand succès serait de voir EDELWEISS devenir un outil essentiel dans l'anticipation de cet aléa. Parce qu'un modèle numérique ne sera jamais une représentation exacte de la réalité, il nous faudra pour construire les meilleurs outils de prévision possible continuer de croiser ces simulations avec les observations disponibles, en étendant les méthodes statistiques que j'ai présentées pour les quantités de neige fraîche à des observations de l'activité avalancheuse comme déjà initié par [Viallon-Galinier *et al.* \(2022a\)](#), et à toute autre variable observable d'intérêt. Parce qu'aucun prévisionniste ne pourra s'approprier l'information issue de millions de stratigraphies simulées du manteau neigeux, le challenge de la synthèse de l'information issue d'EDELWEISS en une information exploitable par des prévisionnistes ou d'autres utilisateurs finaux fait aussi partie intégrante de notre projet. Ces thématiques de recherche seront portées par Léo Viallon-Galinier qui a rejoint notre équipe il y a quelques semaines. Les possibilités sont particulièrement ouvertes sur ce terrain vierge, ou presque ([Horton *et al.*, 2020a,b](#); [Herla *et al.*, 2021](#)). Elles devront simplement s'appuyer sur la nouveauté essentielle qui permettra à la modélisation numérique de la neige de trouver une nouvelle voie vers le progrès et l'utilité : la fin du déterminisme.

Références

- AALSTAD, K., WESTERMANN, S., SCHULER, T. V., BOIKE, J. et BERTINO, L. (2018). Ensemble-based assimilation of fractional snow-covered area satellite retrievals to estimate the snow distribution at Arctic sites. *The Cryosphere*, 12(1):247–270. <https://doi.org/10.5194/tc-12-247-2018>.
- AGOSTA, C., AMORY, C., KITTEL, C., ORSI, A., FAVIER, V., GALLÉE, H., van den BROEKE, M. R., LENAERTS, J. T. M., van WESSEM, J. M., van de BERG, W. J. et FETTWEIS, X. (2019). Estimation of the Antarctic surface mass balance using the regional climate model MAR (1979–2015) and identification of dominant processes. *The Cryosphere*, 13(1):281–296. <https://doi.org/10.5194/tc-13-281-2019>.
- ALEKSEYCHIK, P. K., KORRENSALO, A., MAMMARELLA, I., VESALA, T. et TUUTTILA, E. S. (2017). Relationship between aerodynamic roughness length and bulk sedge leaf area index in a mixed-species boreal mire complex. *Geophys. Res. Lett.*, 44(11):5836–5843. <https://doi.org/10.1002/2017GL073884>.
- ALONSO-GONZÁLEZ, E., GASCOIN, S., ARIOLI, S. et PICARD, G. (2022). Improving numerical snowpack simulations by assimilating land surface temperature. *EGU Sphere*, 2022:1–19. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1345>.
- AMORY, C., KITTEL, C., LE TOUMELIN, L., AGOSTA, C., DELHASSE, A., FAVIER, V. et FETTWEIS, X. (2021). Performance of MAR (v3.11) in simulating the drifting-snow climate and surface mass balance of Adélie Land, East Antarctica. *Geosci. Model Dev.*, 14(6):3487–3510. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-3487-2021>.
- ARSENAULT, K. R., HOUSER, P. R., DE LANNOY, G. J. M. et DIRMEYER, P. A. (2013). Impacts of snow cover fraction data assimilation on modeled energy and moisture budgets. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118(14):7489–7504. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50542>.
- AURELA, M., LOHILA, A., TUOVINEN, J. P., HATAKKA, J., PENTTILÄ, T. et LAURILA, T. (2015). Carbon dioxide and energy flux measurements in four northern-boreal ecosystems at Pallas. *Boreal Environ. Res.*, 20(4):455–473. <http://hdl.handle.net/10138/228279>.
- AWASTHI, S. et VARADE, D. (2021). Recent advances in the remote sensing of alpine snow : a review. *GIScience & Remote Sensing*, 58(6):852–888. <https://doi.org/10.1080/15481603.2021.1946938>.
- BABA, M. W., GASCOIN, S. et HANICH, L. (2018). Assimilation of Sentinel-2 Data into a Snowpack Model in the High Atlas of Morocco. *Remote Sens.*, 10(12). <https://doi.org/10.3390/rs10121982>.
- BABA, M. W., GASCOIN, S., KINNARD, C., MARCHANE, A. et HANICH, L. (2019). Effect of Digital Elevation Model Resolution on the Simulation of the Snow Cover Evolution in the High Atlas. *Water Resour. Res.*, 55(7):5360–5378. <https://doi.org/10.1029/2018WR023789>.
- BALES, R. C., MOLOTCH, N. P., PAINTER, T. H., DETTINGER, M. D., RICE, R. et DOZIER, J. (2006). Mountain hydrology of the western United States. *Water Resour. Res.*, 42(8). <https://doi.org/10.1029/2005WR004387>.
- BARAN, S. et NEMODA, D. (2016). Censored and shifted gamma distribution based EMOS model for probabilistic quantitative precipitation forecasting. *Environmetrics*, 27(5):280–292. <https://doi.org/10.1002/env.2391>.
- BARKMEIJER, J., VAN GIJZEN, M. et BOUTTIER, F. (1998). Singular vectors and estimates of the analysis-error covariance metric. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 124(549, A):1695–1713. <https://doi.org/10.1256/smsqj.54915>.
- BARKMEIJER, J., BUIZZA, R. et PALMER, T. (1999). 3D-Var Hessian singular vectors and their potential use in the ECMWF Ensemble Prediction System. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 125(558, B):2333–2351. <https://doi.org/10.1256/smsqj.55817>.
- BARTELT, P. et LEHNING, M. (2002). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning : Part I : numerical model. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 35(3):123–145. [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(02\)00074-5](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00074-5).
- BARTLETT, P., MACKAY, M. et VERSEGHY, D. (2006). Modified snow algorithms in the Canadian land surface scheme : Model runs and sensitivity analysis at three boreal forest stands. *Atmosphere-Ocean*, 44(3):207–222. <https://doi.org/10.3137/ao.440301>.
- BEBI, P., SEIDL, R., MOTTA, R., FUHR, M., FIRM, D., KRUMM, F., CONEDERA, M., GINZLER, C., WOHLGEMUTH, T. et KULAKOWSKI, D. (2016). Changes of forest cover and disturbance regimes in the mountain forests of the Alps. *For. Ecol. Manage.*, 388. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2016.10.028>.
- BELLAIRE, S., JAMIESON, J. B. et FIERZ, C. (2011). Forcing the snow-cover model SNOWPACK with forecasted weather data. *The Cryosphere*, 5(4):1115–1125. <https://doi.org/10.5194/tc-5-1115-2011>.
- BELLAIRE, S. et JAMIESON, B. (2013). Forecasting the formation of critical snow layers using a coupled snow cover and weather model. *Cold Reg. Sci. Tech.*, 94:37–44. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2013.06.007>.
- BELLAIRE, S., VAN HERWIJNEN, A., MITTERER, C. et SCHWEIZER, J. (2017). On forecasting wet-snow avalanche activity using simulated snow cover data. *Cold Reg. Sci. Tech.*, 144:28–38. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.09.013>. International Snow Science Workshop 2016 Breckenridge.
- BERNHARDT, M., ZÄNGL, G., LISTON, G. E., STRASSER, U. et MAUSER, W. (2009). Using wind fields from a high-resolution atmospheric model for simulating snow dynamics in mountainous terrain. *Hydrol. Process.*, 23(7):1064–1075. <https://doi.org/10.1002/hyp.7208>.

- BERRE, L., PANNEKOUCKE, O., DESROZIERS, G., STEFANESCU, S., CHAPNIK, B. et RAYNAUD, L. (2007). A variational assimilation ensemble and the spatial filtering of its error covariances : increase of sample size by local spatial averaging. *In ECMWF Workshop on Flow-dependent aspects of data assimilation, Reading*, pages 151–168. <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/73680-variational-assimilation-ensemble-and-spatial-filtering-its-error-covariances>.
- BINTANJA, R. (1998). The contribution of snowdrift sublimation to the surface mass balance of Antarctica. *Ann. Glaciol.*, 27:251–259. <https://doi.org/10.3189/1998AoG27-1-251-259>.
- BOLIBAR, J., RABATEL, A., GOUTTEVIN, I., GALIEZ, C., CONDOM, T. et SAUQUET, E. (2020). Deep learning applied to glacier evolution modelling. *The Cryosphere*, 14(2):565–584. <https://doi.org/10.5194/tc-14-565-2020>.
- BOONE, A. et ETCHEVERS, P. (2001). An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land-surface model : Local scale evaluation at an Alpine site. *J. Hydrometeorol.*, 2:374 – 394. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2001\)002<0374%3AAIOTSS>2.0.CO%3B2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0374%3AAIOTSS>2.0.CO%3B2).
- BOONE, A., SAMUELSSON, P., GOLLVIK, S., NAPOLY, A., JARLAN, L., BRUN, E. et DECHARME, B. (2017). The interactions between soil–biosphere–atmosphere land surface model with a multi-energy balance (ISBA-MEB) option in SURFEXv8 – Part 1 : Model description. *Geosci. Model Dev.*, 10(2):843–872. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-843-2017>.
- BOWLING, L., POMEROY, J. et LETTENMAIER, D. (2004). Parameterization of blowing-snow sublimation in a macroscale hydrology model. *J. Hydrometeorol.*, 5(5):745–762. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2004\)005<0745:POBSIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0745:POBSIA>2.0.CO;2).
- BRIER, G. W. (1950). Verification of forecasts expressed in terms of probability. *Mon. Weather Rev.*, 78:1–3. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1950\)078<0001:VOFEIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1950)078<0001:VOFEIT>2.0.CO;2).
- BRUN, E., MARTIN, E., SIMON, V., GENDRE, C. et COLÉOU, C. (1989). An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 35(121):333 – 342. <https://doi.org/10.3189/S0022143000009254>.
- BRUN, E., DAVID, P., SUDUL, M. et BRUNOT, G. (1992). A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 38(128):13 – 22. <https://doi.org/10.3189/S0022143000009552>.
- BRUN, E., SIX, D., PICARD, G., VIONNET, V., ARNAUD, L., BAZILE, E., BOONE, A., BOUCHARD, A., GENTHON, C., GUIDARD, V., MOIGNE, P. L., RABIER, F. et SEITY, Y. (2011). Snow/atmosphere coupled simulation at Dome C, Antarctica. *J. Glaciol.*, 52:721 – 736. <https://doi.org/10.3189/002214311797409794>.
- BRUN, E., VIONNET, V., BOONE, A., DECHARME, B., PEINGS, Y., VALETTE, R., KARBOU, F. et MORIN, S. (2013). Simulation of northern Eurasian local snow depth, mass and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalysis. *J. Hydrometeorol.*, 14:203–219. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-012.1>.
- BUIZZA, R., RICHARDSON, D. et PALMER, T. (2003). Benefits of increased resolution in the ECMWF ensemble system and comparison with poor-man’s ensembles. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 129(589, C):1269–1288. <https://doi.org/10.1256/qj.02.92>.
- BUIZZA, R., LEUTBECHER, M. et ISAKSEN, L. (2008). Potential use of an ensemble of analyses in the ECMWF Ensemble Prediction System. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 134(637, B):2051–2066. <https://doi.org/10.1002/qj.346>.
- CAILLOUET, L., VIDAL, J.-P., SAUQUET, E., GRAFF, B. et SOUBEYROUX, J.-M. (2019). SCOPE Climate : a 142-year daily high-resolution ensemble meteorological reconstruction dataset over France. *Earth Syst. Sci. Data*, 11(1):241–260. <https://doi.org/10.5194/essd-11-241-2019>.
- CALONNE, N., RICHTER, B., LÖWE, H., CETTI, C., ter SCHURE, J., VAN HERWIJNEN, A., FIERZ, C., JAGGI, M. et SCHNEEBELI, M. (2020). The RHOSSA campaign : multi-resolution monitoring of the seasonal evolution of the structure and mechanical stability of an alpine snowpack. *The Cryosphere*, 14(6):1829–1848. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1829-2020>.
- CALONNE, N., GEINDREAU, C. et FLIN, F. (2015). Macroscopic modeling of heat and water vapor transfer with phase change in dry snow based on an upscaling method : Influence of air convection. *J. Geophys. Res. Earth. Surf.*, 120(12):2476–2497. <https://doi.org/10.1002/2015JF003605>.
- CANDILLE, G. et TALAGRAND, O. (2005). Evaluation of probabilistic prediction systems for a scalar variable. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 131(609, A):2131–2150. <https://doi.org/10.1256/qj.04.71>.
- CANTET, P., BOUCHER, M. A., LACHANCE-COUTIER, S., TURCOTTE, R. et FORTIN, V. (2019). Using a Particle Filter to Estimate the Spatial Distribution of the Snowpack Water Equivalent. *J. Hydrometeorol.*, 20(4):577 – 594. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0140.1>.
- CARMAGNOLA, C. M., MORIN, S., LAFAYSSSE, M., DOMINE, F., LESAFFRE, B., LEJEUNE, Y., PICARD, G. et ARNAUD, L. (2014). Implementation and evaluation of prognostic representations of the optical diameter of snow in the SURFEX/ISBA-Crocus detailed snowpack model. *The Cryosphere*, 8(2):417–437. <https://doi.org/10.5194/tc-8-417-2014>.
- CASTEBRUNET, H., ECKERT, N., GIRAUD, G., DURAND, Y. et MORIN, S. (2014). Projected changes of snow conditions and avalanche activity in a warming climate : the French Alps over the 2020-2050 and 2070-2100 periods. *The Cryosphere*, 8(5):1673–1697. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1673-2014>.
- CHAMPEAUX, J.-L., DUPUY, P., LAURANTIN, O., SOULAN, I., TABARY, P. et SOUBEYROUX, J.-M. (2009). Les mesures de précipitations et l’estimation des lames d’eau à Météo-France : état de l’art et perspectives. *La Houille Blanche*, 95(5):28–34. <https://doi.org/10.1051/lhb/2009052>.

- CHARROIS, L., COSME, E., DUMONT, M., LAFAYASSE, M., MORIN, S., LIBOIS, Q. et PICARD, G. (2016). On the assimilation of optical reflectances and snow depth observations into a detailed snowpack model. *The Cryosphere*, 10(3):1021–1038. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1021-2016>.
- CHARRON, M., PELLERIN, G., SPACEK, L., HOUTEKAMER, P. L., GAGNON, N., MITCHELL, H. L. et MICHELIN, L. (2010). Toward Random Sampling of Model Error in the Canadian Ensemble Prediction System. *Mon. Weather Rev.*, 138(5):1877–1901. <https://doi.org/10.1175/2009MWR3187.1>.
- CHERKAUER, K. A. et LETTENMAIER, D. P. (2003). Simulation of spatial variability in snow and frozen soil. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 108(D22). <https://doi.org/10.1029/2003JD003575>.
- CHOLER, P. (2015). Growth response of temperate mountain grasslands to inter-annual variations in snow cover duration. *Biogeosciences*, 12(12):3885–3897. <https://doi.org/10.5194/bg-12-3885-2015>.
- CHOLER, P. (2018). Winter soil temperature dependence of alpine plant distribution : Implications for anticipating vegetation changes under a warming climate. *Perspect. Plant Ecol. Evol. Syst.*, 30:6–15. <https://doi.org/10.1016/j.ppees.2017.11.002>.
- CLARK, M. P., HENDRIKX, J., SLATER, A. G., KAVETSKI, D., ANDERSON, B., CULLEN, N. J., KERR, T., HREINSSON, E. Ö. et WOODS, R. A. (2011). Representing spatial variability of snow water equivalent in hydrologic and land-surface models : A review. *Water Resour. Res.*, 47:W07539. <https://doi.org/10.1029/2011WR010745>.
- CLARK, M. P., ZOLFAGHARI, R., GREEN, K. R., TRIM, S., KNOBEN, W. J. M., BENNETT, A., NIJSSEN, B., IRESON, A. et SPITERI, R. J. (2021). The Numerical Implementation of Land Models : Problem Formulation and Laugh Tests. *J. Hydrometeorol.*, 22(6):1627 – 1648. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-20-0175.1>.
- CLUZET, B., REVUELTO, J., LAFAYASSE, M., TUZET, F., COSME, E., PICARD, G., ARNAUD, L. et DUMONT, M. (2020). Towards the assimilation of satellite reflectance into semi-distributed ensemble snowpack simulations. *Cold Reg. Sci. Tech.*, 170:102918. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2019.102918>.
- CLUZET, B., LAFAYASSE, M., COSME, E., ALBERGEL, C., MEUNIER, L.-F. et DUMONT, M. (2021). CrocO_v1.0 : a particle filter to assimilate snowpack observations in a spatialised framework. *Geosci. Model Dev.*, 14(3):1595–1614. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-1595-2021>.
- CLUZET, B., LAFAYASSE, M., DESCHAMPS-BERGER, C., VERNAY, M. et DUMONT, M. (2022). Propagating information from snow observations with CrocO ensemble data assimilation system : a 10-years case study over a snow depth observation network. *The Cryosphere*, 16(4):1281–1298. <https://doi.org/10.5194/tc-16-1281-2022>.
- CONWAY, J. P., POMEROY, J. W., HELGASON, W. D. et KINAR, N. J. (2018). Challenges in modeling turbulent heat fluxes to snowpacks in forest clearings. *J. Hydrometeorol.*, 19(10):1599–1616. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0050.1>.
- CORONA-LOZADA, M., MORIN, S. et CHOLER, P. (2019). Drought offsets the positive effect of summer heat waves on the canopy greenness of mountain grasslands. *Agric. For. Meteorol.*, 276-277:107617. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.107617>.
- COURTIER, P., FREYDIER, C., GELEYN, J.-F., RABIER, F. et ROCHAS, M. (1991). The ARPEGE project at Météo-France. *In Proceedings of the 1991 ECMWF Seminar*, pages 193–231, Reading, U.-K. ECMWF. <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/74049-arpege-project-meteo-france>.
- CRISTEA, N. C., BENNETT, A., NIJSSEN, B. et LUNDQUIST, J. D. (2022). When and Where Are Multiple Snow Layers Important for Simulations of Snow Accumulation and Melt? *Water Resour. Res.*, 58(10):e2020WR028993. <https://doi.org/10.1029/2020WR028993>.
- D’AMBOISE, C. J. L., MÜLLER, K., OXARANGO, L., MORIN, S. et SCHULER, T. V. (2017). Implementation of a physically based water percolation routine in the Crocus/SURFEX (V7.3) snowpack model. *Geosci. Model Dev.*, 10(9):3547–3566. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3547-2017>.
- DE LANNOY, G. J. M., BECHTOLD, M., ALBERGEL, C., BROCCA, L., CALVET, J.-C., CARRASSI, A., CROW, W. T., de ROSNAY, P., DURAND, M., FORMAN, B., GEPPERT, G., GIROTTO, M., HENDRICKS FRANSSEN, H.-J., JONAS, T., KUMAR, S., LIEVENS, H., LU, Y., MASSARI, C., PAUWELS, V. R. N., REICHLER, R. H. et STEELE-DUNNE, S. (2022). Perspective on satellite-based land data assimilation to estimate water cycle components in an era of advanced data availability and model sophistication. *Front. Water*, 4. <https://doi.org/10.3389/frwa.2022.981745>.
- DECHARME, B., BOONE, A., DELIRE, C. et NOILHAN, J. (2011). Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *J. Geophys. Res.*, 116:D20126. <https://doi.org/10.1029/2011JD016002>.
- DECHARME, B., MARTIN, E. et FAROUX, S. (2013). Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *J. Geophys. Res.*, 118(14):7819–7834. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50631>.
- DECHARME, B., BRUN, E., BOONE, A., DELIRE, C., LE MOIGNE, P. et MORIN, S. (2016). Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model. *The Cryosphere*, 10(2):853–877. <https://doi.org/10.5194/tc-10-853-2016>.
- DELEGLISE, C., FRANCOIS, H., DODIER, H., CROUZAT, E., SAMACOITS, R., MORIN, S., BRAY, F. et NETTIER, B. (2022). Agro-climatic profiles of summer mountain pastures in the French Alps : towards a monitoring tool to contribute to climate risk assessment. *Agron. Sustainable Dev.*, 42(3). <https://doi.org/10.1007/s13593-022-00776-6>.

- DEMAEYER, J. et VANNITSEM, S. (2020). Correcting for model changes in statistical postprocessing – an approach based on response theory. *Nonlin. Proc. Geophys.*, 27(2):307–327. <https://doi.org/10.5194/npg-27-307-2020>.
- DERKSEN, C., KING, J., BELAIR, S., GARNAUD, C., VIONNET, V., FORTIN, V., LEMMETYINEN, J., CREVIER, Y., PLOURDE, P., LAWRENCE, B., van MIERLO, H., BURBIDGE, G. et SIQUEIRA, P. (2021). Development of the Terrestrial Snow Mass Mission. In *2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS*, pages 614–617. <https://doi.org/10.1109/IGARSS47720.2021.9553496>.
- DESCAMPS, L., LABADIE, C., JOLY, A., BAZILE, E., ARBOGAST, P. et CÉBRON, P. (2014). PEARP, the Météo-France short-range ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* <https://doi.org/10.1002/qj.2469>.
- DESCHAMPS-BERGER, C., GASCOIN, S., BERTHIER, E., DEEMS, J., GUTMANN, E., DEHECQ, A., SHEAN, D. et DUMONT, M. (2020). Snow depth mapping from stereo satellite imagery in mountainous terrain : evaluation using airborne laser-scanning data. *The Cryosphere*, 14(9):2925–2940. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2925-2020>.
- DESCHAMPS-BERGER, C., CLUZET, B., DUMONT, M., LAFAYASSE, M., BERTHIER, E., FANISE, P. et GASCOIN, S. (2022). Improving the Spatial Distribution of Snow Cover Simulations by Assimilation of Satellite Stereoscopic Imagery. *Water Resour. Res.*, 58(3):e2021WR030271. <https://doi.org/10.1029/2021WR030271>.
- DI MAURO, B., GARZONIO, R., ROSSINI, M., FILIPPA, G., POGLIOTTI, P., GALVAGNO, M., Morra di CELLA, U., MIGLIAVACCA, M., BACCOLO, G., CLEMENZA, M., DELMONTE, B., MAGGI, V., DUMONT, M., TUZET, F., LAFAYASSE, M., MORIN, S., CREMONESE, E. et COLOMBO, R. (2019). Saharan dust events in the European Alps : role in snowmelt and geochemical characterization. *The Cryosphere*, 13(4):1147–1165. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1147-2019>.
- DICK, O., VIALON-GALINIER, L., TUZET, F., HAGENMULLER, P., FRUCTUS, M., REUTER, B., LAFAYASSE, M. et DUMONT, M. (2022). Can Saharan dust deposition impact snowpack stability in the French Alps? *The Cryosphere Discussions*, 2022:1–32. <https://doi.org/10.5194/tc-2022-219>.
- DIRO, G. T., SUSHAMA, L. et HUZUY, O. (2018). Snow-atmosphere coupling and its impact on temperature variability and extremes over North America. *Clim. Dynam.*, 50(7-8):2993–3007. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3788-5>.
- DOMINÉ, F., BELKE-BREA, M., SARRAZIN, D., ARNAUD, L., BARRÈRE, M. et POIRIER, M. (2018). Soil moisture, wind speed and depth hoar formation in the Arctic snowpack. *J. Glaciol.*, 64(248):990–1002. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.89>.
- DOUVILLE, H., ROYER, J.-F. et MAHFOUF, J.-F. (1995). A new snow parameterization for the Meteo-France climate model, Part I : Validation in stand-alone experiments. *Clim. Dynam.*, 12:21–35. <https://doi.org/10.1007/s003820050092>.
- DUMONT, M., TUZET, F., GASCOIN, S., PICARD, G., KUTUZOV, S., LAFAYASSE, M., CLUZET, B., NHEILI, R. et PAINTER, T. H. (2020). Accelerated Snow Melt in the Russian Caucasus Mountains After the Saharan Dust Outbreak in March 2018. *J. Geophys. Res. Earth. Surf.*, 125(9):e2020JF005641. <https://doi.org/10.1029/2020JF005641>. e2020JF005641 10.1029/2020JF005641.
- DURAND, Y., BRUN, E., MÉRINDOL, L., GUYOMARC'H, G., LESAFFRE, B. et MARTIN, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Ann. Glaciol.*, 18:65–71. <https://doi.org/10.3189/S0260305500011277>.
- DURAND, Y., GIRAUD, G. et MERINDOL, L. (1998). Short-term numerical avalanche forecast used operationally at Meteo-France over the Alps and Pyrenees. *Ann. Glaciol.*, 26:357–366. <https://doi.org/10.3189/1998AoG26-1-357-366>.
- DURAND, Y., GIRAUD, G., BRUN, E., MÉRINDOL, L. et MARTIN, E. (1999). A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 45(151):469–484. <https://doi.org/10.3189/S0022143000001337>.
- DURAND, Y., GIRAUD, G., LATERNSE, M., ETCHEVERS, P., MÉRINDOL, L. et LESAFFRE, B. (2009a). Reanalysis of 44 Yr of Climate in the French Alps (1958–2002) : Methodology, Model Validation, Climatology, and Trends for Air Temperature and Precipitation. *J. Appl. Meteor. Climat.*, 48:429–449. <https://doi.org/10.1175/2008JAMC1808.1>.
- DURAND, Y., GIRAUD, G., LATERNSE, M., ETCHEVERS, P., MÉRINDOL, L. et LESAFFRE, B. (2009b). Reanalysis of 47 Years of Climate in the French Alps (1958–2005) : Climatology and Trends for Snow Cover. *J. Appl. Meteor. Climat.*, 48:2487–2512. <https://doi.org/10.1175/2009JAMC1810.1>.
- DUTRA, E., BALSAMO, G., VITERBO, P., MIRANDA, P., BELJAARS, A., SCHÄR, C. et ELDER, K. (2010). An improved snow scheme for the ECMWF land surface model : description and offline validation. *J. Hydrometeorol.*, 11(4):899–916. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1249.1>.
- EFRON, B. (1979). 1977 Rietz Lecture - Bootstrap methods, another look at the Jackknife. *Ann. Stat.*, 7(1):1–26. <https://doi.org/10.1214/aos/1176344552>.
- EIDHAMMER, T., BOOTH, A., DECKER, S., LI, L., BARLAGE, M., GOCHIS, D., RASMUSSEN, R., MELVOLD, K., NESJE, A. et SOBOLOWSKI, S. (2021). Mass balance and hydrological modeling of the Hardangerjøkulen ice cap in south-central Norway. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 25(8):4275–4297. <https://doi.org/10.5194/hess-25-4275-2021>.
- ESSERY, R., LI, L. et POMEROY, J. (1999). A distributed model of blowing snow over complex terrain. *Hydrol. Process.*, 13(14-15):2423–2438. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199910\)13:14/15<2423::AID-HYP853>3.0.CO;2-U](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199910)13:14/15<2423::AID-HYP853>3.0.CO;2-U).
- ESSERY, R., MORIN, S., LEJEUNE, Y. et BAUDUIN-MÉNARD, C. (2013). A comparison of 1701 snow models using observations from an alpine site. *Adv. Water Res.*, 55:131–148. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.07.013>.

- ESSERY, R. (2015). A factorial snowpack model (FSM 1.0). *Geosci. Model Dev.*, 8:3867–3876. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-3867-2015>.
- ESSERY, R., KONTU, A., LEMMETYINEN, J., DUMONT, M. et MÉNARD, C. B. (2016). A 7-year dataset for driving and evaluating snow models at an arctic site (Sodankylä, Finland). *Geosci. Instrum. Method. Data Syst.*, 5:219–227. <https://doi.org/10.5194/gi-5-219-2016>.
- ESSERY, R., KIM, H., WANG, L., BARTLETT, P., BOONE, A., BRUTEL-VUILMET, C., BURKE, E., CUNTZ, M., DECHARME, B., DUTRA, E., FANG, X., GUSEV, Y., HAGEMANN, S., HAVERD, V., KONTU, A., KRINNER, G., LAFAYSSÉ, M., LEJEUNE, Y., MARKE, T., MARKS, D., MARTY, C., MENARD, C. B., NASONOVA, O., NITTA, T., POMEROY, J., SCHÄDLER, G., SEMENOV, V., SMIRNOVA, T., SWENSON, S., TURKOV, D., WEVER, N. et YUAN, H. (2020). Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models. *The Cryosphere*, 14(12):4687–4698. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4687-2020>.
- ETCHEVERS, P., MARTIN, E., BROWN, R., FIERZ, C., LEJEUNE, Y., BAZILE, E., BOONE, A., DAI, Y.-J., ESSERY, R., FERNANDEZ, A., GUSEV, Y., JORDAN, R., KOREN, V., KOWALCZYK, E., NASONOVA, N. O., PYLES, R. D., SCHLOSSER, A., SHMAKIN, A. B., SMIRNOVA, T. G., STRASSER, U., VERSEGHY, D., YAMAZAKI, T. et YANG, Z.-L. (2004). Intercomparison of the surface energy budget simulated by several snow models (SNOWMIP project). *Ann. Glaciol.*, 38:150 – 158. <https://doi.org/10.3189/172756404781814825>.
- EVENSEN, G. (2003). The Ensemble Kalman Filter : Theoretical Formulation and Practical Implementation. *Ocean Dynamics*, 53:343–367. <https://doi.org/10.1007/s10236-003-0036-9>.
- EVIN, G., LAFAYSSÉ, M., TAILLARDAT, M. et ZAMO, M. (2021). Calibrated ensemble forecasts of the height of new snow using quantile regression forests and ensemble model output statistics. *Nonlin. Proc. Geophys.*, 28(3):467–480. <https://doi.org/10.5194/npg-28-467-2021>.
- FAROUX, S., KAPTUÉ TCHUENTÉ, A. T., ROUJEAN, J.-L., MASSON, V., MARTIN, E. et LE MOIGNE, P. (2013). 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. *Geosci. Model Dev.*, 6(2):563–582. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-563-2013>.
- FAURE, D., DELRIEU, G. et GAUSSIAT, N. (2019). Impact of the Altitudinal Gradients of Precipitation on the Radar QPE Bias in the French Alps. *Atmosphere*, 10(6). <https://doi.org/10.3390/atmos10060306>.
- FETTWEIS, X., BOX, J. E., AGOSTA, C., AMORY, C., KITTEL, C., LANG, C., van AS, D., MACHGUTH, H. et GALLÉE, H. (2017). Reconstructions of the 1900–2015 Greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate MAR model. *The Cryosphere*, 11(2):1015–1033. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1015-2017>.
- FIERZ, C. et LEHNING, M. (2001). Assessment of the microstructure-based snow-cover model SNOWPACK : thermal and mechanical properties. *Cold Reg. Sci. Tech.*, 33(2):123–131. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(01\)00033-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0165-232X(01)00033-7).
- FIERZ, C., ARMSTRONG, R. L., DURAND, Y., ETCHEVERS, P., GREENE, E., MCCLUNG, D. M., NISHIMURA, K., SATYAWALI, P. K. et SOKRATOV, S. A. (2009). *The international classification for seasonal snow on the ground*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology n 83, IACS Contribution n 1. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000186462>.
- FISCHER, G., NACHTERGAELE, F., PRIELER, S., VAN VELTHUIZEN, H., VERELST, L. et WIBERG, D. (2008). Global agro-ecological zones assessment for agriculture (GAEZ 2008). Dataset from HWSD Dataset from IIASA, Laxenburg, Austria and FAO, Rome, Italy, <https://www.fao.org/soils-portal/data-hub/soil-maps-and-databases/harmonized-world-soil-database-v12/en/>.
- FLANNER, M. G. et ZENDER, C. S. (2006). Linking snowpack microphysics and albedo evolution. *J. Geophys. Res.*, 111:D12208. <https://doi.org/10.1029/2005JD006834>.
- FORTIN, V., FAVRE, A.-C. et SAID, M. (2006). Probabilistic forecasting from ensemble prediction systems : Improving upon the best-member method by using a different weight and dressing kernel for each member. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 132(617, B):1349–1369. <https://doi.org/10.1256/qj.05.167>.
- FORTIN, V., ABAZA, M., ANCTIL, F. et TURCOTTE, R. (2015). Why should ensemble spread match the RMSE of the ensemble mean? (vol 15, pg 1708, 2014). *J. Hydrometeorol.*, 16(1):484. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0161.1>.
- FOURTEAU, K., DOMINE, F. et HAGENMULLER, P. (2021). Macroscopic water vapor diffusion is not enhanced in snow. *The Cryosphere*, 15(1):389–406. <https://doi.org/10.5194/tc-15-389-2021>.
- FRANCON, L., CORONA, C., TILL-BOTTRAUD, I., CHOLER, P., CARLSON, B., CHARRIER, G., AMÉGLIO, T., MORIN, S., ECKERT, N., ROUSSEL, E., LOPEZ-SAEZ, J. et STOFFEL, M. (2020). Assessing the effects of earlier snow melt-out on alpine shrub growth : The sooner the better? *Ecological Indicators*, 115:106455. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2020.106455>.
- GALLÉE, H., GUYOMARC'H, G. et BRUN, E. (2001). Impact of snow drift on the Antarctic ice sheet surface mass balance : possible sensitivity to snow-surface properties. *Bound.-Layer Meteorol.*, 99:1–19. <https://doi.org/10.1023/A:1018776422809>.
- GALLET, J.-C., DOMINE, F., ZENDER, C. S. et PICARD, G. (2009). Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm. *The Cryosphere*, 3:167 – 182. <https://doi.org/10.5194/tc-3-167-2009>.

- GASCOIN, S., HAGOLLE, O., HUC, M., JARLAN, L., DEJOUX, J.-F., SZCZYPTA, C., MARTI, R. et SÁNCHEZ, R. (2015). A snow cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19(5):2337–2351. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2337-2015>.
- GASCOIN, S., GRIZONNET, M., BOUCHET, M., SALGUES, G. et HAGOLLE, O. (2019). Theia Snow collection : high-resolution operational snow cover maps from Sentinel-2 and Landsat-8 data. *Earth Syst. Sci. Data*, 11(2):493–514. <https://doi.org/10.5194/essd-11-493-2019>.
- GEBETSBERGER, M., MESSNER, J. W., MAYR, G. J. et ZEILEIS, A. (2017). Fine-Tuning Nonhomogeneous Regression for Probabilistic Precipitation Forecasts : Unanimous Predictions, Heavy Tails, and Link Functions. *Mon. Weather Rev.*, 145(11):4693–4708. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0388.1>.
- GERBAUX, M., GENTHON, C., ETCHEVERS, P., VINCENT, C. et DEDIEU, J. (2005). Surface mass balance of glaciers in the French Alps : distributed modeling and sensitivity to climate change. *J. Glaciol.*, 51(175):561–572. <https://doi.org/10.3189/172756505781829133>.
- GIRAUD, G. (1992). MEPRA : an expert system for avalanche risk forecasting. In *Proceedings of the International snow science workshop, 4-8 oct 1992, Breckenridge, Colorado, USA*, pages 97–106. <http://arc.lib.montana.edu/snow-science/item/1242>.
- GIRAUD, G., NAVARRE, J.-P. et COLÉOU, C. (2002). Estimation du risque avalanchueux dans le système expert MEPRA. Documentation scientifique, <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02638748>.
- GLAHN, H. et LOWRY, D. (1972). The Use of Model Output Statistics (MOS) in Objective Weather Forecasting. *J. Appl. Meteorol.*, 11:1203–1211. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1972\)011<1203:TUOMOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1972)011<1203:TUOMOS>2.0.CO;2).
- GNEITING, T., RAFTERY, A., WESTVELD, A. et GOLDMAN, T. (2005). Calibrated probabilistic forecasting using ensemble model output statistics and minimum CRPS estimation. *Mon. Weather Rev.*, 133(5):1098–1118. <https://doi.org/10.1175/MWR2904.1>.
- GOUTTEVIN, I., VIONNET, V., SEITY, Y., BOONE, A., LAFAYASSE, M., DELIOT, Y. et MERZISEN, H. (2023). To the Origin of a Wintertime Screen-Level Temperature Bias at High Altitude in a Kilometric NWP Model. *J. Hydrometeorol.*, 24(1):53 – 71. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-21-0200.1>.
- GRÜNEWALD, T. et LEHNING, M. (2015). Are flat-field snow depth measurements representative? A comparison of selected index sites with areal snow depth measurements at the small catchment scale. *Hydrol. Process.*, 29. <https://doi.org/10.1002/hyp.10295>.
- GUYOMARC'H, G. et MERINDOL, L. (1998). Validation of an application for forecasting blowing snow. *Ann. Glaciol.*, 26:138–143. <https://doi.org/10.3189/1998AoG26-1-138-143>.
- GUYOMARC'H, G., BELLOT, H., VIONNET, V., NAAIM-BOUVET, F., DÉLIOT, Y., FONTAINE, F., PUGLIÈSE, P., NISHIMURA, K., DURAND, Y. et NAAIM, M. (2019). A meteorological and blowing snow data set (2000–2016) from a high-elevation alpine site (Col du Lac Blanc, France, 2720 m a.s.l.). *Earth Syst. Sci. Data*, 11(1):57–69. <https://doi.org/10.5194/essd-11-57-2019>.
- GÜNTHER, D., MARKE, T., ESSERY, R. et STRASSER, U. (2019). Uncertainties in Snowpack Simulations—Assessing the Impact of Model Structure, Parameter Choice, and Forcing Data Error on Point-Scale Energy Balance Snow Model Performance. *Water Resour. Res.*, 55(4):2779–2800. <https://doi.org/10.1029/2018WR023403>.
- HABERKORN, A. (2019). European Snow Booklet – an Inventory of Snow Measurements in Europe. Rapport technique, EnviDat. <https://doi.org/10.16904/envidat.59>.
- HABETS, F., BOONE, A. et NOILHAN, J. (2003). Simulation of a Scandinavian basin using the diffusion transfer version of ISBA. *Glob. Planet. Change*, 38(1-2):137–149. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00016-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00016-X).
- HAGENMULLER, P. et PILLOIX, T. (2016). A New Method for Comparing and Matching Snow Profiles, Application for Profiles Measured by Penetrometers. *Front. Earth Sci.*, 4. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00052>.
- HAIDEN, T., KANN, A., WITTMANN, C., PISTOTNIK, G., BICA, B. et GRUBER, C. (2011). The Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) System and Its Validation over the Eastern Alpine Region. *Weather and Forecasting*, 26(2):166 – 183. <https://doi.org/10.1175/2010WAF2222451.1>.
- HAMILL, T., SNYDER, C. et MORSS, R. (2000). A comparison of probabilistic forecasts from bred, singular-vector, and perturbed observation ensembles. *Mon. Weather Rev.*, 128(6):1835–1851. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<1835:ACOPFF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<1835:ACOPFF>2.0.CO;2).
- HAMILL, T., SNYDER, C. et WHITAKER, J. (2003). Ensemble forecasts and the properties of flow-dependent analysis-error covariance singular vectors. *Mon. Weather Rev.*, 131(8):1741–1758. <https://doi.org/10.1175//2559.1>.
- HAMILL, T., WHITAKER, J. et WEI, X. (2004). Ensemble reforecasting : Improving medium-range forecast skill using retrospective forecasts. *Mon. Weather Rev.*, 132(6):1434–1447. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<1434:ERIMFS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1434:ERIMFS>2.0.CO;2).
- HAMILL, T. M. (1997). Reliability diagrams for multycategory probabilistic forecasts. *Weather Forecast.*, 12:763–741. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1997\)012<0736:RDFMPP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1997)012<0736:RDFMPP>2.0.CO;2).

- HAMILL, T. M. et WHITAKER, J. S. (2006). Probabilistic quantitative precipitation forecasts based on reforecast analogs : Theory and application. *Mon. Weather Rev.*, 134(11):3209–3229. <https://doi.org/10.1175/MWR3237.1>.
- HAMILL, T. M., WHITAKER, J. S., SHLYAEVA, A., BATES, G., FREDRICK, S., PEGION, P., SINISKY, E., ZHU, Y., TALLAPRAGADA, V., GUAN, H., ZHOU, X. et WOOLLEN, J. (2022). The Reanalysis for the Global Ensemble Forecast System, Version 12. *Mon. Weather Rev.*, 150(1):59–79. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-21-0023.1>.
- HAVENS, S., MARKS, D., FITZGERALD, K., MASARIK, M., FLORES, A. N., KORMOS, P. et HEDRICK, A. (2019). Approximating Input Data to a Snowmelt Model Using Weather Research and Forecasting Model Outputs in Lieu of Meteorological Measurements. *J. Hydrometeorol.*, 20(5):847 – 862. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0146.1>.
- HEDSTROM, N. R. et POMEROY, J. W. (1998). Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrol. Process.*, 12(10-11):1611–1625. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199808/09\)12:10/11<1611::AID-HYP684>3.0.CO;2-4](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199808/09)12:10/11<1611::AID-HYP684>3.0.CO;2-4).
- HELBIG, N., van HERWIJNEN, A., MAGNUSSON, J. et JONAS, T. (2015). Fractional snow-covered area parameterization over complex topography. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19(3):1339–1351. <https://doi.org/10.5194/hess-19-1339-2015>.
- HELBIG, N., BUHLER, Y., EBERHARD, L., DESCHAMPS-BERGER, C., GASCOIN, S., DUMONT, M., REVUELTO, J., DEEMS, J. S. et JONAS, T. (2021a). Fractional snow-covered area : scale-independent peak of winter parameterization. *The Cryosphere*, 15(2):615–632. <https://doi.org/10.5194/tc-15-615-2021>.
- HELBIG, N., SCHIRMER, M., MAGNUSSON, J., MADER, F., van HERWIJNEN, A., QUENO, L., BUHLER, Y., DEEMS, J. S. et GASCOIN, S. (2021b). A seasonal algorithm of the snow-covered area fraction for mountainous terrain. *The Cryosphere*, 15(9):4607–4624. <https://doi.org/10.5194/tc-15-4607-2021>.
- HELMERT, J., Şensoy ŞORMAN, A., ALVARADO MONTERO, R., DE MICHELE, C., DE ROSNAY, P., DUMONT, M., FINGER, D. C., LANGE, M., PICARD, G., POTOPOVÁ, V., PULLEN, S., VIKHAMAR-SCHULER, D. et ARSLAN, A. N. (2018). Review of Snow Data Assimilation Methods for Hydrological, Land Surface, Meteorological and Climate Models : Results from a COST HarmoSnow Survey. *Geosciences*, 8(12). <https://doi.org/10.3390/geosciences8120489>.
- HERLA, F., HORTON, S., MAIR, P. et HAEGELI, P. (2021). Snow profile alignment and similarity assessment for aggregating, clustering, and evaluating snowpack model output for avalanche forecasting. *Geosci. Model Dev.*, 14(1):239–258. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-239-2021>.
- HESS, R. (2020). Statistical postprocessing of ensemble forecasts for severe weather at Deutscher Wetterdienst. *Nonlin. Proc. Geophys.*, 27(4):473–487. <https://doi.org/10.5194/npg-27-473-2020>.
- HORTON, S., NOWAK, S. et HAEGELI, P. (2020a). Enhancing the operational value of snowpack models with visualization design principles. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 20(6):1557–1572. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-1557-2020>.
- HORTON, S., TOWELL, M. et HAEGELI, P. (2020b). Examining the operational use of avalanche problems with decision trees and model-generated weather and snowpack variables. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 20(12):3551–3576. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-3551-2020>.
- JACOB, D., PETERSEN, J., EGGERT, B., ALIAS, A., CHRISTENSEN, O. B., BOUWER, L. M., BRAUN, A., COLETTE, A., DEQUE, M., GEORGIEVSKI, G., GEORGOPOULOU, E., GOBIET, A., MENUT, L., NIKULIN, G., HAENSLER, A., HEMPELMANN, N., JONES, C., KEULER, K., KOVATS, S., KROENER, N., KOTLARSKI, S., KRIEGSMANN, A., MARTIN, E., van MELJGAARD, E., MOSELEY, C., PFEIFER, S., PREUSCHMANN, S., RADERMACHER, C., RADTKE, K., RECHID, D., ROUNSEVELL, M., SAMUELSSON, P., SOMOT, S., SOUSSANA, J.-F., TEICHMANN, C., VALENTINI, R., VAUTARD, R., WEBER, B. et YIOU, P. (2014). EURO-CORDEX : new high-resolution climate change projections for European impact research. *Reg. Environ. Change*, 14(2, SI):563–578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>.
- JARRY, F. (2019). Accidents d’avalanche en France. Quelle réalité? *Montagnes Magazine*, 461. <https://www.montagnes-magazine.com/actus-accidents-avalanche-france-quelle-realite>.
- JEWSON, S., BRIX, A. et ZIEHMANN, C. (2004). A new parametric model for the assessment and calibration of medium-range ensemble temperature forecasts. *Atmos. Sci. Lett.*, 5(5):96–102. <https://doi.org/10.1002/asl.69>.
- JORDAN, R. (1991). A One-Dimensional Temperature Model for a Snow Cover : Technical Documentation for SN THERM. 89. Rapport technique, Cold Regions Research and Engineering Lab. Hanover NH. <http://hdl.handle.net/11681/11677>.
- KARBOU, F., VEYSSIÈRE, G., COLEOU, C., DUFOUR, A., GOUTTEVIN, I., DURAND, P., GASCOIN, S. et GRIZONNET, M. (2021). Monitoring Wet Snow Over an Alpine Region Using Sentinel-1 Observations. *Remote Sens.*, 13(3). <https://doi.org/10.3390/rs13030381>.
- KELLER, L., RÖSSLER, O., MARTIUS, O. et WEINGARTNER, R. (2018). Delineation of flood generating processes and their hydrological response. *Hydrol. Process.*, 32(2):228–240. <https://doi.org/10.1002/hyp.11407>.
- KNOX, S. H., CAREY, S. K. et HUMPHREYS, E. R. (2012). Snow surface energy exchanges and snowmelt in a shrub-covered bog in eastern Ontario, Canada. *Hydrol. Process.*, 26(12):1876–1890. <https://doi.org/10.1002/hyp.9289>.
- KOCHENDORFER, J., RASMUSSEN, R., WOLFF, M., BAKER, B., HALL, M. E., MEYERS, T., LANDOLT, S., JACHCIK, A., ISAKSEN, K., BRAEKKAN, R. et LEEPER, R. (2017). The quantification and correction of wind-induced precipitation measurement errors. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21(4):1973–1989. <https://doi.org/10.5194/hess-21-1973-2017>.

- KOKHANOVSKY, A., LAMARE, M., DANNE, O., BROCKMANN, C., DUMONT, M., PICARD, G., ARNAUD, L., FAVIER, V., JOURDAIN, B., MEUR, E., DI MAURO, B., AOKI, T., NIWANO, M., ROZANOV, V., KORKIN, S., KIPFSTUHL, S., FREITAG, J., HÖRHHOLD, M., ZUHR, A. et BOX, J. (2019). Retrieval of Snow Properties from the Sentinel-3 Ocean and Land Colour Instrument. *Remote Sens.*, 11:2280. <https://doi.org/10.3390/rs11192280>.
- KOTLARSKI, S., GOBIET, A., MORIN, S., OLEFS, M., RAJCAZAK, J. et SAMACOITS, R. (2023). 21st Century alpine climate change. *Clim. Dynam.*, 60:65–86. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06303-3>.
- KRINNER, G., DERKSEN, C., ESSERY, R., FLANNER, M., HAGEMANN, S., CLARK, M., HALL, A., ROTT, H., BRUTEL-VUILMET, C., KIM, H., MÉNARD, C. B., MUDRYK, L., THACKERAY, C., WANG, L., ARDUINI, G., BALSAMO, G., BARTLETT, P., BOIKE, J., BOONE, A., CHÉRUY, F., COLIN, J., CUNTZ, M., DAI, Y., DECHARME, B., DERRY, J., DUCHARNE, A., DUTRA, E., FANG, X., FIERZ, C., GHATTAS, J., GUSEV, Y., HAVERD, V., KONTU, A., LAFAYSSÉ, M., LAW, R., LAWRENCE, D., LI, W., MARKE, T., MARKS, D., MÉNÉGOZ, M., NASONOVA, O., NITTA, T., NIWANO, M., POMEROY, J., RALEIGH, M. S., SCHAEGLER, G., SEMENOV, V., SMIRNOVA, T. G., STACKE, T., STRASSER, U., SVENSON, S., TURKOV, D., WANG, T., WEVER, N., YUAN, H., ZHOU, W. et ZHU, D. (2018). ESM-SnowMIP : assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks. *Geosci. Model Dev.*, 11(12):5027–5049. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-5027-2018>.
- LACKNER, G., DOMINE, F., NADEAU, D. F., PARENT, A.-C., ANCTIL, F., LAFAYSSÉ, M. et DUMONT, M. (2022). On the energy budget of a low-Arctic snowpack. *The Cryosphere*, 16(1):127–142. <https://doi.org/10.5194/tc-16-127-2022>.
- LAFAYSSÉ, M., HINGRAY, B., ETCHEVERS, P., MARTIN, E. et OBLED, C. (2011). Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin. *J. Hydrol.*, 403(1-2):116–129. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.046>.
- LAFAYSSÉ, M., MORIN, S., COLÉOU, C., VERNAY, M., SERÇA, D., BESSON, F., WILLEMET, J.-M., GIRAUD, G. et DURAND, Y. (2013). Toward a new chain of models for avalanche hazard forecasting in French mountain ranges, including low altitude mountains. In *Proceedings of the International Snow Science Workshop - Grenoble and Chamonix*, pages 162–166. <http://arc.lib.montana.edu/snow-science/item/1741>.
- LAFAYSSÉ, M., HINGRAY, B., MEZGHANI, A., GAILHARD, J. et TERRAY, L. (2014). Internal variability and model uncertainty components in future hydrometeorological projections : The Alpine Durance basin. *Water Resour. Res.*, 50(4):3317–3341. <https://doi.org/10.1002/2013WR014897>.
- LAFAYSSÉ, M., CLUZET, B., DUMONT, M., LEJEUNE, Y., VIONNET, V. et MORIN, S. (2017). A multiphysical ensemble system of numerical snow modelling. *The Cryosphere*, 11(3):1173–1198. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1173-2017>.
- LAGOUARDE, J.-P., BHATTACHARYA, B. K., CRÉBASSOL, P., GAMET, P., ADLAKHA, D., MURTHY, C. S., SINGH, S. K., MISHRA, M., NIGAM, R., RAJU, P. V., BABU, S. S., SHUKLA, M. V., PANDYA, M. R., BOULET, G., BRIOTTET, X., DADOU, I., DEDIEU, G., GOUIER, M., HAGOLLE, O., IRVINE, M., JACOB, F., KUMAR, K. K., LAIGNEL, B., MAISONGRANDE, P., MALLICK, K., OLIOSSO, A., OTTLÉ, C., ROUJEAN, J.-L., SOBRINO, J., RAMAKRISHNAN, R., SEKHAIR, M. et SARKAR, S. S. (2019). INDO-FRENCH HIGH-RESOLUTION THERMAL INFRARED SPACE MISSION FOR EARTH NATURAL RESOURCES ASSESSMENT AND MONITORING – CONCEPT AND DEFINITION OF TRISHNA. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XLII-3/W6:403–407. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-3-W6-403-2019>.
- LALOYLAUX, P., de BOISSESON, E., BALMASEDA, M., BIDLOT, J.-R., BROENNIMANN, S., BUIZZA, R., DALHGREN, P., DEE, D., HAIMBERGER, L., HERSBACH, H., KOSAKA, Y., MARTIN, M., POLI, P., RAYNER, N., RUSTEMEIER, E. et SCHEPERS, D. (2018). CERA-20C : A Coupled Reanalysis of the Twentieth Century. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 10(5):1172–1195. <https://doi.org/10.1029/2018MS001273>.
- LAMARE, M., DUMONT, M., PICARD, G., LARUE, F., TUZET, F., DELCOURT, C. et ARNAUD, L. (2020). Simulating optical top-of-atmosphere radiance satellite images over snow-covered rugged terrain. *The Cryosphere*, 14(11):3995–4020. <https://doi.org/10.5194/tc-14-3995-2020>.
- LANDRY, C. C., BUCK, K. A., RALEIGH, M. S. et CLARK, M. P. (2014). Mountain system monitoring at Senator Beck Basin, San Juan Mountains, Colorado : A new integrative data source to develop and evaluate models of snow and hydrologic processes. *Water Resour. Res.*, 50(2):1773–1788. <https://doi.org/10.1002/2013WR013711>.
- LANG, M. N., LERCH, S., MAYR, G. J., SIMON, T., STAUFFER, R. et ZEILEIS, A. (2020). Remember the past : a comparison of time-adaptive training schemes for non-homogeneous regression. *Nonlin. Proc. Geophys.*, 27(1):23–34. <https://doi.org/10.5194/npg-27-23-2020>.
- LARGERON, C., DUMONT, M., MORIN, S., BOONE, A., LAFAYSSÉ, M., METREF, S., COSME, E., JONAS, T., WINSTRAL, A. et MARGULIS, S. A. (2020). Toward Snow Cover Estimation in Mountainous Areas Using Modern Data Assimilation Methods : A Review. *Front. Earth Sci.*, 8. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00325>.
- LARUE, F., ROYER, A., DE SÈVE, D., ROY, A., PICARD, G., VIONNET, V. et COSME, E. (2018). Simulation and Assimilation of Passive Microwave Data Using a Snowpack Model Coupled to a Calibrated Radiative Transfer Model Over Northeastern Canada. *Water Resour. Res.*, 54(7):4823–4848. <https://doi.org/10.1029/2017WR022132>.
- LE ROUX, E., EVIN, G., ECKERT, N., BLANCHET, J. et MORIN, S. (2022). A non-stationary extreme-value approach for climate projection ensembles : application to snow loads in the French Alps. *Earth Syst Dyn.*, 13(3):1059–1075. <https://doi.org/10.5194/esd-13-1059-2022>.

- LE TOUMELIN, L., GOUTTEVIN, I., HELBIG, N., GALIEZ, C., ROUX, M. et KARBOU, F. (2022). Emulating the adaptation of wind fields to complex terrain with deep-learning. *Artif. Intell. Earth Syst.*, pages 1 – 39. <https://doi.org/10.1175/AIES-D-22-0034.1>.
- LEHNING, M., VÖLKSCH, I., GUSTAFSSON, D., NGUYEN, T. A., STÄHLI, M. et ZAPPA, M. (2006). ALPINE3D : a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. *Hydrol. Process.*, 20(10):2111–2128. <https://doi.org/10.1002/hyp.6204>.
- LEJEUNE, Y., DUMONT, M., PANEL, J.-M., LAFAYASSE, M., LAPALUS, P., LE GAC, E., LESAFFRE, B. et MORIN, S. (2019). 57 years (1960–2017) of snow and meteorological observations from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m of altitude). *Earth Syst. Sci. Data*, 11(1):71–88. <https://doi.org/10.5194/essd-11-71-2019>.
- LEPPÄNEN, L., KONTU, A., VEHVILÄINEN, J., LEMMETYINEN, J. et PULLIAINEN, J. (2015). Comparison of traditional and optical grain-size field measurements with SNOWPACK simulations in a taiga snowpack. *J. Glaciol.*, 61(225):151–162. <https://doi.org/10.3189/2015JoG14J026>.
- LERCH, S. et THORARINSDOTTIR, T. L. (2013). Comparison of non-homogeneous regression models for probabilistic wind speed forecasting. *TELLUS A*, 65. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v65i0.21206>.
- LEUTBECHER, M. et PALMER, T. N. (2008). Ensemble forecasting. *J. Comput. Phys.*, 227(7):3515–3539. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2007.02.014>.
- LI, Z., ZHANG, S., MENG, X., LYU, S., YANG, X., AO, Y., MA, D., SHANG, L., SHU, L. et CHANG, Y. (2023). Effect of snow cover on water and heat transfer in alpine meadows in the source region of Yellow River. *Science of The Total Environment*, 859:160205. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.160205>.
- LIBOIS, Q., PICARD, G., FRANCE, J., ARNAUD, L., DUMONT, M., CARMAGNOLA, C. M. et KING, M. (2013). Influence of grain shape on light penetration in snow. *The Cryosphere*, 7:1803–1818. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1803-2013>.
- LIBOIS, Q., PICARD, G., ARNAUD, L., DUMONT, M., LAFAYASSE, M., MORIN, S. et LEFEBVRE, E. (2015). Summertime evolution of snow specific surface area close to the surface on the Antarctic Plateau. *The Cryosphere*, 9(6):2383–2398. <https://doi.org/10.5194/tc-9-2383-2015>.
- LIEVENS, H., BRANGERS, I., MARSHALL, H.-P., JONAS, T., OLEFS, M. et DE LANNOY, G. (2022). Sentinel-1 snow depth retrieval at sub-kilometer resolution over the European Alps. *The Cryosphere*, 16(1):159–177. <https://doi.org/10.5194/tc-16-159-2022>.
- LISTON, G. et STURM, M. (1998). A snow-transport model for complex terrain. *J. Glaciol.*, 44(148):498–516. <https://doi.org/10.3189/S0022143000002021>.
- LISTON, G. E., HAEHNEL, R. B., STURM, M., HIEMSTRA, C. A., BEREZOVSKAYA, S. et TABLER, R. D. (2007). Simulating complex snow distributions in windy environments using SnowTran-3D. *J. Glaciol.*, 53(181):241–256. <https://doi.org/10.3189/172756507782202865>.
- LUNDQUIST, J., HUGHES, M., GUTMANN, E. et KAPNICK, S. (2019). Our Skill in Modeling Mountain Rain and Snow is Bypassing the Skill of Our Observational Networks. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(12):2473 – 2490. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0001.1>.
- LUNDQUIST, J. D., DICKERSON-LANGE, S. E., LUTZ, J. A. et CRISTEA, N. C. (2013). Lower forest density enhances snow retention in regions with warmer winters : A global framework developed from plot-scale observations and modeling. *Water Resour. Res.*, 49(10):6356–6370. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20504>.
- MACDONALD, M. K., POMEROY, J. W. et PIETRONIRO, A. (2009). Parameterizing redistribution and sublimation of blowing snow for hydrological models : tests in a mountainous subarctic catchment. *Hydrol. Process.*, 23(18):2570–2583. <https://doi.org/10.1002/hyp.7356>.
- MACDONALD, M. K., POMEROY, J. W. et PIETRONIRO, A. (2010). On the importance of sublimation to an alpine snow mass balance in the Canadian Rocky Mountains. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14(7):1401–1415. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1401-2010>.
- MAGNUSSON, J., WINSTRAL, A., STORDAL, A. S., ESSERY, R. et JONAS, T. (2017). Improving physically based snow simulations by assimilating snow depths using the particle filter. *Water Resour. Res.*, 53(2):1125–1143. <https://doi.org/10.1002/2016WR019092>.
- MAGNUSSON, J., NÆVDAL, G., MATT, F., BURKHART, J. F. et WINSTRAL, A. (2020). Improving hydropower inflow forecasts by assimilating snow data. *Hydrol. Res.*, 51(2):226–237. <https://doi.org/10.2166/nh.2020.025>.
- MARKS, D., DOMINGO, J., SUSONG, D., LINK, T. et GAREN, D. (1999). A spatially distributed energy balance snow-melt model for application in mountain basins. *Hydrol. Process.*, 13:1935–1959. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199909\)13:12<1935::AID-HYP868>3.0.CO;2-C](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199909)13:12<1935::AID-HYP868>3.0.CO;2-C).
- MARSH, C. B., POMEROY, J. W. et WHEATER, H. S. (2020). The Canadian Hydrological Model (CHM) v1.0 : a multi-scale, multi-extent, variable-complexity hydrological model – design and overview. *Geosci. Model Dev.*, 13(1):225–247. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-225-2020>.

- MARTIN, E., TIMBAL, B. et BRUN, E. (1996). Downscaling of general circulation model outputs : simulation of the snow climatology of the French Alps and sensitivity to climate change. *Clim. Dynam.*, 13(1):45–56. <https://doi.org/10.1007/s003820050152>.
- MARTIN, E. et LEJEUNE, Y. (1998). Turbulent fluxes above the snow surface. *Ann. Glaciol.*, 26:179–183. <https://doi.org/10.3189/1998AoG26-1-179-183>.
- MARTIN, E., GIRAUD, G., LEJEUNE, Y. et BOUDART, G. (2001). Impact of a climate change on avalanche hazard. *Ann. Glaciol.*, 32:163–167. <https://doi.org/10.3189/172756401781819292>.
- MARTY, C., SCHLÖGL, S., BAVAY, M. et LEHNING, M. (2017). How much can we save? Impact of different emission scenarios on future snow cover in the Alps. *The Cryosphere*, 11(1):517–529. <https://doi.org/10.5194/tc-11-517-2017>.
- MASSON, V., LE MOIGNE, P., MARTIN, E., FAROUX, S., ALIAS, A., ALKAMA, R., BELAMARI, S., BARBU, A., BOONE, A., BOUYSSSEL, F., BROUSSEAU, P., BRUN, E., CALVET, J.-C., CARRER, D., DECHARME, B., DELIRE, C., DONIER, S., ESSAQUINI, K., GIBELIN, A.-L., GIORDANI, H., HABETS, F., JIDANE, M., KERDRAON, G., KOURZENEVA, E., LAFAYASSE, M., LAFONT, S., LEBEAUPIN BROSSIER, C., LEMONSU, A., MAHFOUF, J.-F., MARGUINAUD, P., MOKHTARI, M., MORIN, S., PIGEON, G., SALGADO, R., SEITY, Y., TAILLEFER, F., TANGUY, G., TULET, P., VINCENDON, B., VIONNET, V. et VOLDOIRE, A. (2013). The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of Earth surface variables and fluxes. *Geosci. Model Dev.*, 6(4):929–960. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>.
- MAZZOTTI, G., ESSERY, R., WEBSTER, C., MALLE, J. et JONAS, T. (2020a). Process-Level Evaluation of a Hyper-Resolution Forest Snow Model Using Distributed Multisensor Observations. *Water Resour. Res.*, 56(9):e2020WR027572. <https://doi.org/10.1029/2020WR027572>. e2020WR027572 2020WR027572.
- MAZZOTTI, G., ESSERY, R., MOESER, C. D. et JONAS, T. (2020b). Resolving Small-Scale Forest Snow Patterns Using an Energy Balance Snow Model With a One-Layer Canopy. *Water Resour. Res.*, 56(1):e2019WR026129. <https://doi.org/10.1029/2019WR026129>. e2019WR026129 2019WR026129.
- MAZZOTTI, G., WEBSTER, C., ESSERY, R. et JONAS, T. (2021). Increasing the Physical Representation of Forest-Snow Processes in Coarse-Resolution Models : Lessons Learned From Upscaling Hyper-Resolution Simulations. *Water Resour. Res.*, 57(5):e2020WR029064. <https://doi.org/10.1029/2020WR029064>. e2020WR029064 2020WR029064.
- MÉNARD, C. B., ESSERY, R., BARR, A., BARTLETT, P., DERRY, J., DUMONT, M., FIERZ, C., KIM, H., KONTU, A., LEJEUNE, Y., MARKS, D., NIWANO, M., RALEIGH, M., WANG, L. et WEVER, N. (2019). Meteorological and evaluation datasets for snow modelling at 10 reference sites : description of in situ and bias-corrected reanalysis data. *Earth Syst. Sci. Data*, 11(2):865–880. <https://doi.org/10.5194/essd-11-865-2019>.
- MENARD, C. B., ESSERY, R., KRINNER, G., ARDUINI, G., BARTLETT, P., BOONE, A., BRUTEL-VUILMET, C., BURKE, E., CUNTZ, M., DAI, Y., DECHARME, B., DUTRA, E., FANG, X., FIERZ, C., GUSEV, Y., HAGEMANN, S., HAVERD, V., KIM, H., LAFAYASSE, M., MARKE, T., NASONOVA, O., NITTA, T., NIWANO, M., POMEROY, J., SCHÄDLER, G., SEMENOV, V. A., SMIRNOVA, T., STRASSER, U., SWENSON, S., TURKOV, D., WEVER, N. et YUAN, H. (2021). Scientific and Human Errors in a Snow Model Intercomparison. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 102(1):E61 – E79. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0329.1>.
- MERZ, R. et BLÖSCHL, G. (2003). A process typology of regional floods. *Water Resour. Res.*, 39(12). <https://doi.org/10.1029/2002WR001952>.
- MESSNER, J. W., MAYR, G. J., WILKS, D. S. et ZEILEIS, A. (2014). Extending Extended Logistic Regression : Extended versus Separate versus Ordered versus Censored. *Mon. Weather Rev.*, 142(8):3003–3014. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00355.1>.
- MOLTENI, F., BUIZZA, R., PALMER, T. et PETROLIAGIS, T. (1996). The ECMWF ensemble prediction system : Methodology and validation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 122(529, A):73–119. <https://doi.org/10.1002/qj.49712252905>.
- MORIN, S., DOMINE, F., DUFOUR, A., LEJEUNE, Y., LESAFFRE, B., WILLEMET, J.-M., CARMAGNOLA, C. M. et JACOBI, H.-W. (2013). Measurements and modeling of the vertical profile of specific surface area of an alpine snowpack. *Adv. Water Res.*, 55:111–120. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.01.010>.
- MORIN, S., HORTON, S., TECHEL, F., BAVAY, M., COLÉOU, C., FIERZ, C., GOBIET, A., HAGENMULLER, P., LAFAYASSE, M., LIŽAR, M., MITTERER, C., MONTI, F., MÜLLER, K., OLEFS, M., SNOOK, J. S., van HERWIJNEN, A. et VIONNET, V. (2020). Application of physical snowpack models in support of operational avalanche hazard forecasting : A status report on current implementations and prospects for the future. *Cold Reg. Sci. Tech.*, 170:102910. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2019.102910>.
- MOTT, R., VIONNET, V. et GRÜNEWALD, T. (2018). The Seasonal Snow Cover Dynamics : Review on Wind-Driven Coupling Processes. *Front. Earth Sci.*, 6:197. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00197>.
- MULLEN, S. et BUIZZA, R. (2002). The impact of horizontal resolution and ensemble size on probabilistic forecasts of precipitation by the ECMWF Ensemble Prediction System. *Weather Forecast.*, 17(2):173–191. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2002\)017<0173:TIOHRA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2002)017<0173:TIOHRA>2.0.CO;2).
- MURPHY, A. H. (1973). A new vector partition of the probability score. *J. Appl. Meteorol.*, 12:595–600. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1973\)012<0595:ANVPOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1973)012<0595:ANVPOT>2.0.CO;2).
- NAAIM-BOUVET, F., NAAIM, M. et MARTINEZ, H. (1996). Profils de concentration de la neige soufflée. Théorie, résolution numérique et validation expérimentale in situ. *La Houille Blanche*, 82(5):53–56. <https://doi.org/10.1051/lhb/1996052>.

- NAAIM-BOUVET, F., BELLOT, H. et NAAIM, M. (2010). Back analysis of drifting-snow measurements over an instrumented mountainous site. *Annals of Glaciology*, 51(54):207–217. <https://doi.org/10.3189/172756410791386661>.
- NAGLER, T., ROTT, H., RIPPER, E., BIPPUS, G. et HETZENECKER, M. (2016). Advancements for Snowmelt Monitoring by Means of Sentinel-1 SAR. *Remote Sens.*, 8(4). <https://doi.org/10.3390/rs8040348>.
- NAVARI, M., MARGULIS, S. A., BATENI, S. M., TEDESCO, M., ALEXANDER, P. et FETTWEIS, X. (2016). Feasibility of improving a priori regional climate model estimates of Greenland ice sheet surface mass loss through assimilation of measured ice surface temperatures. *The Cryosphere*, 10(1):103–120. <https://doi.org/10.5194/tc-10-103-2016>.
- NIWANO, M., AOKI, T., KUCHIKI, K., HOSAKA, M. et KODAMA, Y. (2012). Snow Metamorphism and Albedo Process (SMAP) model for climate studies : Model validation using meteorological and snow impurity data measured at Sapporo. *J. Geophys. Res.*, 117:F03008. <https://doi.org/10.1029/2011JF002239>.
- NOILHAN, J. et PLANTON, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Weather Rev.*, 117(3):536–549. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2).
- NOILHAN, J. et MAHFOUF, J.-F. (1996). The ISBA land surface parameterization scheme. *Glob. Planet. Change*, 17:145–159. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00043-7](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00043-7).
- NOUSU, J.-P., LAFAYSSSE, M., VERNAY, M., BELLIER, J., EVIN, G. et JOLY, B. (2019). Statistical post-processing of ensemble forecasts of the height of new snow. *Nonlin. Proc. Geophys.*, 26(3):339–357. <https://doi.org/10.5194/npg-26-339-2019>.
- OHMURA, A. (2001). Physical basis for the temperature-based melt-index method. *J. Appl. Meteorol.*, 40(4):753–761. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2).
- OLEFS, M., SCHÖNER, W., SUKLITSCH, M., WITTMANN, C., NIEDERMOSER, B., NEURURER, A. et WURZER, A. (2013). SNOW-GRID—A new operational snow cover model in Austria. In *Proceedings of the International Snow Science Workshop - Grenoble and Chamonix*, pages 38–45. <http://arc.lib.montana.edu/snow-science/item/1785>.
- PALMER, T. (2001). A nonlinear dynamical perspective on model error : A proposal for non-local stochastic-dynamic parametrization in weather and climate prediction models. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 127(572, B):279–304. <https://doi.org/10.1002/qj.49712757202>.
- PALMER, T., BUIZZA, R., DOBLAS-REYES, F., JUNG, T., LEUTBECHER, M., SHUTTS, G., M., S. et WEISHEIMER, A. (2009). Stochastic Parametrization and Model Uncertainty. Technical Memorandum 598, ECMWF. <http://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2009/11577-stochastic-parametrization-and-model-uncertainty.pdf>.
- PELLARIN, T., MIALON, A., BIRON, R., COULAUD, C., GIBON, F., KERR, Y., LAFAYSSSE, M., MERCIER, B., MORIN, S., REDOR, I., SCHWANK, M. et VÖLKSCH, I. (2016). Three years of L-band brightness temperature measurements in a mountainous area : Topography, vegetation and snowmelt issues. *Remote Sensing of Environment*, 180:85–98. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.047>.
- PELLERIN, G., LEFAIVRE, L., HOUTEKAMER, P. et GIRARD, C. (2003). Increasing the horizontal resolution of ensemble forecasts at CMC. *Nonlin. Proc. Geophys.*, 10(6):463–468. <https://doi.org/10.5194/npg-10-463-2003>.
- PEYAUD, V., BOUCHAYER, C., GAGLIARDINI, O., VINCENT, C., GILLET-CHAULET, F., SIX, D. et LAARMAN, O. (2020). Numerical modeling of the dynamics of the Mer de Glace glacier, French Alps : comparison with past observations and forecasting of near-future evolution. *The Cryosphere*, 14(11):3979–3994. <https://doi.org/10.5194/tc-14-3979-2020>.
- PIAZZI, G., THIREL, G., CAMPO, L. et GABELLANI, S. (2018). A particle filter scheme for multivariate data assimilation into a point-scale snowpack model in an Alpine environment. *The Cryosphere*, 12(7):2287–2306. <https://doi.org/10.5194/tc-12-2287-2018>.
- POMEROY, J. et GRAY, D. (1990). Saltation of snow. *Water Resour. Res.*, 26(7):1583–1594. <https://doi.org/10.1029/WR026i007p01583>.
- POMEROY, J. et LI, L. (2000). Prairie and Arctic areal snow cover mass balance using a blowing snow model. *Journal of Geophysical Research*, 105:26619–26634. <https://doi.org/10.1029/2000JD900149>.
- POMEROY, J., GRAY, D., BROWN, T., HEDSTROM, N., QUINTON, W., GRANGER, R. et CAREY, S. (2007). The cold regions hydrological model : a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrol. Process.*, 21(19):2650–2667. <https://doi.org/10.1002/hyp.6787>.
- POMEROY, J., FANG, X. et ELLIS, C. (2012). Sensitivity of snowmelt hydrology in Marmot Creek, Alberta, to forest cover disturbance. *Hydrol. Process.*, 26(12):1891–1904. <https://doi.org/10.1002/hyp.9248>.
- PROKSCH, M., LÖWE, H. et SCHNEEBELI, M. (2015). Density, specific surface area, and correlation length of snow measured by high-resolution penetrometry. *J. Geophys. Res. Earth. Surf.*, 120(2):346–362. <https://doi.org/10.1002/2014JF003266>.
- PROKSCH, M., RUTTER, N., FIERZ, C. et SCHNEEBELI, M. (2016). Intercomparison of snow density measurements : bias, precision, and vertical resolution. *The Cryosphere*, 10(1):371–384. <https://doi.org/10.5194/tc-10-371-2016>.

- QUENO, L., VIONNET, V., DOMBROWSKI-ETCHEVERS, I., LAFAYASSE, M., DUMONT, M. et KARBOU, F. (2016). Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometeric-resolution meteorological forecasts. *The Cryosphere*, 10(4):1571–1589. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1571-2016>.
- RAFTERY, A., GNEITING, T., BALABDAOUI, F. et POLAKOWSKI, M. (2005). Using Bayesian model averaging to calibrate forecast ensembles. *Mon. Weather Rev.*, 133(5):1155–1174. <https://doi.org/10.1175/MWR2906.1>.
- RALEIGH, M. S., LUNDQUIST, J. D. et CLARK, M. P. (2015). Exploring the impact of forcing error characteristics on physically based snow simulations within a global sensitivity analysis framework. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19(7):3153–3179. <https://doi.org/10.5194/hess-19-3153-2015>.
- RAMOS, M. H., van ANDEL, S. J. et PAPPENBERGER, F. (2013). Do probabilistic forecasts lead to better decisions? *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(6):2219–2232. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2219-2013>.
- REBA, M. L., MARKS, D., SEYFRIED, M., WINSTRAL, A., KUMAR, M. et FLERCHINGER, G. (2011). A long-term data set for hydrologic modeling in a snow-dominated mountain catchment. *Water Resour. Res.*, 47:W07702. <https://doi.org/10.1029/2010WR010030>.
- REUTER, B., VIALON-GALINIER, L., HORTON, S., VAN HERWIJNEN, A., MAYER, S., HAGENMULLER, P. et MORIN, S. (2022). Characterizing snow instability with avalanche problem types derived from snow cover simulations. *Cold Reg. Sci. Tech.*, 194:103462. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2021.103462>.
- RÉVEILLET, M., SIX, D., VINCENT, C., RABATEL, A., DUMONT, M., LAFAYASSE, M., MORIN, S., VIONNET, V. et LITT, M. (2018). Relative performance of empirical and physical models in assessing the seasonal and annual glacier surface mass balance of Saint-Sorlin Glacier (French Alps). *The Cryosphere*, 12(4):1367–1386. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1367-2018>.
- REVEILLET, M., DUMONT, M., GASCOIN, S., LAFAYASSE, M., NABAT, P., RIBES, A., NHELLI, R., TUZET, F., MENEGOUZ, M., MORIN, S., PICARD, G. et GINOUX, P. (2022). Black carbon and dust alter the response of mountain snow cover under climate change. *NATURE COMMUNICATIONS*, 13(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-022-32501-y>.
- REVUELTO, J., LECOURT, G., LAFAYASSE, M., ZIN, I., CHARROIS, L., VIONNET, V., DUMONT, M., RABATEL, A., SIX, D., CONDOM, T. et al. (2018). Multi-Criteria Evaluation of Snowpack Simulations in Complex Alpine Terrain Using Satellite and In Situ Observations. *Remote Sens.*, 10(8):1171. <https://doi.org/10.3390/rs10081171>.
- REVUELTO, J., CLUZET, B., DURAN, N., FRUCTUS, M., LAFAYASSE, M., COSME, E. et DUMONT, M. (2021). Assimilation of surface reflectance in snow simulations : Impact on bulk snow variables. *J. Hydrol.*, 603:126966. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126966>.
- RICHARDSON, D. (2000). Skill and relative economic value of the ECMWF ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 126(563, B):649–667. <https://doi.org/10.1256/smsqj.56312>.
- ROBLEDANO, A., PICARD, G., ARNAUD, L., LARUE, F. et OLLIVIER, I. (2022). Modelling surface temperature and radiation budget of snow-covered complex terrain. *The Cryosphere*, 16(2):559–579. <https://doi.org/10.5194/tc-16-559-2022>.
- ROULSTON, M. et SMITH, L. (2002). Evaluating probabilistic forecasts using information theory. *Mon. Weather Rev.*, 130(6):1653–1660. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<1653:EPFUIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<1653:EPFUIT>2.0.CO;2).
- ROUSSELOT, M., DURAND, Y., GIRAUD, G., MÉRINDOL, L., DOMBROWSKI-ETCHEVERS, I., DÉQUÉ, M. et CASTEBRUNET, H. (2012). Statistical adaptation of ALADIN RCM outputs over the French Alps -application to future climate and snow cover. *The Cryosphere*, 6:785–805. <https://doi.org/10.5194/tc-6-785-2012>.
- RUTTER, N., ESSERY, R., POMEROY, J., ALTIMIR, N., ANDREADIS, K., BAKER, I., BARR, A., BARTLETT, P., BOONE, A., DENG, H. et al. (2009). Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2). *J. Geophys. Res.*, 114(D6):D06111. <https://doi.org/10.1029/2008JD011063>.
- SANDELLS, M., ESSERY, R., RUTTER, N., WAKE, L., LEPPÄNEN, L. et LEMMETYINEN, J. (2017). Microstructure representation of snow in coupled snowpack and microwave emission models. *The Cryosphere*, 11(1):229–246. <https://doi.org/10.5194/tc-11-229-2017>.
- SAUQUET, E., ARAMA, Y., BLANC-COUTAGNE, E., BOUSCASSE, H., BRANGER, F., BRAUD, I., BRUN, J.-F., CHEREL, J., CIPRIANI, T., DATRY, T., DUCHARNE, A., HENDRICKX, F., HINGRAY, B., KROWICKI, F., GOFF, I., LE LAY, M., MAGAND, C., MALERBE, F., MATHEVET, T. et VIDAL, J.-P. (2016). Le partage de la ressource en eau sur la Durance en 2050 : vers une évolution du mode de gestion des grands ouvrages duranciens? *La Houille Blanche*, pages 25–31. <https://doi.org/10.1051/lhb/2016046>.
- SAUTER, T. et OBLEITNER, F. (2015). Assessing the uncertainty of glacier mass-balance simulations in the European Arctic based on variance decomposition. *Geosci. Model Dev.*, 8(12):3911–3928. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-3911-2015>.
- SCHUEERER, M. (2014). Probabilistic quantitative precipitation forecasting using Ensemble Model Output Statistics. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 140(680):1086–1096. <https://doi.org/10.1002/qj.2183>.
- SCHUEERER, M. et HAMILL, T. M. (2015). Variogram-Based Proper Scoring Rules for Probabilistic Forecasts of Multivariate Quantities. *Mon. Weather Rev.*, 143(4):1321–1334. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00269.1>.

- SCHEUERER, M. et HAMILL, T. M. (2018). Generating Calibrated Ensembles of Physically Realistic, High-Resolution Precipitation Forecast Fields Based on GEFS Model Output. *J. Hydrometeorol.*, 19(10):1651–1670. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0067.1>.
- SCHEUERER, M. et HAMILL, T. M. (2019). Probabilistic Forecasting of Snowfall Amounts Using a Hybrid between a Parametric and an Analog Approach. *Mon. Weather Rev.*, 147(3):1047–1064. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0273.1>.
- SCHLEEF, S., LOEWE, H. et SCHNEEBELI, M. (2014). Influence of stress, temperature and crystal morphology on isothermal densification and specific surface area decrease of new snow. *The Cryosphere*, 8(5):1825–1838. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1825-2014>.
- SCHLÖGL, S., MARTY, C., BAVAY, M. et LEHNING, M. (2016). Sensitivity of Alpine3D modeled snow cover to modifications in DEM resolution, station coverage and meteorological input quantities. *Environmental Modelling & Software*, 83:387–396. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2016.02.017>.
- SCHLÖGL, S., LEHNING, M. et MOTT, R. (2018). How Are Turbulent Sensible Heat Fluxes and Snow Melt Rates Affected by a Changing Snow Cover Fraction? *Front. Earth Sci.*, 6. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00154>.
- SCHMUCKI, E., MARTY, C., FIERZ, C. et LEHNING, M. (2014). Evaluation of modelled snowdepth and snow water equivalent at three contrasting sites in Switzerland using SNOWPACK simulations driven by different meteorological data input. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 99:27–37. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2013.12.004>.
- SCHWEIZER, J., JAMIESON, J. et SCHNEEBELI, M. (2003). Snow avalanche formation. *Rev. Geophys.*, 41(4). <https://doi.org/10.1029/2002RG000123>.
- SHARMA, V., GERBER, F. et LEHNING, M. (2021). Introducing CRYOWRF v1.0 : Multiscale atmospheric flow simulations with advanced snow cover modelling. *Geoscientific Model Development Discussions*, 2021:1–46. <https://doi.org/10.5194/gmd-2021-231>.
- SIMSON, A., LÖWE, H. et KOWALSKI, J. (2021). Elements of future snowpack modeling – Part 2 : A modular and extendable Eulerian–Lagrangian numerical scheme for coupled transport, phase changes and settling processes. *The Cryosphere*, 15(12): 5423–5445. <https://doi.org/10.5194/tc-15-5423-2021>.
- SIRGUEY, P. (2009). Simple correction of multiple reflection effects in rugged terrain. *Int. J. Remote Sens.*, 30:1075–1081. <https://doi.org/10.1080/01431160802348101>.
- SIRGUEY, P., MATHIEU, R. et ARNAUD, Y. (2009). Subpixel monitoring of the seasonal snow cover with MODIS at 250m spatial resolution in the Southern Alps of New Zealand : methodology and accuracy assessment. *Remote Sens. Environ.*, 113:160–181. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.09.008>.
- SMYTH, E. J., RALEIGH, M. S. et SMALL, E. E. (2019). Particle Filter Data Assimilation of Monthly Snow Depth Observations Improves Estimation of Snow Density and SWE. *Water Resour. Res.*, 55(2):1296–1311. <https://doi.org/10.1029/2018WR023400>.
- SNYDER, C., BENGTSSON, T., BICKEL, P. et ANDERSON, J. (2008). Obstacles to High-Dimensional Particle Filtering. *Mon. Weather Rev.*, 136(12):4629 – 4640. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2529.1>.
- SØRENSEN, M. (2004). On the rate of aeolian sand transport. *Geomorphology*, 59(1-4):53–62. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2003.09.005>.
- SPANDRE, P., MORIN, S., LAFAYASSE, M., LEJEUNE, Y., FRANÇOIS, H. et GEORGE-MARCELPOIL, E. (2016). Integration of snow management processes into a detailed snowpack model. *Cold Reg. Sci. Tech.*, 125:48 – 64. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2016.01.002>.
- STAUFFER, R., MAYR, G. J., MESSNER, J. W. et ZEILEIS, A. (2018). Hourly probabilistic snow forecasts over complex terrain : a hybrid ensemble postprocessing approach. *Adv. Stat. Climatol. Meteorol. Oceanogr.*, 4(1/2):65–86. <https://doi.org/10.5194/ascmo-4-65-2018>.
- STETHEM, C., JAMIESON, B., SCHAEERER, P., LIVERMAN, D., GERMAIN, D. et WALKER, S. (2003). Snow avalanche hazard in Canada - a review. *Natural Hazards*, 28(2-3):487–515. <https://doi.org/10.1023/A:1022998512227>.
- SUTTON, C., HAMILL, T. M. et WARNER, T. T. (2006). Will perturbing soil moisture improve warm-season ensemble forecasts? A proof of concept. *Mon. Weather Rev.*, 134(11):3174–3189. <https://doi.org/10.1175/MWR3248.1>.
- SWINBANK, R., KYOUDA, M., BUCHANAN, P., FROUDE, L., HAMILL, T. M., HEWSON, T. D., KELLER, J. H., MATSUEDA, M., METHVEN, J., PAPPENBERGER, F., SCHEUERER, M., TITLEY, H. A., WILSON, L. et YAMAGUCHI, M. (2016). The TIGGE project and its achievements. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 97(1):49–67. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00191.1>.
- SZUNYOGH, I. et TOTH, Z. (2002). The effect of increased horizontal resolution on the NCEP global ensemble mean forecasts. *Mon. Weather Rev.*, 130(5):1125–1143. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<1125:TEOIH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<1125:TEOIH>2.0.CO;2).
- TAILLARDAT, M., MESTRE, O., ZAMO, M. et NAVEAU, P. (2016). Calibrated Ensemble Forecasts Using Quantile Regression Forests and Ensemble Model Output Statistics. *Mon. Weather Rev.*, 144(6):2375–2393. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0260.1>.

- TAILLARDAT, M., FOUGÈRES, A.-L., NAVEAU, P. et MESTRE, O. (2019). Forest-Based and Semiparametric Methods for the Postprocessing of Rainfall Ensemble Forecasting. *Weather Forecast.*, 34(3):617 – 634. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-18-0149.1>.
- TANG, G., CLARK, M. P., PAPALEXIOU, S. M., NEWMAN, A. J., WOOD, A. W., BRUNET, D. et WHITFIELD, P. H. (2021). EMDNA : an Ensemble Meteorological Dataset for North America. *Earth Syst. Sci. Data*, 13(7):3337–3362. <https://doi.org/10.5194/essd-13-3337-2021>.
- TERMONIA, P., FISCHER, C., BAZILE, E., BOUYSSSEL, F., BROŽKOVÁ, R., BÉNARD, P., BOCHENEK, B., DEGRAUWE, D., DERKOVÁ, M., EL KHATIB, R., HAMDI, R., MAŠEK, J., POTTIER, P., PRISTOV, N., SEITY, Y., SMOLÍKOVÁ, P., ŠPANIEL, O., TUDOR, M., WANG, Y., WITTMANN, C. et JOLY, A. (2018). The ALADIN System and its canonical model configurations AROME CY41T1 and ALARO CY40T1. *Geosci. Model Dev.*, 11(1):257–281. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-257-2018>.
- TEUFELSBAUER, H. (2011). A two-dimensional snow creep model for alpine terrain. *Natural Hazards*, 56(2):481–497. <https://doi.org/10.1007/s11069-010-9515-8>.
- THIBOULT, A., ANCTIL, F. et BOUCHER, M.-A. (2016). Accounting for three sources of uncertainty in ensemble hydrological forecasting. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20(5):1809–1825. <https://doi.org/10.5194/hess-20-1809-2016>.
- THIREL, G., ROUSSET-REGIMBEAU, F., MARTIN, E. et HABETS, F. (2008). On the Impact of Short-Range Meteorological Forecasts for Ensemble Streamflow Predictions. *J. Hydrometeorol.*, 9(6):1301–1317. <https://doi.org/10.1175/2008JHM959.1>.
- THIREL, G., REGIMBEAU, F., MARTIN, E., NOILHAN, J. et HABETS, F. (2010). Short- and medium-range hydrological ensemble forecasts over France. *Atmos. Sci. Lett.*, 11(2, SI):72–77. <https://doi.org/10.1002/asl.254>.
- THIREL, G., SALAMON, P., BUREK, P. et KALAS, M. (2013). Assimilation of MODIS Snow Cover Area Data in a Distributed Hydrological Model Using the Particle Filter. *Remote Sens.*, 5:5825–5850. <https://doi.org/10.3390/rs5115825>.
- THORARINSDOTTIR, T. L. et GNEITING, T. (2010). Probabilistic forecasts of wind speed : ensemble model output statistics by using heteroscedastic censored regression. *J. Roy. Statistical Society*, 173(2):371–388. <https://doi.org/10.1111/j.1467-985X.2009.00616.x>.
- TOTH, Z. et KALNAY, E. (1997). Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Mon. Weather Rev.*, 125(12):3297–3319. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<3297:EFANAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<3297:EFANAT>2.0.CO;2).
- TSANG, L., DURAND, M., DERKSEN, C., BARROS, A. P., KANG, D.-H., LIEVENS, H., MARSHALL, H.-P., ZHU, J., JOHNSON, J., KING, J., LEMMETYNEN, J., SANDELLS, M., RUTTER, N., SIQUEIRA, P., NOLIN, A., OSMANOGLU, B., VUYOVICH, C., KIM, E., TAYLOR, D., MERKOURIADI, I., BRUCKER, L., NAVARI, M., DUMONT, M., KELLY, R., KIM, R. S., LIAO, T.-H., BORAH, F. et XU, X. (2022). Review article : Global monitoring of snow water equivalent using high-frequency radar remote sensing. *The Cryosphere*, 16(9):3531–3573. <https://doi.org/10.5194/tc-16-3531-2022>.
- TUBINI, N., GRUBER, S. et RIGON, R. (2021). A method for solving heat transfer with phase change in ice or soil that allows for large time steps while guaranteeing energy conservation. *The Cryosphere*, 15(6):2541–2568. <https://doi.org/10.5194/tc-15-2541-2021>.
- TUZET, F., DUMONT, M., LAFAYSSE, M., PICARD, G., ARNAUD, L., VOISIN, D., LEJEUNE, Y., CHARROIS, L., NABAT, P. et MORIN, S. (2017). A multilayer physically based snowpack model simulating direct and indirect radiative impacts of light-absorbing impurities in snow. *The Cryosphere*, 11(6):2633–2653. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2633-2017>.
- TUZET, F., DUMONT, M., PICARD, G., LAMARE, M., VOISIN, D., NABAT, P., LAFAYSSE, M., LARUE, F., REVUELTO, J. et ARNAUD, L. (2020). Quantification of the radiative impact of light-absorbing particles during two contrasted snow seasons at Col du Lautaret (2058 m a.s.l., French Alps). *The Cryosphere*, 14(12):4553–4579. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4553-2020>.
- VANNITSEM, S., WILKS, D. S. et MESSNER, J. W. (2018). *Statistical postprocessing of ensemble forecasts*. Elsevier, 1 édition. <https://doi.org/10.1016/C2016-0-03244-8>.
- VARHOLA, A., COOPS, N., WEILER, M. et MOORE, R. (2010). Forest canopy effects on snow accumulation and ablation : An integrative review of empirical results. *J. Hydrol.*, 392:219–233. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.08.009>.
- VEILLON, F., DUMONT, M., AMORY, C. et FRUCTUS, M. (2021). A versatile method for computing optimized snow albedo from spectrally fixed radiative variables : VALHALLA v1.0. *Geosci. Model Dev.*, 14(12):7329–7343. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-7329-2021>.
- VERFAILLIE, D., DÉQUÉ, M., MORIN, S. et LAFAYSSE, M. (2017). The method ADAMONT v1.0 for statistical adjustment of climate projections applicable to energy balance land surface models. *Geosci. Model Dev.*, 10(11):4257–4283. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4257-2017>.
- VERFAILLIE, D., LAFAYSSE, M., DÉQUÉ, M., ECKERT, N., LEJEUNE, Y. et MORIN, S. (2018). Multi-component ensembles of future meteorological and natural snow conditions for 1500 m altitude in the Chartreuse mountain range, Northern French Alps. *The Cryosphere*, 12(4):1249–1271. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1249-2018>.
- VERNAY, M., LAFAYSSE, M., MERINDOL, L., GIRAUD, G. et MORIN, S. (2015). Ensemble Forecasting of snowpack conditions and avalanche hazard. *Cold Reg. Sci. Tech.*, 120:251–262. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2015.04.010>.

- VERNAY, M., LAFAYASSE, M., MONTEIRO, D., HAGENMULLER, P., NHEILI, R., SAMACOÏTS, R., VERFAILLIE, D. et MORIN, S. (2022). The S2M meteorological and snow cover reanalysis over the French mountainous areas : description and evaluation (1958–2021). *Earth Syst. Sci. Data*, 14(4):1707–1733. <https://doi.org/10.5194/essd-14-1707-2022>.
- VEYSSIÈRE, G., KARBOU, F., MORIN, S., LAFAYASSE, M. et VIONNET, V. (2019). Evaluation of Sub-Kilometric Numerical Simulations of C-Band Radar Backscatter over the French Alps against Sentinel-1 Observations. *Remote Sens.*, 11(1). <https://doi.org/10.3390/rs11010008>.
- VIALON-GALINIER, L., HAGENMULLER, P. et LAFAYASSE, M. (2020). Forcing and evaluating detailed snow cover models with stratigraphy observations. *Cold Reg. Sci. Tech.*, 180:103163. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2020.103163>.
- VIALON-GALINIER, L., HAGENMULLER, P. et ECKERT, N. (2022a). Combining snow physics and machine learning to predict avalanche activity : does it help? *The Cryosphere Discussions*, 2022:1–23. <https://doi.org/10.5194/tc-2022-108>.
- VIALON-GALINIER, L., HAGENMULLER, P., REUTER, B. et ECKERT, N. (2022b). Modelling snowpack stability from simulated snow stratigraphy : Summary and implementation examples. *Cold Reg. Sci. Tech.*, 201:103596. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2022.103596>.
- VINCENT, L., LEJEUNE, Y., LAFAYASSE, M., BOONE, A., LE GAC, E., COULAUD, C., FRECHE, G. et SICART, J. (2018). Interception of snowfall by the trees is the main challenge for snowpack simulations under forests. *In Proceedings of the International Snow Science Workshop - Innsbruck, Austria*, pages 705–710. <http://arc.lib.montana.edu/snow-science/item/2631>.
- VIONNET, V., BRUN, E., MORIN, S., BOONE, A., MARTIN, E., FAROUX, S., LE-MOIGNE, P. et WILLEMET, J.-M. (2012). The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geosci. Model. Dev.*, 5:773–791. <https://doi.org/10.5194/gmd-5-773-2012>.
- VIONNET, V., GUYOMARC'H, G., BOUVET, F. N., MARTIN, E., DURAND, Y., BELLOT, H., BEL, C. et PUGLIÈSE, P. (2013). Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period : Observations and modelling. *Adv. Water Res.*, 55(0):53 – 63. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.004>.
- VIONNET, V., MARTIN, E., MASSON, V., GUYOMARC'H, G., NAAIM-BOUVET, F., PROKOP, A., DURAND, Y. et LAC, C. (2014). Simulation of wind-induced snow transport and sublimation in alpine terrain using a fully coupled snowpack/atmosphere model. *The Cryosphere*, 8(2):395–415. <https://doi.org/10.5194/tc-8-395-2014>.
- VIONNET, V., BÉLAIR, S., GIRARD, C. et PLANTE, A. (2015). Wintertime Subkilometer Numerical Forecasts of Near-Surface Variables in the Canadian Rocky Mountains. *Mon. Weather Rev.*, 143(2):666 – 686. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00128.1>.
- VIONNET, V., DOMBROWSKI-ETCHEVERS, I., LAFAYASSE, M., QUÉNO, L., SEITY, Y. et BAZILE, E. (2016). Numerical weather forecasts at kilometer scale in the French Alps : evaluation and applications for snowpack modelling. *J. Hydrometeor.* <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0241.1>.
- VIONNET, V., MARTIN, E., MASSON, V., LAC, C., NAAIM BOUVET, F. et GUYOMARC'H, G. (2017). High-Resolution Large Eddy Simulation of Snow Accumulation in Alpine Terrain. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122(20):11,005–11,021. <https://doi.org/10.1002/2017JD026947>.
- VIONNET, V., GUYOMARC'H, G., LAFAYASSE, M., NAAIM-BOUVET, F., GIRAUD, G. et DELIOT, Y. (2018). Operational implementation and evaluation of a blowing snow scheme for avalanche hazard forecasting. *Cold Reg. Sci. Tech.*, 147:1–10. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.12.006>.
- VIONNET, V., SIX, D., AUGER, L., DUMONT, M., LAFAYASSE, M., QUÉNO, L., RÉVEILLET, M., DOMBROWSKI ETCHEVERS, I., THIBERT, E. et VINCENT, C. (2019). Sub-kilometer precipitation datasets for snowpack and glacier modeling in alpine terrain. *Front. Earth Sci.*, 7:182. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00182>.
- VIONNET, V., FORTIN, V., GABORIT, E., ROY, G., ABRAHAMOWICZ, M., GASSET, N. et POMEROY, J. W. (2020). Assessing the factors governing the ability to predict late-spring flooding in cold-region mountain basins. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 24(4):2141–2165. <https://doi.org/10.5194/hess-24-2141-2020>.
- VIONNET, V., MARSH, C. B., MENOUNOS, B., GASCOIN, S., WAYAND, N. E., SHEA, J., MUKHERJEE, K. et POMEROY, J. W. (2021). Multi-scale snowdrift-permitting modelling of mountain snowpack. *The Cryosphere*, 15(2):743–769. <https://doi.org/10.5194/tc-15-743-2021>.
- VIONNET, V., VERVILLE, M., FORTIN, V., BRUGMAN, M., ABRAHAMOWICZ, M., LEMAY, F., THÉRIAULT, J. M., LAFAYASSE, M. et MILBRANDT, J. A. (2022). Snow Level From Post-Processing of Atmospheric Model Improves Snowfall Estimate and Snowpack Prediction in Mountains. *Water Resour. Res.*, 58(12):e2021WR031778. <https://doi.org/10.1029/2021WR031778>.
- VOISIN, N., PAPPENBERGER, F., LETTENMAIER, D. P., BUIZZA, R. et SCHAAKE, J. C. (2011). Application of a Medium-Range Global Hydrologic Probabilistic Forecast Scheme to the Ohio River Basin. *Wea. Forecasting*, 26(4):425–446. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-10-05032.1>.
- VOLLER, V. R. (1985). Implicit Finite-difference Solutions of the Enthalpy Formulation of Stefan Problems. *IMA Journal of Numerical Analysis*, 5(2):201–214. <https://doi.org/10.1093/imanum/5.2.201>.

- WANG, T., OTTLÉ, C., BOONE, A., CIAIS, P., BRUN, E., MORIN, S., KRINNER, G., PIAO, S. et PENG, S. (2013). Evaluation of an improved intermediate complexity snow scheme in the ORCHIDEE land surface model. *J. Geophys. Res.*, 118(12):6064–6079. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50395>.
- WANG, X. et BISHOP, C. (2005). Improvement of ensemble reliability with a new dressing kernel. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 131(607, A):965–986. <https://doi.org/10.1256/qj.04.120>.
- WEISMAN, M., SKAMAROCK, W. et KLEMP, J. (1997). The resolution dependence of explicitly modeled convective systems. *Mon. Weather Rev.*, 125(4):527–548. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<0527:TRDOEM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<0527:TRDOEM>2.0.CO;2).
- WEVER, N., FIERZ, C., MITTERER, C., HIRASHIMA, H. et LEHNING, M. (2014). Solving Richards Equation for snow improves snowpack meltwater runoff estimations in detailed multi-layer snowpack model. *The Cryosphere*, 8(1):257–274. <https://doi.org/10.5194/tc-8-257-2014>.
- WEVER, N., SCHMID, L., HEILIG, A., EISEN, O., FIERZ, C. et LEHNING, M. (2015). Verification of the multi-layer SNOWPACK model with different water transport schemes. *The Cryosphere*, 9(6):2271–2293. <https://doi.org/10.5194/tc-9-2271-2015>.
- WEVER, N., VERA VALERO, C. et FIERZ, C. (2016a). Assessing wet snow avalanche activity using detailed physics based snowpack simulations. *Geophys. Res. Lett.*, 43(11):5732–5740. <https://doi.org/10.1002/2016GL068428>.
- WEVER, N., WURZER, S., FIERZ, C. et LEHNING, M. (2016b). Simulating ice layer formation under the presence of preferential flow in layered snowpacks. *The Cryosphere*, 10(6):2731–2744. <https://doi.org/10.5194/tc-10-2731-2016>.
- WILKS, D. (2005). Effects of stochastic parametrizations in the Lorenz ‘96 system. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 131(606, B):389–407. <https://doi.org/10.1256/qj.04.03>.
- WILKS, D. S. et HAMILL, T. M. (2007). Comparison of ensemble-MOS methods using GFS reforecasts. *Mon. Weather Rev.*, 135(6):2379–2390. <https://doi.org/10.1175/MWR3402.1>.
- WINSTRAL, A., MAGNUSSON, J., SCHIRMER, M. et JONAS, T. (2019). The Bias-Detecting Ensemble : A New and Efficient Technique for Dynamically Incorporating Observations Into Physics-Based, Multilayer Snow Models. *Water Resour. Res.*, 55(1):613–631. <https://doi.org/10.1029/2018WR024521>.
- WMO (2018). Preliminary 2018 Edition of the Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. Rapport technique 8, World Meteorological Organization. CIMO Guide, Volume II, chapter 2, page 34, http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/CIMO-Guide/Prelim_2018_ed/8_cryo_2_en_MR.pdf.
- XU, L. et DIRMEYER, P. (2011). Snow-atmosphere coupling strength in a global atmospheric model. *Geophys. Res. Lett.*, 38(13). <https://doi.org/10.1029/2011GL048049>.
- YU, N., GAUSSIAT, N. et TABARY, P. (2018). Polarimetric X-band weather radars for quantitative precipitation estimation in mountainous regions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(717):2603–2619. <https://doi.org/10.1002/qj.3366>.
- ZAMO, M., BEL, L., MESTRE, O. et STEIN, J. (2016). Improved Gridded Wind Speed Forecasts by Statistical Postprocessing of Numerical Models with Block Regression. *Weather Forecast.*, 31(6):1929 – 1945. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-16-0052.1>.
- ZAPPA, M., POS, F., STRASSER, U., WARMERDAM, P. et GURTZ, J. (2003). Seasonal water balance of an Alpine catchment as evaluated by different methods for spatially distributed snowmelt modelling. *Hydrol. Res.*, 34(3):179–202. <https://doi.org/10.2166/nh.2003.0003>.
- ZHANG, W., SHEN, Y., WANG, X., KANG, S., CHEN, A., MAO, W. et ZHONG, X. (2021). Snow cover controls seasonally frozen ground regime on the southern edge of Altai Mountains. *Agric. For. Meteorol.*, 297:108271. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2020.108271>.
- ZWEIGEL, R. B., WESTERMANN, S., NITZBON, J., LANGER, M., BOIKE, J., ETZELMÜLLER, B. et VIKHAMAR SCHULER, T. (2021). Simulating Snow Redistribution and its Effect on Ground Surface Temperature at a High-Arctic Site on Svalbard. *J. Geophys. Res. Earth. Surf.*, 126(3):e2020JF005673. <https://doi.org/10.1029/2020JF005673>.

Liste des acronymes

ADAMONT	ADApation MONTagne (méthode de descente d'échelle et de correction statistique des GCM-RCM)
AGU	American Geophysical Union
AROME	Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle (modèle de Prévision Numérique du Temps à aire limitée et non hydrostatique)
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (modèle global de Prévision Numérique du Temps)
Crocus	Nom du modèle de manteau neigeux le plus détaillé de ISBA.
BDAP	Base de Données Analysées et Prévues
BSS	Brier Skill Score
CESBIO	Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (Toulouse)
CEN	Centre d'Etudes de la Neige, groupe de recherche du CNRM à Grenoble
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
CRPS	Continuous Ranked Probability Score
CRPSS	Continuous Ranked Probability Skill Score
CSG	Censored Shifted Gamma (loi de distribution statistique)
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EDELWEISS	Ensemble Distributed model of snow Evolution with aSSimilation (système numérique en projet pour la simulation du manteau neigeux sur les montagnes françaises)
EGU	European Geosciences Union
EMOS	Ensemble Model Output Statistics
ENM	Ecole Nationale de la Météorologie
ESCROC	Ensemble System CROCus (Version d'ensemble du modèle Crocus)
ESM-SnowMIP	Earth Surface Models - Snow Model Intercomparison
EURO-CORDEX	Coordinated Downscaling Experiment - European Domain
FSM	Factorial Snow Model
GCM	Modèle de Circulation Générale
GMAP	Groupe de Modélisation et d'Assimilation pour la Prévision, groupe de recherche du CNRM à Toulouse
GMME	Groupe de Météorologie de Moyenne Echelle, groupe de recherche du CNRM à Toulouse
HN24	Hauteur de Neige fraîche en 24 heures
IGE	Institut des Géosciences de l'Environnement
INRAE	Institut National de Recherche pour l'Agriculture, l'Alimentation et l'Environnement
IRN	Indice de Risque Naturel de déclenchement d'avalanches
ISBA	Interactions Sol Biosphère Atmosphère (modèle de surfaces continentales implémenté dans SURFEX)
ISBA-ES	Explicit Snow (modèle de neige de complexité intermédiaire)
ITM	Ingénieur des Travaux de la Météorologie
IVORI	New insights on the snow cover : from snowflakes to ice sheets, in seconds to centuries (projet de recherche)
LECA	Laboratoire d'Ecologie Alpine (Grenoble)
MAR	Modèle Atmosphérique Régional
MEB	Multiple Energy Balance (extension récente d'ISBA pour représenter la végétation de façon explicite)
MEPRA	Modèle Expert pour la Prévision du Risque d'Avalanches

MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (instrument embarqué sur les satellites Terra et Aqua la NASA)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
PEAROME	Prévision d'Ensemble AROME
PEARP	Prévision d'Ensemble ARPEGE
PNT	Prévision Numérique du Temps
PROSNOW	Provision of a prediction system allowing for management and optimization of snow in Alpine ski resorts (projet de recherche)
QRF	Quantile Regression Forests
RCM	Modèle de Climat Régional
RCP	Radiative Concentration Pathway
RMSE	Root Mean Square Error
S2M	SAFRAN - SURFEX/ISBA/Crocus - MEPRA
SAFRAN	Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige
SENSASS	Simulation de l'Evolution de la Neige Soufflée avec ASSimilation de données (projet de recherche)
Sentinel 1, 2, 3	Programmes satellites de l'Agence Spatiale Européenne (ESA)
SLF	Institut pour l'étude de la neige et des avalanches (Davos, Suisse)
SNOWPACK	Modèle de manteau neigeux développé en Suisse par le SLF.
SNTHERM	SNow THERmal Model
SSA	Specific Surface Area
SURFEX	SURface EXternalisée (système modulaire de modélisation de la surface, utilisable en offline ou couplé aux modèles atmosphériques)
SVS2	Soil-Vegetation-Snow version 2 (modèle de surface)
TARTES	Two-streAm Radiative TransfEr in Snow model (modèle de transfert radiatif optique implémenté dans Crocus)
TOP	Trajectories of Pastoralism (projet de recherche)
TSM	Terrestrial Snow Mass Mission (future mission satellite de l'agence spatiale Canadienne)
TRISHNA	Thermal infraRed Imaging Satellite for High-resolution Natural resource Assessment (future mission satellite du CNES et de l'agence spatiale Indienne)
WRF	Weather Research and Forecasting model