



HAL
open science

Dépôt, devenir et impact radiatif des impuretés dans le manteau neigeux : analyse des processus, simulations numériques et implications

François Tuzet

► To cite this version:

François Tuzet. Dépôt, devenir et impact radiatif des impuretés dans le manteau neigeux : analyse des processus, simulations numériques et implications. Ecologie, Environnement. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2019. Français. NNT : 2019TOU30316 . tel-03191310

HAL Id: tel-03191310

<https://theses.hal.science/tel-03191310>

Submitted on 7 Apr 2021

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.



THÈSE

En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse III - Paul Sabatier*

Présentée et soutenue le *12/11/2019* par :
François TUZET

**Dépôt, devenir et impact radiatif des impuretés dans le manteau
neigeux: analyse des processus, simulations numériques et
implications**

JURY

M. BERNARD SCHMITT	Président du Jury/Rapporteur
M. GÉRARD DEDIEU	Examineur
MME CLAUDIA DI BIAGIO	Examinatrice
M. PAUL GINOUX	Rapporteur
MME MARIE DUMONT	Directeur de la thèse
M. GHISLAIN PICARD	Co-directeur de la thèse

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Surfaces et interfaces continentales, Hydrologie

Unité de Recherche :

Centre National de Recherches Météorologiques (UMR 3589)

Directeur(s) de Thèse :

Marie Dumont et Ghislain Picard

Rapporteurs :

Paul Ginoux et Bernard Schmitt

Résumé

L'une des propriétés les plus fascinantes de la neige est sa blancheur, capable de transformer complètement un paysage en quelques heures. Cette couleur vient de la capacité unique de la neige à réfléchir le rayonnement solaire dans les longueurs d'onde visibles, c'est-à-dire son fort albédo. Cette particularité de la neige est d'une importance cruciale pour le bilan énergétique de surface et par conséquent pour un large éventail de questions sociales, écologiques et climatiques. La blancheur de la neige peut, cependant, être altérée par la présence d'impuretés absorbantes. Dans les Alpes européennes, deux types d'impuretés absorbantes impactent significativement l'évolution saisonnière du manteau neigeux : le carbone suie et les poussières minérales du Sahara. Cette thèse vise à mieux comprendre et modéliser le dépôt, l'évolution et l'impact de ces impuretés absorbantes sur les manteau neigeux saisonnier des Alpes françaises. À cette fin, trois problématiques principales sont abordées :

- **Quels types d'impuretés absorbantes sont présentes dans un manteau neigeux saisonnier alpin et en quelle quantité ? Avec quelle incertitude peut-on estimer leurs concentrations à partir de mesures ?**
- **Quels impacts radiatifs ont les dépôts d'impuretés absorbantes sur l'évolution du manteau neigeux et comment varient t-ils d'une année à l'autre ?**
- **Peut on modéliser cet impact en se servant des modèles de manteau neigeux et des modèles atmosphériques de chimie-aérosols ?**

Tout d'abord, une représentation explicite du dépôt et de l'évolution des impuretés absorbantes a été implémentée dans le modèle détaillé de manteau neigeux SURFEX/ISBA-Crocus. Ces nouveaux développements permettent de modéliser l'assombrissement de la surface de la neige par les impuretés absorbantes (impact direct) ainsi que leurs interactions avec le métamorphisme de la neige (impacts indirects). Les simulations de l'enneigement au Col de Porte, forcées par des flux de dépôt d'impuretés absorbantes provenant du modèle atmosphérique de chimie-aérosols ALADIN-Climate, mettent en évidence un raccourcissement de la saison de neige allant jusqu'à 9 jours en raison du carbone suie et des poussières minérales sahariennes.

Ensuite, une campagne de terrain de deux ans a été menée au site d'étude du Col du Lautaret. Pendant deux saisons d'hiver, la concentration en impuretés absorbantes ainsi que les propriétés physiques et optiques du manteau neigeux ont été mesurées chaque semaine. Ce jeu de données unique est d'abord utilisé pour ouvrir la voie à une nouvelle méthode visant à estimer le profil vertical de concentration en impuretés absorbantes dans la neige à partir de mesures de profils d'irradiance spectrale. L'évaluation de cette méthode par rapport aux mesures chimiques met en évidence la difficulté d'établir un lien entre la chimie de la neige et ses propriétés optiques. Une seconde étude compare ensuite les mesures d'albédos spectraux, les mesures chimiques d'impuretés absorbantes et des simulations du manteau neigeux. Cette étude corrobore le problème mentionné précédemment et souligne une lacune dans notre compréhension actuelle des mesure chimiques dans la neige. L'impact des impuretés absorbantes au Col du Lautaret pour ces deux années est évalué en utilisant la version ensembliste de SURFEX/ISBA-Crocus. La présence d'impuretés absorbantes raccourci la durée d'enneigement de 10 ± 5 et 11 ± 1 jours pour les deux saisons.

Les études ponctuelles de l'impact des impuretés absorbantes réalisées au cours de cette thèse ouvrent la voie à une étude d'impact à l'échelle de toutes les Alpes et sur de plus longues périodes.

Abstract

One of the most fascinating properties of snow is its whiteness, and its ability to fully transform a landscape in a couple of hours. This color is due to the unique ability of snow to reflect solar radiation in the visible wavelengths, i.e. its high albedo. This particularity of snow is of crucial importance for the surface energy budget and consequently for a wide range of social, ecological and climatic issues. However, the whiteness of the snow cover can be altered by the presence of Light Absorbing Particles (LAPs) on and close below its surface. In the European Alps, two types of LAPs are suspected to have a significant impact on the evolution of seasonal snow : Black Carbon (BC) and Saharan mineral dust. This thesis aims at a better understanding and modelling of the deposition, evolution and impact of LAPs on the seasonal snowpack in the French Alps. To this aim, three main questions are addressed :

- **What types of LAPs are present in a seasonal alpine snowpack and in what quantity? How well can we estimate their concentration in snow based on measurements?**
- **What is the impact of LAPs on snowpack evolution and how does this impact vary in time?**
- **Are we able to model this impact using state-of-the-art atmospheric chemical transport models and detailed snowpack models?**

First, an explicit representation of LAPs was implemented in the detailed snowpack model SURFEX/ISBA-Crocus. These new developments enable to account for darkening of the snow surface by LAPs (direct impact) as well as their interactions with snow metamorphism (indirect impacts). Snowpack simulations at Col de Porte (1326 m a.s.l.) using LAP deposition fluxes from an atmospheric model highlight a shortening of the snow season by up to 9 days due to BC and dust.

Second, a two-year field campaign was conducted at Col du Lautaret study site (2058 m a.s.l, French Alps). During two winter seasons, concentrations of LAPs as well as physical and optical properties of the snowpack were measured weekly from the onset to the total melt-out of the snowpack. This unique dataset was first used to pave the way for a novel method to estimate vertical profiles of LAP concentration in snow from spectral irradiance profile measurements. This method was evaluated against chemical measurements pointing out difficulties to relate snow chemistry to its radiative properties. A second study was then dedicated to the comparison of spectral albedo measurements, chemical measurements of LAPs near the surface and snowpack simulations. This latter study corroborates the issue previously mentioned and points out a gap in the current understanding of chemical measurements of BC in snow. The impact of LAPs at Col du Lautaret over the two years was evaluated using the ensemble modeling framework of SURFEX/ISBA-Crocus. We estimated that the shortening of the snow season due to LAPs was around 10 ± 5 and $11\text{pm}1$ days for both seasons respectively.

The studies of the impact of LAP carried out at a single location during this thesis pave the way for a larger scale study of the impacts of LAP deposition across the Alps over longer periods.

Table des matières

Résumé	i
Abstract	iii
Table des matières	v
Introduction Générale	xi
Remerciements	xv
Abbréviations et acronymes	xix
1 Neige et impuretés absorbantes	1
1.1 Introduction	3
1.2 La neige	3
1.2.1 Sur l'importance de la neige	3
Cycle hydrologique	3
Catastrophes naturelles	4
Tourisme hivernal	4
Écologie	5
Climat	5
1.2.2 Propriétés physiques du manteau neigeux	5
Grandeurs intégrées	6
Grandeurs locales	6
1.2.3 Évolution de la neige	9
Bilan d'énergie	11
1.3 Modélisation de la neige : Pourquoi et comment ?	13
1.3.1 Modélisation du manteau neigeux : SURFEX/ISBA-Crocus	13
1.3.2 Modélisation ensembliste : ESCROC	15
1.4 Optique de la neige et impuretés absorbantes : État de l'art et implications .	16
1.4.1 Albédo de la neige pure	16
1.4.2 Les impuretés absorbantes : mode d'emploi	19
Dépôt et évolution des impuretés absorbantes	20
Impact radiatif des impuretés absorbantes	22
1.4.3 État de l'art et limitations	25
Impact des impuretés : quelques chiffres	26
Mesures dans la neige	27
Modélisation du transfert radiatif	29

	Modélisation de l'évolution du manteau neigeux en présence d'impuretés absorbantes	31
1.5	Problématiques et objectifs de la thèse	33
1.6	Travaux réalisés et plan du manuscrit	34
2	Implémentation de l'impact des impuretés absorbantes dans Crocus	39
2.1	Résumé étendu	41
2.2	Abstract	46
2.3	Introduction	47
2.4	Model description	50
2.4.1	LAI representation in Crocus	50
	LAI deposition	51
	LAI evolution within the snowpack	53
2.4.2	Radiative transfer model in snow TARTES	54
2.4.3	Atmospheric radiative transfer model ATMOTARTES	54
2.5	Data and methods	55
2.5.1	Data and study site	55
2.5.2	Spectral albedo processing	56
2.5.3	Model setup	56
2.5.4	Broadband albedo computation	57
2.5.5	Estimation of direct and indirect impacts	58
2.6	Results	59
2.6.1	Impact of scavenging on the simulated BC vertical profiles	59
2.6.2	Bulk snowpack variables	60
2.6.3	Near-surface properties	61
2.6.4	Broadband shortwave albedo	63
2.6.5	Profiles of impurity concentration	63
2.6.6	Quantification of direct and indirect LAI radiative impact	64
2.7	Discussion	65
2.7.1	Simulated LAI contents	65
2.7.2	Impact on Crocus melting rate	67
2.7.3	Direct and indirect radiative impact of LAIs	68
2.7.4	Shortwave albedo computation	69
2.7.5	Model limitations	69
2.8	Conclusion and outlooks	70
2.9	Corrigendum	73
3	Campagne de mesure au col du Lautaret	77
3.1	Introduction	79
3.2	Stratégie et sites de mesure	79
3.2.1	Site principal et son instrumentation : le site FluxAlp	81
3.2.2	Site secondaire : site Nord	83
3.3	Préparation, déroulement et post-traitement d'une journée de mesure	84
3.3.1	Préparation d'une journée de mesure	84
3.3.2	Protocole de mesure	85
	Arrivée sur le site	86
	Mesures optiques	86

	Mesures des propriétés physiques de la neige	91
	Prélèvement des échantillons de chimie	94
3.3.3	Mise au propre des données collectées	95
3.4	Données acquises	96
3.4.1	Concentrations en BC et poussières minérales	96
3.4.2	SSA et masse volumique	98
3.4.3	Propriétés optiques	99
	Albédo spectraux et ratio diffus/total	99
	Profils spectraux d'irradiance	99
3.5	Apports personnels de la campagne	100
4	Impact des impuretés absorbantes sur les profils d'irradiance spectraux	103
4.1	Résumé étendu	105
4.2	Abstract	111
4.3	Introduction	112
4.4	Data and study site	114
4.4.1	Spectral irradiance profiles (SIPs)	114
4.4.2	Snow pit data	115
4.4.3	Chemical analyses	115
4.5	Methods	116
4.5.1	LAP concentration	116
4.5.2	Selection of homogeneous layers in SIP measurement	117
4.5.3	Asymptotic flux extinction coefficient estimation	118
4.5.4	LAP retrieval algorithm	119
	Theory	119
	Algorithm	121
4.6	Results	124
4.6.1	LAP estimation with optimal parameters	124
4.6.2	Impact of LAP properties	125
4.6.3	Impact of snow physical parameters	126
4.6.4	SIP spectral information	127
4.6.5	Impact of liquid water	129
4.7	Discussion	129
4.7.1	Discrepancy between measured LAP concentrations and induced absorption	129
4.7.2	Impact of water	131
4.7.3	Additional sources of error in the measurements	132
	Impact of the rod	132
	Presence of other LAPs	132
	Spectral signature of LAPs	132
4.8	Conclusion	133
4.9	Summary of the acronyms	135
5	Impact des impuretés au Col du Lautaret	137
5.1	Résumé étendu	139
5.2	Abstract	144
5.3	Introduction	145

5.4	Materials	148
5.4.1	Study site	148
5.4.2	Snow spectral albedo measurements	149
5.4.3	Snowpit measurements	149
5.4.4	Ensemble snowpack simulations	150
	Meteorological forcing	150
	Forcing of LAP deposition fluxes	151
	Simulation framework	151
5.5	Methods	152
5.5.1	Radiative transfer modeling	152
5.5.2	LAP and SSA estimation from spectral albedo	152
5.5.3	LAP concentration terminology	153
5.5.4	Handling of the ensemble simulation	154
5.6	Results	155
5.6.1	Two contrasted snow seasons	155
5.6.2	Measured near-surface properties	156
5.6.3	Ensemble simulations	159
5.6.4	LAP radiative impacts and consequence on melt	161
5.6.5	Apportionment between BC and dust impacts	162
5.7	Discussion	163
5.7.1	On chemical measurements in snow	163
5.7.2	Discrepancies between optical and chemical measurements	163
5.7.3	On the impact of LAP	164
	Variability of the impact on melt date	164
	Indirect impact	165
	BC vs. dust	165
5.8	Conclusion	165
5.9	Summary of the acronyms	168
5.10	Informations supplémentaires	169
5.10.1	Nouveaux développements du modèle	169
5.10.2	Simulations supplémentaires	170
	Utilisation des flux de dépôts du modèle MOCAGE	170
	Activation du lessivage des impuretés absorbantes	172
6	Conclusion générale et perspectives	175
6.1	Conclusion générale	177
6.2	Perspectives	181
	Bibliographie	185
	Liste des tableaux	205
	Table des figures	207
	Appendices	211
A	Autres travaux	211

B	Poussières minérales et avalanches	215
C	Données supplémentaires acquises	221
D	Dust Experiment	227
E	Fiche détaillée de la station Flux'ALp	243

Introduction Générale

La neige est une composante cruciale de notre système Terre. Dans de nombreuses vallées de montagne, la neige a un impact majeur sur l'économie locale en favorisant le tourisme hivernal mais aussi à cause des catastrophes naturelles comme les avalanches ou les inondations. De plus, un sixième de la population mondiale dépend de la fonte de la neige et des glaces pour sa ressource en eau. Savoir prédire précisément l'évolution saisonnière de la neige et sa fonte au printemps est donc un enjeu important pour de nombreuses populations, d'autant plus dans le contexte de changement climatique (Barnett et al., 2005; Spandre et al., 2019).

Lorsque l'on parle de la neige, une des premières choses à laquelle on pense est sa couleur : blanche. Cette couleur vient de la capacité de la neige à fortement réfléchir la lumière, c'est à dire son fort albédo. La neige est, en effet, le matériau le plus réfléchissant présent naturellement à la surface de la Terre (Dozier et al., 2009). En hiver la neige recouvre jusqu'à 40 % de l'hémisphère Nord, réduisant considérablement la quantité d'énergie solaire absorbée par la surface. De ce fait, comprendre les variations de l'albédo de la neige est un point crucial pour le bilan d'énergie de la Terre et notre système climatique.

En réalité, la neige n'est pas toujours blanche. Elle peut être ternie par la présence d'impuretés qui pour certaines diminuent son pouvoir réfléchissant. Ces dernières sont appelées impuretés absorbantes et ont pour conséquence d'augmenter la quantité d'énergie absorbée par la neige, modifiant sa dynamique de fonte (e.g. Di Mauro et al., 2015) et renforçant les rétroactions positives liées à son albédo (Doherty et al., 2013). Selon les régions du globe, divers types d'impuretés absorbantes peuvent être présentes dans la neige comme le carbone suie, les poussières minérales, les cendres volcaniques ou encore les algues et autres matières organiques. Dans les régions les plus impactées, la présence d'impuretés absorbantes dans la neige peut avancer la date de fonte du manteau neigeux saisonnier jusqu'à 50 jours (Skiles et al., 2012).

Dans les Alpes, deux types d'impuretés absorbantes impactent de manière significative le manteau neigeux : le carbone suie (e.g. Painter et al., 2013a) et les poussières minérales (e.g. De Angelis and Gaudichet, 1991). Plusieurs facteurs limitent à l'heure actuelle notre caractérisation de leurs impacts dans cette région. D'une part, il existe peu de données expérimentales sur cette problématique (Skiles et al., 2018). D'autre part, la plupart des modèles de manteau neigeux dont le modèle Crocus, utilisé par Météo-France pour la prédiction de l'évolution du manteau neigeux, ne prennent pas directement en compte les impacts des impuretés absorbantes.

Au vu de ces éléments, les objectifs de cette thèse sont les suivants et serviront de fil conducteur tout au long du manuscrit :

- 1. Quels types d'impuretés absorbantes sont présentes dans un manteau neigeux saisonnier alpin et en quelle quantité ? Avec quelle incertitude peut-on estimer leurs concentrations à partir de mesures ?**
- 2. Quels impacts radiatifs ont les dépôts d'impuretés absorbantes sur l'évolution du manteau neigeux et comment varient t-ils d'une année à l'autre ?**

3. Peut-on modéliser cet impact en se servant des modèles de manteau neigeux et des modèles atmosphériques de chimie-aérosols ?

Les notions générales importantes pour comprendre et traiter ces problématiques sont abordées dans le Chapitre 1. Les travaux de modélisation visant à inclure le dépôt, l'évolution et l'impact des impuretés absorbantes dans le modèle détaillé de manteau neigeux Crocus sont ensuite présentés dans le Chapitre 2. Afin de mieux comprendre les interactions entre les impuretés absorbantes et le manteau neigeux, une campagne de mesure a été menée au Col du Lautaret pendant les deux saisons d'hiver 2016-2017 et 2017-2018 (Chapitre 3). La campagne de terrain a d'abord permis de développer une méthode novatrice pour retrouver les concentrations d'impuretés absorbantes à partir de profils d'irradiance spectrale (Chapitre 4). Une évaluation de l'impact des impuretés absorbantes au Col du Lautaret sur ces deux hivers est ensuite présentée au Chapitre 5. Pour finir, les conclusions et les perspectives de cette thèse sont présentées dans le Chapitre 6.



Remerciements

La rédaction de ce manuscrit a été possible grâce à l'aide plus ou moins directe de nombreuses personnes. Tout d'abord, je remercie les rapporteurs du manuscrit ainsi que les membres du jury de ma soutenance sans qui l'accomplissement de ces trois années n'aurait pas été possible. Un immense merci également à Marie, Ghislain et Laurent dont l'encadrement, les conseils et l'expertise a joué un rôle fondamental dans le bon déroulement de ma thèse. J'aimerais aussi remercier toutes les personnes qui m'ont aidé à tirer les pulkas et m'ont accompagné dans les conditions, plus ou moins hostiles, du Col du Lautaret : Maxim, Bertrand, Marie, Laurent, Fanny, Ines, Jesus, Paul, Clement, Fred, Remy, Natasha, Mathieu, Philippe, François, Mark. . . , avec une mention spéciale pour Jacques dont les sens de la débrouille, du bricolage et l'analyse de situation ont été particulièrement utiles ! Un grand merci à l'équipe des jardins botaniques du Lautaret pour leur soutien logistique et humain pour la mise en place de la campagne de mesure du Lautaret et particulièrement à Franck, Pascal et Jean Paul. Merci également à toute l'équipe des chimistes avec qui j'ai eu plaisir à collaborer directement ou indirectement ! Merci particulièrement à Anthony et Didier ainsi qu'aux stagiaires qui ont été mes principaux interlocuteurs pour l'analyse des échantillons de neige.

Outres toutes les personnes précédemment citées j'aimerais également remercier tous les collègues du CEN et du bâtiment Météo-France en général pour la bonne ambiance quotidienne et tous les bons moments partagés. Un grand merci aux prévisionnistes (Vincent, Bernard, Jeff. . .) avec qui j'ai eu plaisir à échanger, que ce soit pour les besoins de la campagne de terrain ou par pur plaisir. Un grand merci à ma famille et à mes amis qui ont cru en moi et n'ont jamais cessé de me soutenir et d'être présents à mes côtés. Papa, maman, ma soeurette, ma nièce adorée, bambi, Laure, floflow, igor, Max, Remy, MC, BBR, Seb, les Jaas c'est un peu grâce à vous ! Un immense merci à Laura pour son aide précieuse à la relecture du manuscrit mais avant tout pour m'avoir supporté et soutenu au quotidien pendant toutes ces années dans les bons moments comme dans les moments difficiles (e.g. la fin de la rédaction), tout ça n'aurait pas été possible sans toi.

Enfin j'ai une pensée toute particulière pour deux personnes, qui nous ont malheureusement quitté au cours de ces trois années, et qui ont eu une importance cruciale dans la réalisation de ce manuscrit et plus généralement de ma vie : mamie et jojo merci pour tout ce que vous m'avez apporté, vous me manquez...

Préambule

Ce manuscrit, rédigé en français, présente les travaux de recherche qui ont été réalisés au cours de ma thèse. Les principaux résultats obtenus ont fait l'objet de publications scientifiques en Anglais dans des revues spécialisées. Ces articles sont inclus en Anglais, dans leur version originale, dans les Chapitres 2, 4 et 5. Afin qu'un lecteur français puisse comprendre les tenants et les aboutissants de ces travaux, un résumé étendu en français se trouve au commencement de ces Chapitres. Bonne lecture.

« As long as you don't choose, everything remains possible. »

Mr. Nobody

Abbréviations et acronymes

AART	A symptotic A pproximation of the R adiative T ransfer
AFEC	A symptotic F lux E xinction C oefficient
ALADIN	A ire L imitée A daptation dynamique D éveloppement I nter N ational
ANENA	A ssociation N ationale pour l'Étude de la N eige et des A valanches
ASSSAP	A lpine S nowpack S pecific S urface A rea P rofiler
BC	B lack C arbon
eqBC	e quivalent B lack C arbon
rBC	r efractive B lack C arbon
eqrBC	e quivalent r efractive B lack C arbon
CEN	C entre d' E tude de la N eige
DISORT	D IScrete O rdinate R adiative T ransfer
DUFISSS	D Ual F requency I ntegrating S phere for S now S SA measurement
EC	E lemental C arbon
eqEC	e quivalent E lemental C arbon
ESCROC	E nsemble S ystem C ROCus
IGE	I nstitut des G éosciences de l'Environnement
LAI	L ight- A bsorbing I mpurity
LAP	L ight- A bsorbing P article
LW	L ong W ave radiation
MAE	M ass A bsorption E fficiency
MOCAGE	M odèle de C himie A tmosphérique A G rande E chelle
OC	O rganic C arbon
PBSAM	P hysically B ased S now A lbedo M odel
POSSSUM	P rofiler O f S now S SA U sing S WIR reflectance M easurement
RF	R adiative F orcing
SAJF	S tation A lpine J ospeh F ourier
SIP	S pectral I rradiance P rofile
SMAP	S now M etamorphism and A lbedo P rocess
SNICAR	S Now, I Ce, and A erosol R adiative
SOLEXS	S OLar E Xtinction in S now
SURFEX	S URface E Xternalisée
SSA	S pecific S urface A rea
SW	S hort W ave radiation
TARTES	T wo-stre A m R adiative T ransf E r in S now
TEL	T eneur en E au L iquide
TLS	T errestrial L aser S can
ZOI	Z one O f I nterest

Chapitre 1

Neige et impuretés absorbantes

Sommaire

1.1	Introduction	3
1.2	La neige	3
1.2.1	Sur l'importance de la neige	3
1.2.2	Propriétés physiques du manteau neigeux	5
1.2.3	Évolution de la neige	9
1.3	Modélisation de la neige : Pourquoi et comment ?	13
1.3.1	Modélisation du manteau neigeux : SURFEX/ISBA-Crocus	13
1.3.2	Modélisation ensembliste : ESCROC	15
1.4	Optique de la neige et impuretés absorbantes : État de l'art et implications	16
1.4.1	Albédo de la neige pure	16
1.4.2	Les impuretés absorbantes : mode d'emploi	19
1.4.3	État de l'art et limitations	25
1.5	Problématiques et objectifs de la thèse	33
1.6	Travaux réalisés et plan du manuscrit	34

1.1 Introduction

Cette thèse de doctorat est à la rencontre entre mesures et modélisation. Deux années de mesures intensives ont été menées au col du Lautaret (Hautes-Alpes) dans le but de mesurer les propriétés physiques, chimiques et radiatives de la neige afin de mieux appréhender l'impact des impuretés absorbantes sur le manteau neigeux. En parallèle, j'ai réalisé des travaux de modélisation visant à inclure le dépôt, l'évolution et l'impact des impuretés absorbantes dans un modèle de simulation du manteau neigeux appelé SURFEX/ISBA-Crocus (Brun et al., 1989, 1992; Vionnet et al., 2012).

Le présent chapitre introduit les notions nécessaires à la compréhension des résultats présentés dans la suite du manuscrit. Il ne s'agit pas d'une bibliographie détaillée des sujets abordés mais plutôt d'une mise en contexte de cette thèse. La Section 1.2 explique d'abord les enjeux principaux liés à la compréhension de la physique de la neige. Elle apporte ensuite une description des propriétés physiques de la neige et explique brièvement la façon dont elle évolue une fois déposée au sol. La Section 1.3 souligne les apports de la modélisation du manteau neigeux. Une attention particulière est portée sur le modèle SURFEX/ISBA-Crocus utilisé au cours de cette thèse. La Section 1.4 dresse ensuite un état de l'art de la compréhension et de la modélisation des interactions entre neige et impuretés absorbantes. Enfin les problématiques soulevées au vu de cet état de l'art sont décrites à la fin de ce Chapitre ainsi que les moyens mis en oeuvre pour y répondre au cours de ma thèse.

1.2 La neige

La définition du dictionnaire pour la neige est la suivante : "Eau congelée qui tombe des nuages en flocons blancs et légers"¹. Cette définition est exacte mais ne rend pas compte de toute la complexité et de toute la variabilité de la neige que l'on peut trouver à la surface du globe. La neige est en fait un matériau poreux composé d'air, de glace et parfois d'eau, sous forme liquide ou gazeuse, à l'intérieur de ses pores. Ses propriétés physiques et son évolution à la surface la placent au cœur de nombreuses problématiques.

1.2.1 Sur l'importance de la neige

La neige est un élément important pour de nombreuses sociétés et pour notre système Terre de manière plus générale. Elle module les conditions de vie, l'économie et l'aménagement des territoires qu'elle recouvre. La compréhension de ces différents enjeux est particulièrement d'actualité car les zones enneigées sont fortement impactées par le changement climatique (e.g. Vincent et al., 2019; Hall and Qu, 2006; Verfaillie et al., 2018).

Cycle hydrologique

Le manteau neigeux joue un rôle clé dans le cycle hydrologique, en particulier dans les zones montagneuses (Hartman et al., 1999). L'évolution des manteaux neigeux saisonniers est particulièrement important car plus d'un sixième de la population mondiale dépend du manteau neigeux saisonnier ou des glaciers pour sa **ressource en eau potable** (Barnett et al., 2005).

1. Tiré du [dictionnaire Larousse en ligne](#)

La neige est également un élément clef pour la gestion des stocks d'eau disponibles pour la **production d'hydro-électricité**. En France, environ 12 % de la production nationale d'électricité provient de l'hydro-électricité² et ce, majoritairement dans les zones de montagne. En effet, 79% de la production hydro-électrique française provient des régions montagneuses³ où la couverture neigeuse impacte fortement le régime hydrologique (e.g. Anderton et al., 2002). En Norvège⁴ ou au Québec⁵, la problématique est encore plus importante car plus de 95% de l'électricité provient de l'hydro-électricité et cette production est fortement influencée par le manteau neigeux saisonnier (e.g. Engeset et al., 2004).

Catastrophes naturelles

Dans les zones de montagne, la neige peut également être à l'origine d'événements dramatiques. **Les avalanches** sont le principal type de catastrophes naturelles associé à la neige. Il existe plusieurs types d'avalanches, dont le déclenchement est en étroite relation avec les propriétés physiques du manteau neigeux. Les avalanches peuvent avoir de lourdes conséquences, humaines comme matérielles.

En France, en moyenne 31 personnes décèdent à cause d'accident d'avalanche chaque année⁶. Quand ces avalanches atteignent des bâtiments, le bilan peut être bien plus lourd. En France, en 1970, deux avalanches de grandes ampleurs ont causé la mort de 111 personnes dans les Alpes à Val d'Isère⁷ et au plateau d'Assy. À la suite de ces deux événements, une prise de conscience générale a fait évoluer les pratiques d'aménagement du territoire, en améliorant la prise en compte et la prédiction de ces catastrophes naturelles. Dans d'autres régions du monde, des avalanches continuent de causer la mort de nombreuses personnes en atteignant des infrastructures comme par exemple en Afghanistan en Février 2017⁸. Des chutes de neige exceptionnelles avaient alors provoquées le déclenchement d'avalanches de grandes ampleurs atteignant des villages et tuant plus de 100 personnes.

En plus des avalanches, la neige peut aussi jouer un rôle dans d'autres catastrophes naturelles comme les **inondations** (e.g. Papa et al., 2007) ou les **glissements de terrain** (e.g. Cardinali et al., 2000). Le déclenchement de ces catastrophes est en effet sensible aux événements intenses de fonte du manteau neigeux ou de pluie sur neige (Pomeroy et al., 2016).

Tourisme hivernal

À l'opposé, dans de nombreuses régions montagneuses et particulièrement dans les Alpes, la neige est devenue au cours des 70 dernières années une attraction particulièrement prisée à travers les **sports d'hiver**. L'industrie du tourisme qui s'est développée autour de ces sports est devenue l'un des moteurs économiques de certaines zones de montagne. Par exemple, en Savoie et en Haute Savoie, 19 % du Produit Intérieur Brut (PIB) annuel 2011/2012, découlait

2. [Bilan électrique 2018 - Europe - Production hydraulique](#)

3. [Bilan électrique 2018 - Territoires et régions - Hydraulique et bioénergies](#)

4. [Production d'électricité en Norvège en 2017](#)

5. [Production d'électricité au Canada en 2016](#)

6. Statistiques issues du rapport "[Accidentologie avalanche 1980-2018](#)" par l'Association Nationale pour l'Étude de la Neige et des Avalanches (ANENA)

7. C'est à la suite de l'Avalanche de Val d'Isère que le Centre d'Étude de la Neige a commencé à jouer un rôle central dans la prévision du risque d'avalanche

8. [Article paru dans Le Monde à ce sujet](#)

du tourisme hivernal (Lecuret et al., 2014). Or, ce tourisme dépend fortement des conditions d'enneigement, d'où l'apparition d'enjeux liés à la fabrication et à l'entretien de la neige en montagne (Spandre et al., 2015, 2016). Ces activités touristiques se révèlent d'ailleurs particulièrement menacées dans le contexte actuel de changement climatique (Spandre et al., 2019).

Écologie

La neige a également un **impact sur les écosystèmes des zones enneigées**. Diverses études ont montré les liens entre les propriétés de la neige et la survie de différentes espèces animales comme par exemple les lemmings (Domine et al., 2018), les orignaux, les cerfs (Mech et al., 1987), et les chamois (Jonas et al., 2008a). La flore montagnarde est également sensible aux variations des propriétés du manteau neigeux et notamment à sa date de fonte (Jonas et al., 2008b). Il est d'autant plus important de comprendre les liens entre éco-système de montagne et enneigement que ces systèmes sont amenés à évoluer rapidement en raison du changement climatique (e.g. Wipf et al., 2009).

Climat

À une échelle plus large, la neige est également un **élément primordial de notre système climatique** (Armstrong and Brun, 2008). En effet, la neige réfléchit plus efficacement le rayonnement solaire que les surfaces sur lesquelles elle se dépose. De ce fait, les surfaces enneigées absorbent moins d'énergie que les surfaces qui ne le sont pas, entraînant un refroidissement de la température dans la basse atmosphère. Dans l'hémisphère nord par exemple, près de 40 % de la surface peut être recouverte de neige en hiver, ce qui réduit drastiquement la quantité d'énergie absorbée par rapport à l'été. Pour connaître l'ampleur du refroidissement induit et donc l'impact climatique de la neige sur la surface de la Terre, il est primordial de caractériser précisément l'albédo de la neige, i.e. la fraction d'énergie solaire qu'elle réfléchit. La forte capacité de la neige à réfléchir le rayonnement solaire est également au cœur d'une importante boucle de rétro-action positive qui accélère la fonte de la neige : plus la température globale augmente et plus la fonte de la neige s'accélère, ce qui diminue la fraction de zones enneigées à la surface du globe entraînant un réchauffement de la température et ainsi de suite.

1.2.2 Propriétés physiques du manteau neigeux

Tous les enjeux liés à la neige sont en lien étroit avec ses propriétés physiques et leurs variations. Avant de se déposer, les flocons de neige peuvent déjà avoir une extrême variété de formes et de propriétés (e.g. Libbrecht, 2005) sur laquelle je ne m'attarderai pas ici.

Une fois à la surface, chaque chute de neige forme une couche, aux propriétés supposées homogènes, qui se dépose plus ou moins parallèlement à la surface sous-jacente. Cette accumulation de différentes couches au fil des mois ou des années est appelée **manteau neigeux** (Colbeck, 1991). La Figure 1.1 montre un exemple de la stratification du manteau neigeux.

Cette thèse se focalise plus particulièrement sur les manteaux neigeux saisonnier, c'est-à-dire qui se constituent et fondent intégralement au cours d'une même année. Pour caractériser ces manteaux neigeux, plusieurs propriétés seront évoquées tout au long de ce manuscrit.



FIGURE 1.1 – Photo illustrant la stratification du manteau neigeux. Ici différentes couches de neige sont déposées sur une souche d'arbre. Photo provenant du bulletin Météo 2009 de la station de Ceillac.

Certaines se réfèrent à la totalité du manteau neigeux (grandeurs intégrées) et d'autres, à une couche précise de ce dernier.

Grandeurs intégrées

Les grandeurs intégrées, c'est-à-dire décrivant le manteau neigeux dans sa totalité, les plus utilisées sont la hauteur et l'équivalent en eau du manteau neigeux. La **hauteur de neige** correspond simplement à l'épaisseur totale de neige recouvrant le sol perpendiculairement à la surface et s'exprime le plus souvent en mètres. L'**équivalent en eau** de la neige correspond à la masse totale de neige présente sur 1 m^2 de sol, toujours perpendiculairement à la surface, et est exprimée en kg m^{-2} . C'est une grandeur particulièrement importante en hydrologie car elle correspond à la masse d'eau qui est stockée sous forme solide sur les surfaces enneigées.

Grandeurs locales

Comme nous l'avons vu précédemment le manteau neigeux est stratifié, il est composé de couches de neige de propriétés différentes. Lorsque l'on s'intéresse aux processus qui se déroulent à l'intérieur du manteau neigeux, il est parfois utile d'observer une couche particulière du manteau neigeux. Voici une liste des propriétés physiques de la neige qui sont fréquemment utilisées au long du manuscrit :

- **La masse volumique** de la neige est l'une des grandeurs les plus fréquemment mesurées. Elle correspond au ratio entre la masse et le volume d'un échantillon de

neige. Cette grandeur sera souvent appelée ρ au long du manuscrit et s'exprime en kg m^{-3} . La neige étant par définition un mélange d'air et de glace, la masse volumique de la neige est forcément inférieure à celle de la glace, i.e. 917 kg m^{-3} . Pour les manteaux neigeux saisonniers, elle varie le plus souvent entre 50 et 700 kg m^{-3} . Il est notable que l'équivalent en eau peut être obtenu en multipliant la hauteur de neige par la masse volumique moyenne du manteau neigeux.

- **La température** des différentes couches de neige est également une grandeur importante. Savoir si le manteau neigeux à une température homogène ou s'il abrite d'importants écarts de température, est particulièrement important pour l'évolution de la neige comme nous le verrons dans la partie 1.2.3. La température maximale d'un échantillon de neige est de 0°C car toute énergie supplémentaire reçue par le manteau est utilisée pour la fusion de la neige.
- **La Teneur en Eau Liquide (TEL)** d'une couche correspond au rapport entre la quantité d'eau présente dans un échantillon de neige et la quantité de matière totale de cet échantillon. Elle s'exprime soit en pourcentage soit comme un ratio sans unité variant de 0 à 1. Quand la température de la neige est inférieure à 0°C , la neige ne contient pas d'eau liquide et sa TEL est donc nulle. Dans ce cas on parlera de neige sèche. Au contraire, si la neige contient de l'eau liquide on parlera de neige humide. La TEL peut être soit volumique soit massique. Respectivement, elle sera définie soit comme le ratio du volume d'eau sur le volume total de l'échantillon soit comme le ratio de la masse d'eau sur la masse totale de l'échantillon.
- **Le type de neige** reflète l'évolution de la neige au sol depuis son dépôt. Les principaux types de neige rencontrés dans les Alpes sont représentés par la Figure 1.2. Tous les types de neige sont recensés dans la classification internationale de la neige au sol qui a été proposée par Fierz et al. (2009). On notera que la cohésion de la neige varie fortement avec le type de neige. De ce fait, le type de neige est une variable essentielle à la prévision du risque d'avalanche (e.g. Brun et al., 1992). Les évolutions de la neige seront décrites plus en détail dans la partie 1.2.3, en lien avec ces différents types de neige.

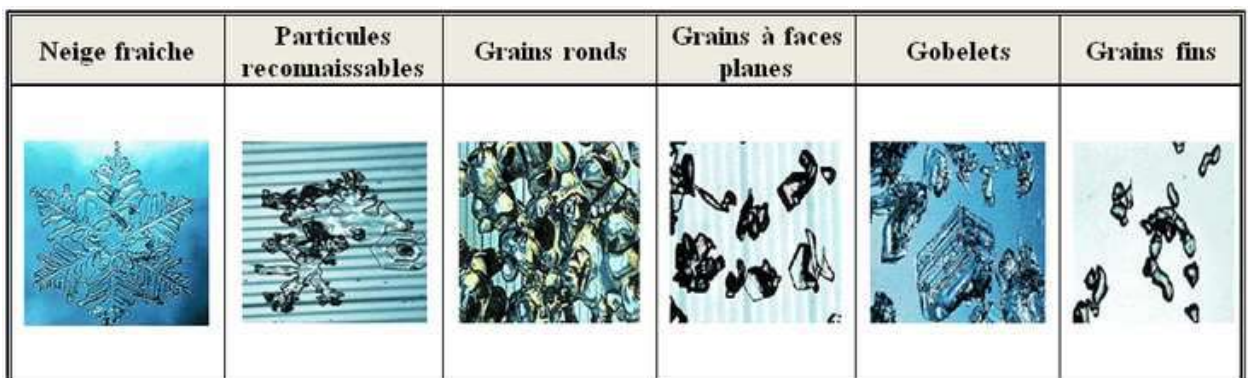


FIGURE 1.2 – Les principaux types de neige rencontrés dans les Alpes. Source : ANENA 2014.

- Une grandeur à laquelle je vais m'intéresser particulièrement au cours de cette thèse est la **taille des grains de neige**. Comme expliqué précédemment, la neige est un

matériau poreux composé d'air et de glace. Il n'est donc pas totalement correct de parler de grain de neige, car la neige n'est pas un amas de grains mais plutôt une matrice de glace contenant de l'air. Cependant, la notion de grain a très longtemps été utilisée, et l'est toujours dans une moindre mesure. Par soucis de simplicité, cette notion de grains sera parfois employée dans ce manuscrit car elle facilite la description de certains processus.

La taille caractéristique des grains de neige est une grandeur très importante pour l'optique de la neige comme expliqué dans la partie 1.4.1. En règle générale les tailles caractéristiques des grains de neige varient du dixième de millimètre à 2 ou 3 millimètres. Cependant, c'est une grandeur très difficile à déterminer car un échantillon de neige peut contenir des grains dont la forme et la taille sont très variables, comme l'illustre la Figure 1.3. Dans le cas de cet échantillon, la taille de grain déterminée par la mesure sera différente si l'on considère par exemple le petit axe ou le grand axe comme taille caractéristique. De ce fait, la taille déterminée dépend aussi fortement de l'opérateur ce qui rend la définition de taille de grains ambiguë.

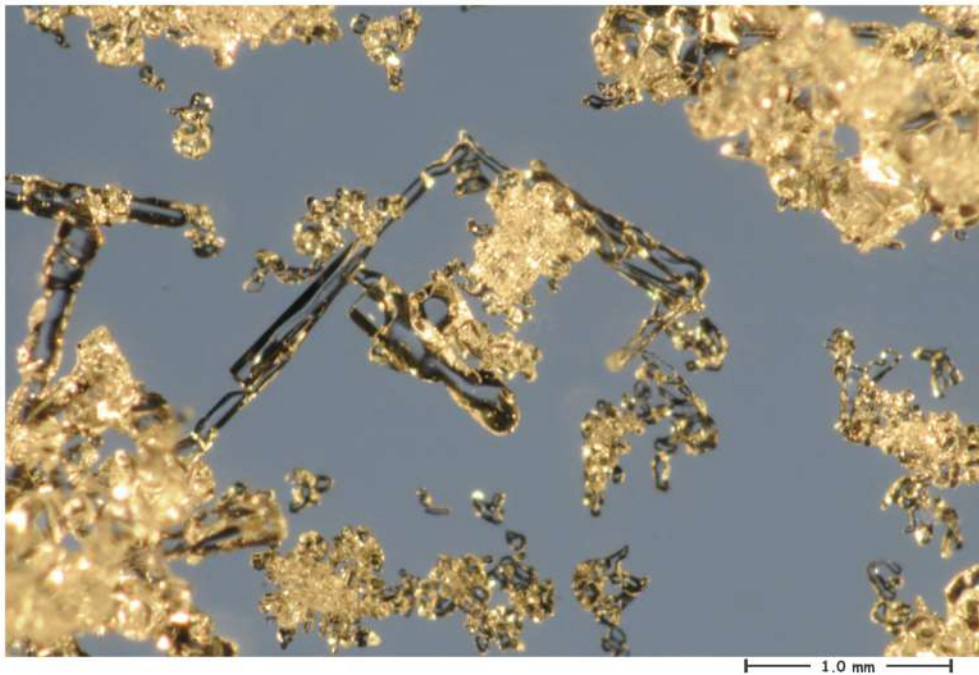


FIGURE 1.3 – Échantillon de neige au microscope. La diversité de formes de la matrice de glace au sein d'un même échantillon rend subjectif la détermination d'une taille de grain. Source : Photothèque du centre d'Étude de la neige

C'est entre autres pour cette raison que le concept de taille de grain est de moins en moins utilisé. Une grandeur mesurable et bien moins subjective a donc été définie pour rendre compte de la taille caractéristique des grains : la **Surface Spécifique** d'un échantillon de neige. Par la suite, je me réfère à la surface spécifique par l'acronyme **SSA** qui vient de l'anglais *Specific Surface Area*. La SSA d'un échantillon de neige représente l'ensemble des surfaces développées d'interface glace/air par unité de masse de neige, elle s'exprime en $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$). C'est une grandeur qui permet de calculer le rayon d'un ensemble de sphères identiques ayant le même rapport surface/volume que

l'échantillon de neige considéré. Ce rayon peut être relié au rayon optique équivalent qui permet de caractériser optiquement la neige.

$$SSA \approx \frac{3}{r_{opt} \times \rho_{glace}}. \quad (1.1)$$

r_{opt} étant le rayon optique équivalent de l'échantillon et ρ_{glace} la densité de la glace soit 917 kg m^{-3} . Comme le montre l'Équation 1.1, la SSA est inversement proportionnelle à la taille des grains. Plus les grains de neige sont gros, plus la SSA est faible et vice-versa. La SSA des neiges alpines est le plus souvent comprise entre 5 et $150 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$.

Bien d'autres propriétés physiques de la neige pourraient être décrites ici, mais leurs connaissances n'apparaissent pas nécessaire à la compréhension de ce manuscrit.

1.2.3 Évolution de la neige

Nous allons maintenant essayer de comprendre pourquoi les propriétés des différentes couches de neige évoluent au cours du temps. Lorsque la neige se dépose à la surface, sa structure est proche de celle formée dans les nuages et les flocons sont appelés **particules de neige fraîche**. Assez rapidement les particules de neige fraîche se fragmentent sous l'effet de divers facteurs mécaniques tels que l'action du vent ou la masse des couches supérieures. On parle alors de **particules reconnaissables** car la structure initiale est encore identifiable. Par la suite, la neige peut être soumise à deux grands types de transformations appelés métamorphisme de la neige. Si la température reste négative, il n'y a pas d'eau liquide et on parle de métamorphisme de neige sèche. Au contraire, si la température dans la neige atteint 0° C , de l'eau liquide apparaît et on parle de métamorphisme de neige humide. La Figure 1.4 schématise les différents types de métamorphisme de la neige et donne un ordre de grandeur de la masse volumique et de la SSA associées à chaque stade d'évolution de la neige.

En métamorphisme de neige sèche, toutes les transformations sont l'effet de transfert de vapeur d'eau au sein des pores du manteau neigeux (Colbeck, 1983). Selon les conditions de température, deux types de métamorphisme de neige sèche se distinguent.

1. Si la température est homogène, le métamorphisme d'isothermie est le phénomène prépondérant. Dans ce cas, la loi de Kelvin indique que la pression de vapeur saturante est plus élevée au voisinage des convexités qu'au voisinage des surfaces planes ou concaves. On observe donc globalement plus de vapeur d'eau près des bosses que des creux. Ce déséquilibre ne peut persister, un flux de vapeur s'établit par conséquent des zones convexes vers les zones concaves (Colbeck, 1980). En terme plus simple, les parties convexes se subliment pour se condenser dans les zones concaves. Cela aura pour effet de lisser les angles et tendra à l'arrondissement des grains. Les grains issus de ce type de métamorphisme sont de petits grains arrondis que l'on appelle **grains fins**.
2. S'il existe un gradient vertical de température on parle de métamorphisme de gradient (e.g. Marbouty, 1980). On retrouve ce phénomène lorsque deux couches de neige

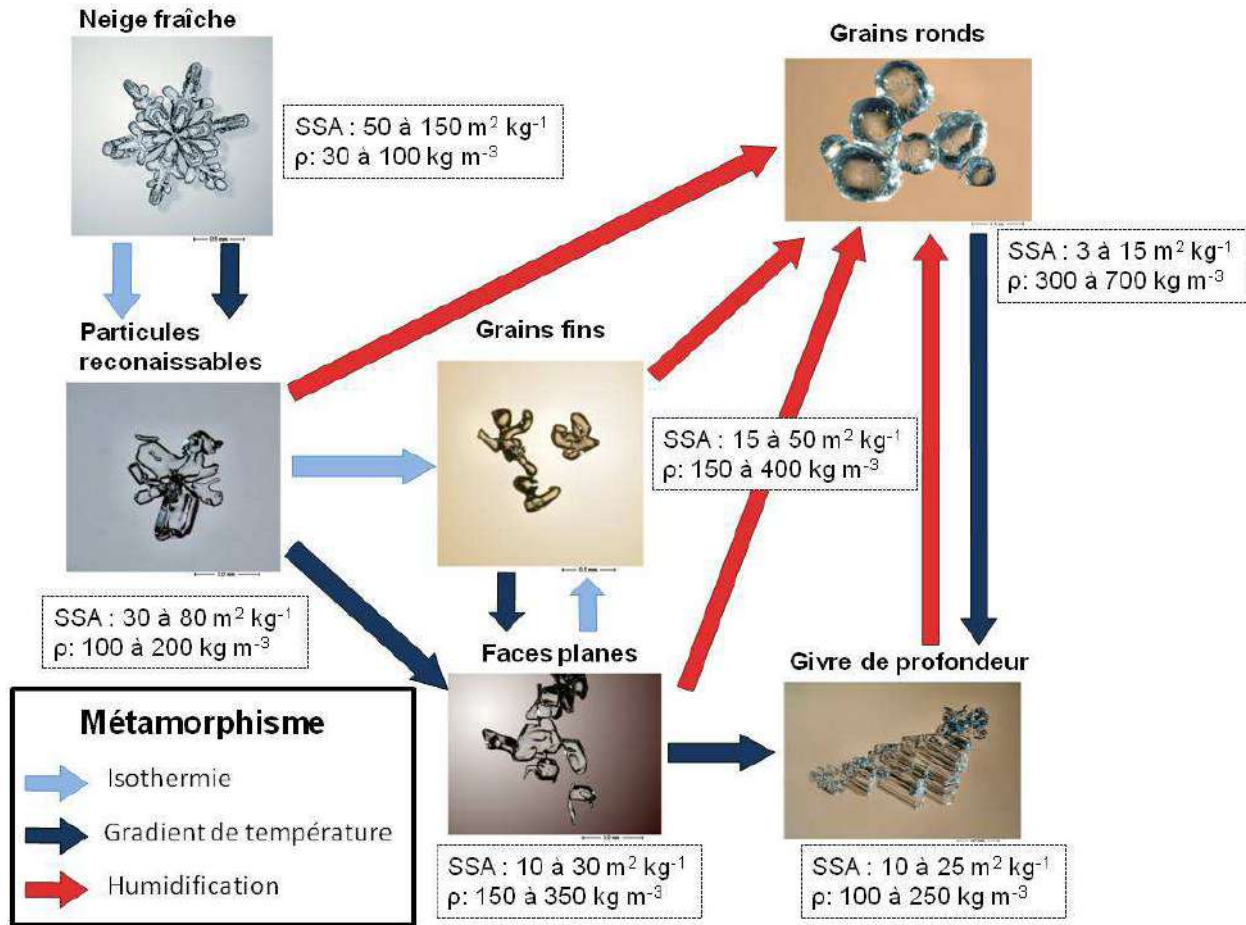


FIGURE 1.4 – Métamorphoses de la neige. Un ordre de grandeur caractéristique de la masse volumique et de la SSA associées à chaque type de neige est également détaillé. Photos de chaque type de neige tirée de la phototèque du CEN.

adjacentes ont des températures très différentes (ou également au contact entre le sol et le manteau neigeux). Dans ce cas, suivant l'équation de Clausius-Clapeyron (Clausius, 1850), le gradient de température induit un gradient de pression de vapeur saturante et donc un flux vertical de vapeur. Par exemple, si une couche froide se dépose sur un manteau neigeux (ou un sol) chaud, le flux de vapeur induit sera ascendant. Le sommet des cristaux aura tendance à se sublimer pour se condenser à la base des cristaux au dessus. Ce type de métamorphisme forme des cristaux anguleux que l'on appellera **particules à face plane** en cas de léger gradient de température (5-20 K m⁻¹) ou **givre de profondeur**⁹ en cas de gradient plus fort (>20 K m⁻¹).

Il est important de noter que les deux processus impliqués coexistent en permanence dans un manteau neigeux sec. C'est l'intensité locale du gradient de température qui dictera le type de métamorphisme.

9. Les grains de givre de profondeur sont également appelés gobelets en raison de leur forme

Le métamorphisme de neige humide est quand à lui bien moins complexe en ce qui concerne la forme des grains¹⁰. Quand la température arrive à 0°C, de l'eau liquide apparaît dans la neige. Sous son action, les grains grossissent (donc la SSA diminue) et s'arrondissent pour former ce que l'on appelle des **grains ronds**. Plus la fonte sera avancée et plus la SSA de ces grains sera faible.

Bilan d'énergie

La température et donc l'évolution des types de neige au sein du manteau neigeux sont régies par ses échanges de masse et d'énergie avec l'atmosphère, avec le sol et au sein même du manteau. Pour prédire l'évolution de la neige il est donc primordial de comprendre son bilan d'énergie.

La Figure 1.5 récapitule les différents termes du bilan d'énergie de la neige qui sont brièvement expliqués dans la suite du texte. Une description plus détaillée des termes du bilan d'énergie du manteau neigeux peut être trouvée dans Armstrong and Brun (2008).

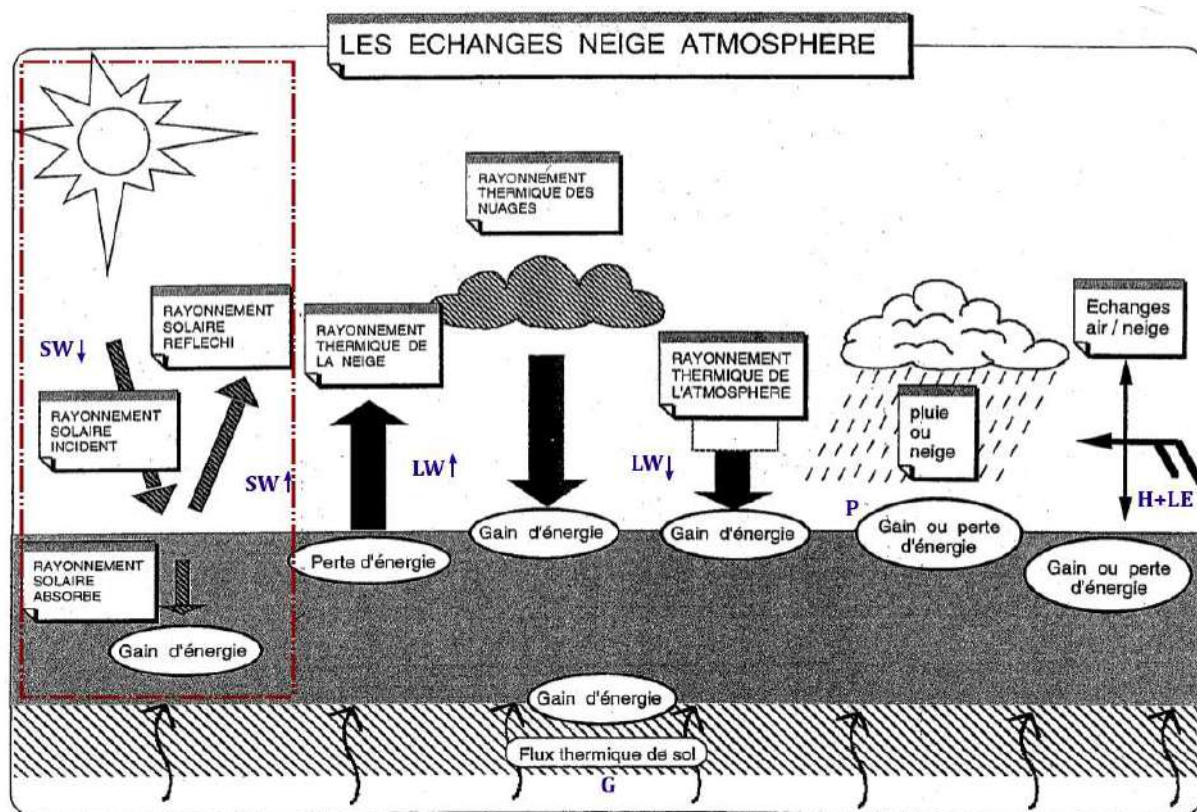


FIGURE 1.5 – Bilan d'énergie de la neige. Les notations utilisées pour les différents termes sont précisées en bleu et les termes du rayonnement solaire qui sont au cœur de cette thèse sont entourés en brun. Figure adaptée du document de formation des pisteurs secouristes de 2nd degrés (Édition Novembre 1993 par C. SERGENT ; Archives du Centre d'Étude de la Neige)

10. La vitesse à laquelle s'opère ce métamorphisme est cependant une question scientifique complexe (e.g. Raymond and Tusima, 1979)

Les différents termes du bilan d'énergie de surface du manteau neigeux sont :

- L'absorption d'une partie du **rayonnement solaire** appelée rayonnement aux courtes longueurs d'onde (SW pour Shortwave en anglais), i.e. dans la gamme [300nm, 4 μ m]. Même si la neige réfléchit une grande partie du rayonnement solaire, une partie plus ou moins importante de ce rayonnement est absorbée par le manteau. Ce terme du bilan d'énergie est détaillée dans la Section 1.4 car cette thèse porte sur l'un des processus impactant l'albédo de la neige.
- L'absorption et l'émission de **rayonnement thermique** infra-rouge, i.e dans la gamme de longueur d'onde [4 μ m, 100 μ m] (LW pour LongWave en anglais). D'une part, la neige émet son propre rayonnement thermique, fonction de sa température de surface, avec une émissivité proche de 1 (Warren, 1982). D'autre part, le manteau neigeux reçoit un rayonnement thermique provenant principalement des basses couches de l'atmosphère (Schmetz, 1989). Ce rayonnement dépend en grande partie de la température de l'air et de son humidité. Il est important de noter que le rayonnement thermique incident augmente fortement en présence de nuage (e.g. Plüss and Ohmura, 1997). Cela explique notamment pourquoi le regel nocturne du manteau neigeux est bien meilleur par temps clair que par temps nuageux¹¹.
- Les échanges d'énergie et de masse avec l'air à sa surface par les **flux turbulents**. D'une part les **flux de chaleur sensible** (H) tendent à équilibrer la température entre la neige et le sol. Si l'air est plus chaud que la surface du manteau neigeux, ce dernier se réchauffe et inversement. D'autre part les **flux de chaleur latente** (LE) refroidissent la surface du manteau neigeux par sublimation de la neige lorsque l'humidité de l'air est faible. Ces deux flux augmentent avec la vitesse du vent.
- Les échanges d'énergie et de masse à travers les **précipitations** (P). Elles peuvent réchauffer ou refroidir le manteau neigeux selon leur température et celle du manteau. Dans le cas d'une précipitation pluvieuse, il y a un gain d'énergie par le manteau qui s'humidifie. Dans le cas d'une précipitation neigeuse, si la température de l'air est supérieure à celle de la neige le manteau gagne de l'énergie et inversement. Les précipitations apportent également de la masse au manteau neigeux.

En adoptant les notations utilisées sur la Figure 1.5 les échanges d'énergie du manteau neigeux avec la surface peuvent s'écrire comme suit :

$$\Delta Q = SW \uparrow + SW \downarrow + LW \uparrow + LW \downarrow + H + LE + P \quad [W m^{-2}], \quad (1.2)$$

où ΔQ est la quantité d'énergie échangée par le manteau neigeux avec l'atmosphère, potentiellement disponible pour la fusion.

Comprendre le bilan d'énergie du manteau neigeux est donc d'une importance capitale pour estimer son bilan de masse. En première approximation, le manteau neigeux gagne de la masse grâce aux précipitations et en perd majoritairement par la fonte (en lien avec ΔQ).¹² Le métamorphisme dépend quant à lui, du bilan d'énergie couche par couche pouvant être également influencé par l'énergie échangée avec la surface.

11. Les amateurs de montagne l'auront très certainement remarqué.

12. Il est important de noter que je présente ici une vision simplifiée du problème qui ne prend pas en compte la redistribution de neige sous l'action du vent ou la sublimation.

Même si ce n'est pas directement au cœur de cette thèse, il faut savoir que le manteau neigeux échange également de l'énergie et de la masse avec le sol. Un flux d'énergie provient en effet du sol à la base du manteau neigeux, ce flux est appelé flux de sol (G). Il peut avoir un impact important lorsque la neige se dépose sur un sol qui a une température positive (souvent en début de saison). Une fois le manteau neigeux établi, le sol est isolé des échanges avec l'atmosphère et le flux de sol tend à maintenir la base du manteau neigeux à une température proche de 0°C (dès qu'une épaisseur suffisante de neige d'environ 50 cm isole le sol¹³). Ce flux devient alors faible et ne fait pas fondre la base de manière significative, la fonte se faisant majoritairement par les couches de surface.

1.3 Modélisation de la neige : Pourquoi et comment ?

Le but de cette section n'est pas d'énumérer tous les travaux concernant la modélisation du manteau neigeux mais plutôt de comprendre les motivations et les enjeux de la modélisation du manteau neigeux. La partie 1.2.1 détaille les enjeux liés à la compréhension du manteau neigeux, qui expliquent l'intérêt porté depuis plusieurs décennies à la physique de la neige. La neige est un matériau complexe dont l'évolution fait interagir de nombreux processus physiques. Comme pour la plupart des processus physiques deux approches existent pour comprendre l'évolution du manteau neigeux : les observations et la modélisation. Les observations du manteau neigeux sont assez limitées, du fait de la difficulté d'accès à certaines zones enneigées et de la forte variabilité spatiale du manteau neigeux. Cela tend à changer avec le développement des techniques de télédétection mais la modélisation reste l'approche dominante.¹⁴

Selon l'application visée et les contraintes en temps de calcul, les modèles décrivant la neige sont plus ou moins complexes. Par exemple, pour une étude globale de l'impact de l'enneigement sur le climat, des simulations numériquement coûteuses sont nécessaires et la plupart du temps des modèles assez simples sont employés. À l'opposé, pour la prédiction du risque d'avalanche, la modélisation des propriétés de chaque couche du manteau avec une haute résolution verticale est primordiale (Durand et al., 1999). Dans ce cas, des modèles bien plus détaillés doivent être adoptés. L'un de ces modèles détaillés du manteau neigeux, le modèle SURFEX/ISBA-Crocus, a été utilisé au cours de cette thèse et est décrit dans la section suivante. Pour une description plus détaillée des différents types de modèle de neige et de leurs applications, le lecteur est renvoyé à l'article de Brun et al. (2012) qui résume de manière concise l'état de l'art de la modélisation du manteau neigeux¹⁵.

1.3.1 Modélisation du manteau neigeux : SURFEX/ISBA-Crocus

La chaîne de modélisation SURFEX/ISBA-Crocus est utilisée de manière opérationnelle à Météo-France pour la prédiction de l'évolution du manteau neigeux, notamment l'estimation du risque d'avalanche. Il est un outil de support pour les prévisionnistes nivologues, apportant des informations complémentaires aux observations sur le terrain. SURFEX/ISBA-Crocus

13. Information provenant d'un document de formation des pisteurs secouristes 2nd degrés (Édition Novembre 1993 par C. SERGENT)

14. Le Chapitre 3 étant dédié aux observations du manteau neigeux, je ne m'attarde pas plus ici sur les observations.

15. L'article est en Français et une brève description du modèle Crocus s'y trouve également.

est composé d'un schéma de sol : ISBA (Noilhan and Planton, 1989), d'un modèle détaillé de manteau neigeux : Crocus (Brun et al., 1989; Vionnet et al., 2012) et est inclus dans la plateforme de modélisation des surfaces de Météo-France : SURFEX (Masson et al., 2013). Au cours de cette thèse, seul le modèle de manteau neigeux Crocus a été modifié¹⁶ ; SURFEX et ISBA ne sont donc pas décrits par la suite. Il est également notable que les interactions entre la végétation et le manteau neigeux ne sont pas prises en compte tout au long du manuscrit.

La Figure 1.6 schématise le fonctionnement du modèle Crocus. Crocus est un modèle numérique dans lequel le manteau neigeux est représenté par plusieurs couches horizontales de propriétés homogènes. Dans sa version opérationnelle et dans la version utilisée au cours de cette thèse, le nombre maximal de couche est prescrit à 50. Crocus est un modèle à base physique, c'est-à-dire qu'il résout le bilan d'énergie du manteau neigeux (Figure 1.5) pour calculer l'évolution des différentes couches. Une fois les échanges avec l'extérieur calculés, Crocus modélise les transferts de masse et d'énergie entre les différentes couches au sein du manteau neigeux. Les principaux processus représentés à l'intérieur du manteau neigeux sont :

- La compaction due à la masse des couches de neige qui entraîne une augmentation de masse volumique.
- Le métamorphisme (1.2.3).
- La percolation d'eau liquide dans le manteau neigeux et les changements de phase de l'eau.
- La diffusion de la chaleur, les transports de vapeur d'eau et la pénétration du rayonnement solaire à l'intérieur de la neige.

La description des processus physiques implémentés dans la version de Crocus de 2012 est détaillée dans l'article de Vionnet et al. (2012).

Chaque couche est caractérisée par son épaisseur, sa masse volumique, son enthalpie massique et son âge. À partir de l'enthalpie massique, la température et le teneur en eau liquide de chaque couche est estimée. Crocus est également capable de modéliser les métamorphismes de la neige dans chaque couche et de déterminer leur type de neige (Brun et al., 1992). Cela le rend extrêmement pertinent pour l'étude de la stabilité du manteau neigeux. Pour résoudre le bilan d'énergie, Crocus a besoin de plusieurs variables atmosphériques en entrée : les rayonnements incidents aux courtes longueurs d'onde, rayonnements thermiques, vitesse du vent, température et humidité spécifique de l'air ainsi que les précipitations solides et liquides. Ces variables peuvent être obtenues grâce à un modèle atmosphérique ou grâce à des mesures in-situ quand elles sont disponibles. Pour les travaux de cette thèse, elles proviennent majoritairement de mesures in-situ collectées par une station météorologique. Enfin, Crocus est un modèle unidimensionnel, c'est-à-dire que les échanges horizontaux de masse et d'énergie ne sont pas représentés.

Le modèle Crocus est en constante évolution grâce aux retours d'utilisation des prévisionnistes opérationnels et aux développements effectués au Centre d'Étude de la Neige, où est réalisée cette thèse. La représentation de la physique des différents processus est sans cesse améliorée. Par exemple, Carmagnola et al. (2014) a implémenté un nouveau schéma de métamorphisme basé sur la SSA et non plus sur la taille des grains. Quéno et al. (2018) a introduit dans Crocus la représentation des couches de glace dans le manteau neigeux, qui surviennent

16. Les nouveaux développements font l'objet du Chapitre 2

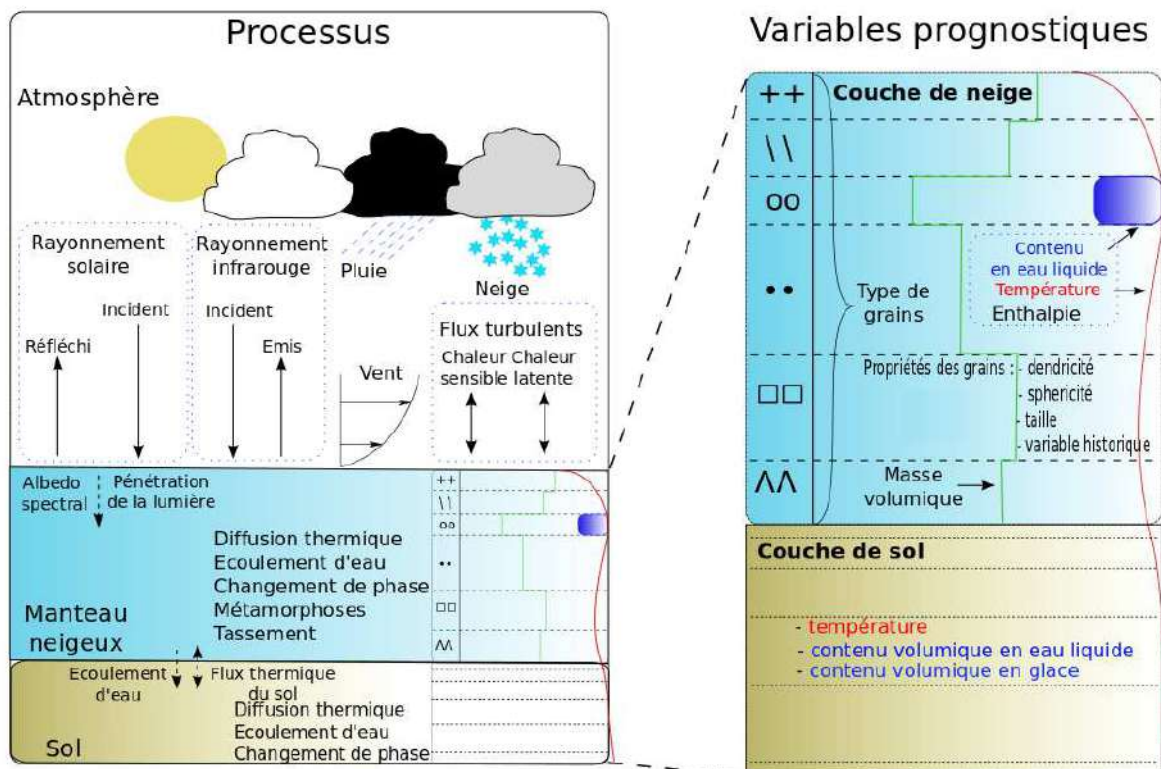


FIGURE 1.6 – Schéma du modèle détaillé de manteau neigeux Crocus (Brun et al., 2012).

par exemple suite à des épisodes de pluie verglaçante. Enfin, un schéma de transfert radiatif permettant entre autres de diagnostiquer l'albédo spectral de la neige a récemment été inclus dans le code de Crocus par Matthieu Lafaysse (e.g. Charrois et al., 2016). Ce schéma de transfert radiatif nommé TARTES (pour Two-streAm Radiative TransFER in Snow; Li-bois et al., 2013) est une étape préliminaire nécessaire pour prendre en compte l'impact des impuretés absorbantes. Dans la suite du manuscrit, le modèle SURFEX/ISBA-Crocus sera appelé plus simplement Crocus.

1.3.2 Modélisation ensembliste : ESCROC

Malgré tous les efforts portés sur l'amélioration de la représentation des processus physiques, de nombreuses incertitudes de modélisation persistent dans les modèles de manteau neigeux (e.g. Krinner et al., 2018). Afin d'estimer les incertitudes de simulations liées au modèle de neige Crocus, Lafaysse et al. (2017) a développé une version ensembliste de Crocus (ESCROC pour Ensemble System CROCus) qui a été utilisée au cours de cette thèse. ESCROC utilise une approche multiphysique pour représenter les erreurs de modélisation. C'est-à-dire que pour chaque processus physique représenté, plusieurs paramétrisations peuvent être utilisées. Ces paramétrisations ont été implémentées dans Crocus au fil des années ou,

pour certaines, ont été rajoutées par Lafaysse et al. (2017). Dans ESCROC, plusieurs simulations du manteau neigeux sont réalisées avec différentes combinaisons des paramétrisations de chaque processus. Au total 7776 combinaisons différentes du modèle Crocus peuvent être obtenues et permettent de représenter les incertitudes sur la représentation de chaque processus physique. La mise en place d'un système de modélisation ensembliste du manteau neigeux est particulièrement pertinent au vu des travaux actuels sur l'assimilation de données dans Crocus (e.g. Cluzet et al., in review).

1.4 Optique de la neige et impuretés absorbantes : État de l'art et implications

Comme nous l'avons vu dans la section 1.2.3, l'évolution du manteau neigeux est en grande partie régie par ses échanges avec l'atmosphère. Cette thèse se concentre en particulier sur un terme du bilan d'énergie de surface de la neige : l'absorption de rayonnement solaire, et plus précisément sur un processus physique qui impacte la capacité de la neige à réfléchir la lumière : la présence d'impuretés absorbantes.

L'albédo d'une surface est le ratio entre les quantités d'énergie qu'elle réfléchit et qu'elle reçoit. C'est donc une grandeur comprise entre 0 et 1 qui indique la capacité d'une surface à réfléchir l'énergie qu'elle reçoit. Il est important de noter que toute quantité d'énergie incidente qui n'est pas réfléchiée par le manteau est absorbée par ce dernier. Tout au long de cette thèse, le terme albédo spectral sera très souvent employé ; il s'agit de l'albédo en fonction de la longueur d'onde (e.g. Figure 1.7).

Cette section introduit d'abord l'albédo de la neige pure, c'est-à-dire qui ne contient pas d'impuretés absorbantes. L'impact radiatif des impuretés absorbantes sur les propriétés optiques du manteau neigeux sera ensuite détaillé.

1.4.1 Albédo de la neige pure

La neige est le matériau le plus réfléchissant présent naturellement à la surface de la terre (Dozier et al., 2009), c'est-à-dire que son albédo est proche de 1. Quand elle se dépose sur une surface, l'albédo de cette surface augmente diminuant la quantité d'énergie absorbée. Comme le montre la Figure 1.7, l'albédo de la neige fraîche est particulièrement élevé dans les longueurs d'onde de l'ultraviolet et du visible ; c'est d'ailleurs ce qui donne à la neige sa couleur blanche.

Cette propriété de la neige est particulièrement importante pour le bilan d'énergie du manteau neigeux, car une grande partie du rayonnement solaire arrive dans cette plage de longueurs d'onde. La Figure 1.8 montre un exemple typique de la répartition spectrale du rayonnement solaire incident pour un jour de beau temps. En croisant avec la Figure 1.7, on voit que pour notre exemple, la majorité de l'énergie arrive dans des longueurs d'onde où la neige est très réfléchissante¹⁷.

Cependant l'albédo de la neige varie en fonction des conditions d'illumination et des propriétés physiques (e.g. Wiscombe and Warren, 1980) de la neige de la manière suivante :

17. La répartition spectral du rayonnement incident et l'albédo spectral de la neige peuvent tous deux varier significativement.

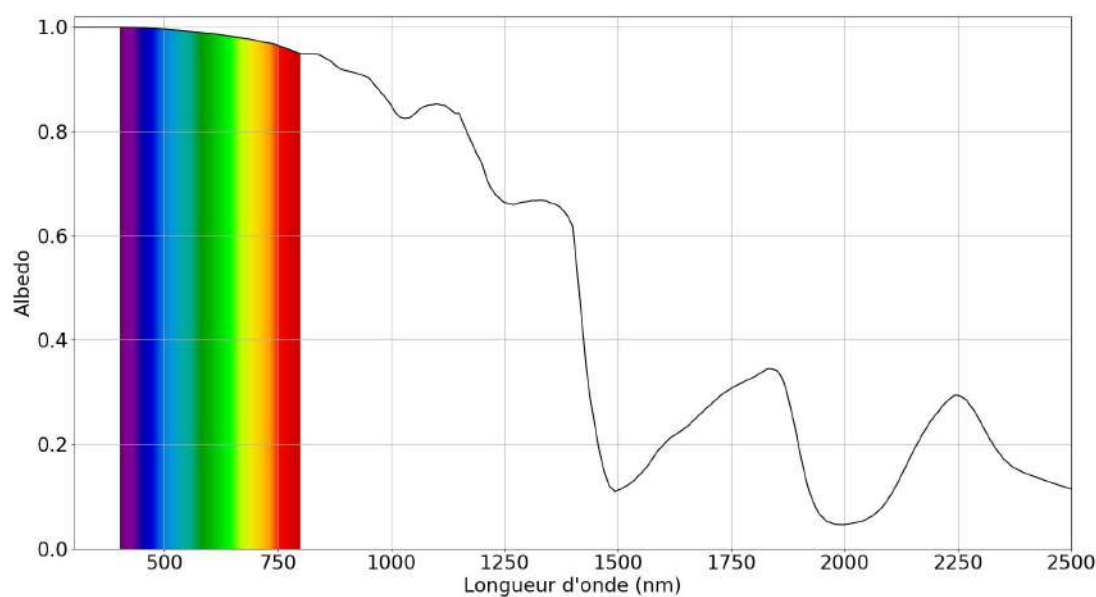


FIGURE 1.7 – Albédo spectral, i.e. en fonction de la longueur d'onde, de la neige fraîche. Les longueurs d'onde du visible sont représentées par les couleurs associées. Pour information, l'ultra-violet correspond à la zone en dessous de 400nm et le proche infra-rouge à celle au dessus de 800nm.

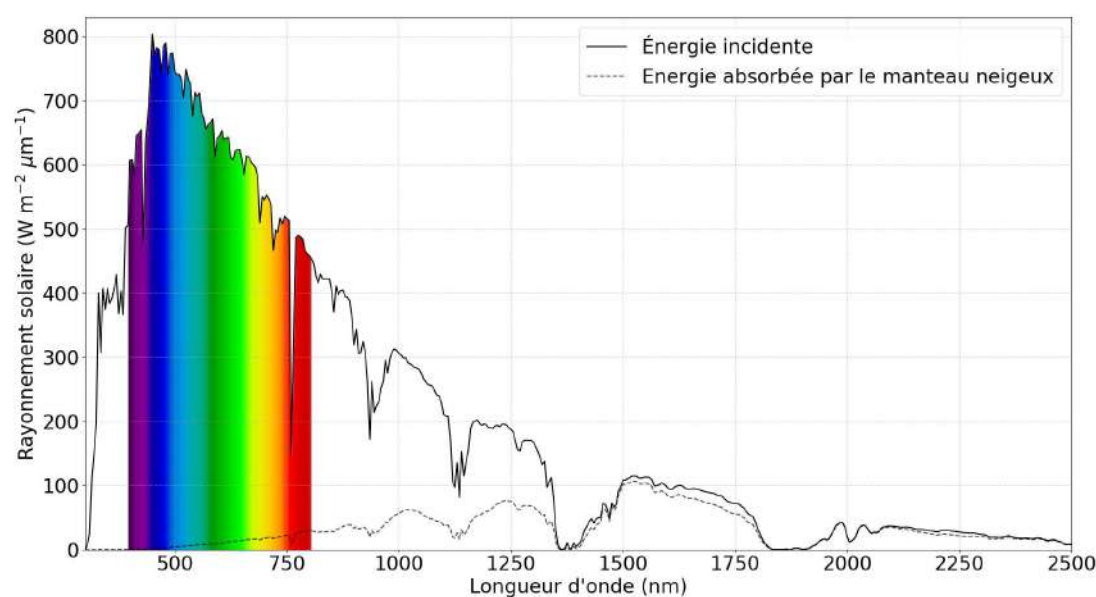


FIGURE 1.8 – Répartition du rayonnement solaire en fonction de la longueur d'onde pour un jour de ciel clair¹⁸. Le rayonnement incident est représenté en trait plein tandis que la fraction absorbée par la neige fraîche est en pointillés.

- L'albédo de la neige, et ses propriétés optiques en général, dépendent de l'angle solaire zénithal qui est l'angle entre la normale à la surface et le soleil. Plus le soleil est haut,

- i.e. plus l'angle zénithal est faible, et plus l'albédo de la neige sera faible comme le montre le panneau supérieur de la Figure 1.9. Ceci est dû à la plus forte pénétration des photons dans le manteau neigeux et donc à une plus forte probabilité d'absorption de ceux-ci. Cet effet est plus marqué dans les longueurs d'onde du proche infrarouge.
- Les propriétés optiques de la neige sont également influencées par ses propriétés physiques, particulièrement par sa SSA. Le panneau inférieur de la Figure 1.9 b) montre la dépendance de l'albédo de la neige aux variations de SSA de la neige. Plus la SSA est faible et plus l'albédo diminue, de manière plus importante dans le proche infra-rouge.

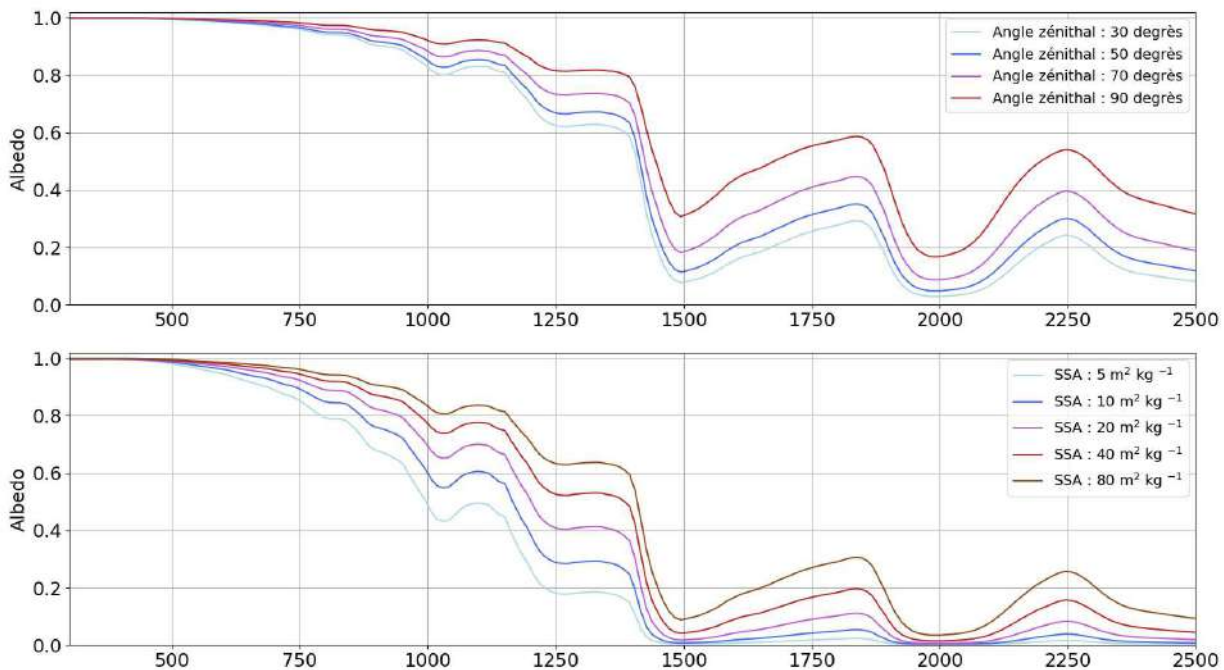


FIGURE 1.9 – Variations de l'albédo spectral de la neige. En haut : dépendance à l'angle solaire zénithal. En bas : Dépendance à la SSA de la neige.

Comprendre les variations de l'albédo est un enjeu majeur pour le bilan d'énergie des zones enneigées et donc pour tous les enjeux liés à la neige. D'autant plus que l'albédo de la neige est au cœur de plusieurs boucles de rétro-action positives qui amplifient le phénomène de fonte de la neige. La plus importante de ces boucles de rétro-action est due à la différence d'albédo entre la neige et les surfaces qu'elle recouvre (e.g. Imbrie and Imbrie., 1980; Qu and Hall, 2007).

Lorsque la neige fond et que les surfaces sous-jacentes sont découvertes, l'albédo de ces surfaces chute. Cela entraîne une augmentation de l'énergie absorbée par la surface et donc un réchauffement de sa température. Ce réchauffement accélère à son tour la fonte des surfaces enneigées à proximité. (Figure 1.15 a)

Comme nous l'avons vu dans la section 1.2.3 la SSA de la neige a tendance à décroître au cours de son métamorphisme. Plus la température de la neige est élevée plus ce métamorphisme est rapide. Le fait que l'albédo de la neige diminue avec sa SSA entraîne une

deuxième boucle de rétro-action positive intrinsèque, i.e. liée à ses propriétés physiques. Plus la neige absorbe d'énergie, plus sa température augmente, ce qui accélère la décroissance de SSA. Cette décroissance de SSA entraîne une diminution de l'albédo de la neige (Figure 1.9) et donc une augmentation de l'absorption d'énergie. Cela a pour conséquence d'augmenter la température et d'amplifier le processus (Flanner and Zender, 2006 ; Figure 1.15 b).

La quantification précise de ces boucles de rétro-action positives est cruciale dans le contexte de changement climatique actuel (Winton, 2006).

1.4.2 Les impuretés absorbantes : mode d'emploi

Tout ce qui est décrit jusqu'ici considère que la neige n'est composée uniquement que d'air et d'eau sous différentes phases. Comme illustré sur la Figure 1.9, les variations intrinsèques de l'albédo de la neige pure n'affectent que très peu les longueurs d'onde du visible, ce qui explique que quelque soit son évolution la neige paraisse toujours blanche. Pourtant, la Photo 1.10 illustre que la neige peut parfois prendre une teinte différente, comme ici orangée. Cette teinte est due à la présence de particules dans le manteau neigeux ayant un potentiel plus ou moins marqué d'absorption de la lumière : **les impuretés absorbantes**.



FIGURE 1.10 – Vallon de la Tête de Vautisse dans les Hautes Alpes après un dépôt de poussières minérales sahariennes. Dans les versants Nord (à gauche), la couche contenant les poussières minérales est ensevelie sous une couche de neige fraîche. Dans les versants Sud (à droite) la couche impure est présente en surface.

Différents types d'impuretés absorbantes peuvent être retrouvés dans le manteau neigeux selon les régions du globe. Il peut s'agir de carbone suie (que l'on appellera BC pour Black Carbon en anglais) (e.g. Flanner et al., 2007), de poussières minérales (e.g. Di Mauro et al.,

2015), de cendres volcaniques (e.g. Conway et al., 1996), de carbone organique (e.g. France et al., 2012) ou encore d'organismes vivants comme les algues ou les cyanobactéries (e.g. Cook et al., 2017).

Dépôt et évolution des impuretés absorbantes

À l'exception des organismes vivants qui se développent au sein du manteau neigeux, ces impuretés absorbantes sont des aérosols atmosphériques qui peuvent se déposer par deux mécanismes.

1. Le mécanisme de dépôt sec correspond à un dépôt des impuretés absorbantes contenues dans les basses couches de l'atmosphère par gravité ou par diffusion turbulente.
2. Le mécanisme de dépôt humide implique l'occurrence d'une précipitation (pluvieuse ou neigeuse). En fait, lors d'une précipitation, les aérosols atmosphériques présents entre le nuage et le sol sont en partie lessivés par la précipitation. Ils se retrouvent alors entraînés au sol, dans les particules de précipitation. Les impuretés absorbantes peuvent également servir de noyaux de condensation et de congélation dans les nuages, se retrouvant également entraînés au sol par la précipitation.

La Figure 1.11 schématise ces différents processus de dépôt des impuretés absorbantes. Dans le manteau neigeux, les impuretés absorbantes peuvent être mélangées à l'intérieur ou à l'extérieur de la matrice de glace (mélange externe ou interne). Étant donnée une masse d'impuretés absorbantes, son impact sur les propriétés optiques de la neige est environ deux fois plus élevé pour un mélange interne que pour un mélange externe (Flanner et al., 2012).

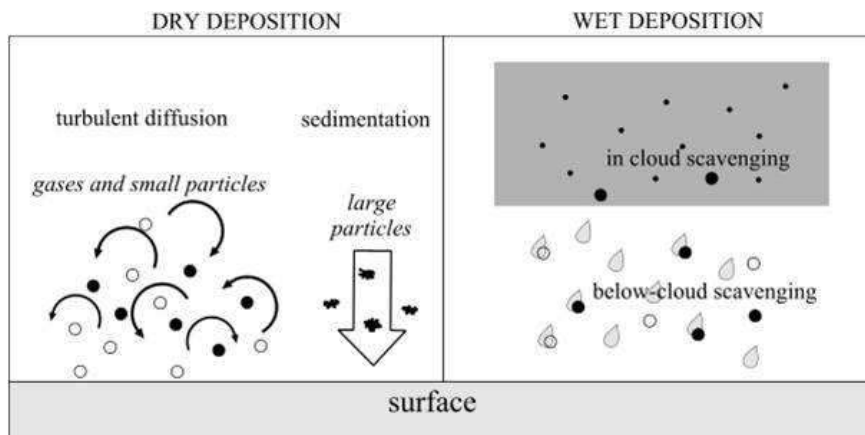


FIGURE 1.11 – Les deux mécanismes de dépôt des impuretés absorbantes.
Figure de Leelosy et al. (2014).

Dans les Alpes, le BC et les poussières minérales sont communément considérés comme les impuretés absorbantes ayant un impact radiatif significatif sur la neige (e.g. Di Mauro et al., 2015). Au cours de cette thèse, je me suis en grande partie focalisé sur ces deux types d'impuretés absorbantes.

Le BC est issu de la combustion naturelle ou anthropique d'énergie fossile ou de biomasse. C'est l'absorbeur le plus efficace par unité de masse et dans la neige il se présente sous forme de minuscules particules, d'une taille typique variant de la dizaine de nanomètres à environ

700 nm. Les dépôts de BC sont généralement relativement constants à l'échelle d'une saison car ils dépendent majoritairement de l'activité humaine. Des analyses de carottes de glace soulignent l'importance croissante du BC dans les Alpes depuis le début de l'ère industrielle, avec une augmentation marquée entre 1850-1870 et le milieu du 20ème siècle (Thevenon et al., 2009; Jenk et al., 2006). Painter et al. (2013a) a même estimé que cette augmentation des dépôts de BC dans la neige était l'une des causes de la fin du Petit Âge Glaciaire dans les Alpes.

Les poussières minérales absorbent moins efficacement le rayonnement solaire mais sont souvent présentes en plus grande quantité. Ces particules de poussière minérale sont souvent plus grosses que le BC avec des tailles typiques variant de la centaine de nanomètres à plusieurs dizaines de micromètres. Les dépôts de poussières minérales sont plus sporadiques que les dépôts de BC (e.g. Di Mauro et al., 2019), ils peuvent ne durer que quelques heures et déposer des quantités importantes de matière¹⁹ (e.g. Dumont et al., In prep). De ce fait, ces dépôts entraînent souvent la présence d'une couche colorée dans le manteau neigeux (e.g. Figure 1.12). Dans les Alpes, les poussières minérales sont majoritairement d'origine saharienne²⁰ et leurs dépôts dépendent fortement des conditions météorologiques (Guerzoni et al., 1997; Varga et al., 2019). Une étude sur des carottes de glace d'un glacier alpin dans les années 90 a d'ailleurs montré que la quantité de ces dépôts a tendance à augmenter (De Angelis and Gaudichet, 1991).



FIGURE 1.12 – Exemple d'une couche fortement concentrée en poussières minérales dans un manteau neigeux de la Sierra Nevada (USA ; Skiles et al., 2015)

Une fois déposées dans une couche du manteau neigeux, les impuretés absorbantes y

19. Dans la Sierra Nevada (USA), plus de 50 g m^{-2} de poussières minérales peuvent se déposer à la surface au cours d'un même événement (Skiles et al., 2012)

20. L'étude de Grousset et al. (2003) a également mis en évidence la possibilité de dépôt de poussière minérales d'origine chinoise dans les Alpes françaises, mais ces événements restent anecdotiques.

demeurent jusqu'à ce que cette couche soit fortement humidifiée ou fondue. En cas d'humidification et de percolation d'eau liquide à travers une couche contenant des impuretés absorbantes, certaines des particules peuvent être lessivées, i.e. être emportées dans les couches inférieures du manteau par l'eau liquide. L'intensité de ce phénomène dépend fortement des propriétés physiques des impuretés absorbantes (e.g. distribution de taille, solubilité). Pour le BC, plusieurs études tendent à montrer que 5 à 20% des particules de BC sont lessivées par l'eau liquide²¹ (Flanner et al., 2007; Doherty et al., 2013; Yang et al., 2015). Il est généralement admis que moins de 100% des particules de BC sont lessivées par l'eau liquide, ce qui mène à une accumulation à la surface en période de fonte. C'est l'effet d'enrichissement de la surface en impuretés absorbantes (Doherty et al., 2013). Les particules de poussière minérale, quand à elles, sont en général trop grosses pour être lessivées (Yang et al., 2015; Zhao et al., 2014). De ce fait, la totalité des poussières minérales contenues dans les couches du manteau qui fondent se concentrent à la surface. Cependant, de grosses incertitudes affectent les quantifications de l'efficacité de ce lessivage (Flanner et al., 2012). Lazarcik et al. (2017) estime par exemple que l'efficacité du lessivage du BC est supérieure à 100% en début de période de fonte.

Impact radiatif des impuretés absorbantes

Au vu des propriétés optiques de la neige (faible absorption et forte diffusion), de très faibles quantités d'impuretés absorbantes suffisent à impacter significativement l'albédo de la neige (e.g. Warren and Wiscombe, 1980). La Figure 1.13 a) illustre l'impact de différents types d'impuretés absorbantes sur l'albédo de la neige. Cet impact est surtout important dans les longueurs d'onde du visible et de l'ultraviolet, où la neige pure est toujours fortement réfléchissante. De ce fait, la présence d'impuretés absorbantes altère la blancheur de la neige, causant une absorption supplémentaire d'énergie solaire.

L'impact des impuretés dépend également des propriétés physiques de la neige. En effet, pour une concentration donnée d'un certain type d'impureté, son impact sera plus important si la SSA de la neige est faible que si elle est élevée (e.g. Hadley and Kirchstetter, 2012). Les Figures 1.13 b) et c) illustrent ce phénomène en prenant l'exemple d'une neige fraîche et d'une neige évoluée (de SSA plus faible), contenant la même concentration de poussières minérales. La zone grisée sur la figure correspond à la baisse d'albédo provoquée par les poussières minérales qui est plus importante lorsque la SSA de la neige décroît. Cette diminution d'albédo induit une augmentation du rayonnement solaire absorbé impactant par conséquent le bilan d'énergie de surface. La quantité supplémentaire d'énergie qui est absorbée en raison de la présence d'impuretés est appelé le **forçage radiatif** des impuretés absorbantes. La Figure 1.14 reprend l'exemple de la Figure 1.13 et illustre l'impact de la présence de ces poussières minérales sur le rayonnement solaire absorbé par la neige. Le forçage radiatif des impuretés est ici représenté par les hachures noires. Il est notable que la teinte orange de la neige, suite aux dépôts de poussières minérales, résulte de la plus forte absorption dans les longueurs d'onde du violet et du bleu que dans celles du jaune et du rouge.

L'absorption d'énergie causée par la diminution d'albédo est l'**impact radiatif direct** des impuretés absorbantes. D'autres impacts radiatifs découlent ensuite de la présence d'impuretés dans le manteau neigeux et amplifient les boucles de rétro-action positives de l'albédo,

21. C'est-à-dire que la concentration en BC de l'eau qui circule dans une couche est égale de 5 à 20% de la concentration de la couche. Une efficacité de lessivage inférieure à 100% provoque donc une augmentation de la concentration dans la couche quand de l'eau s'en évacue.

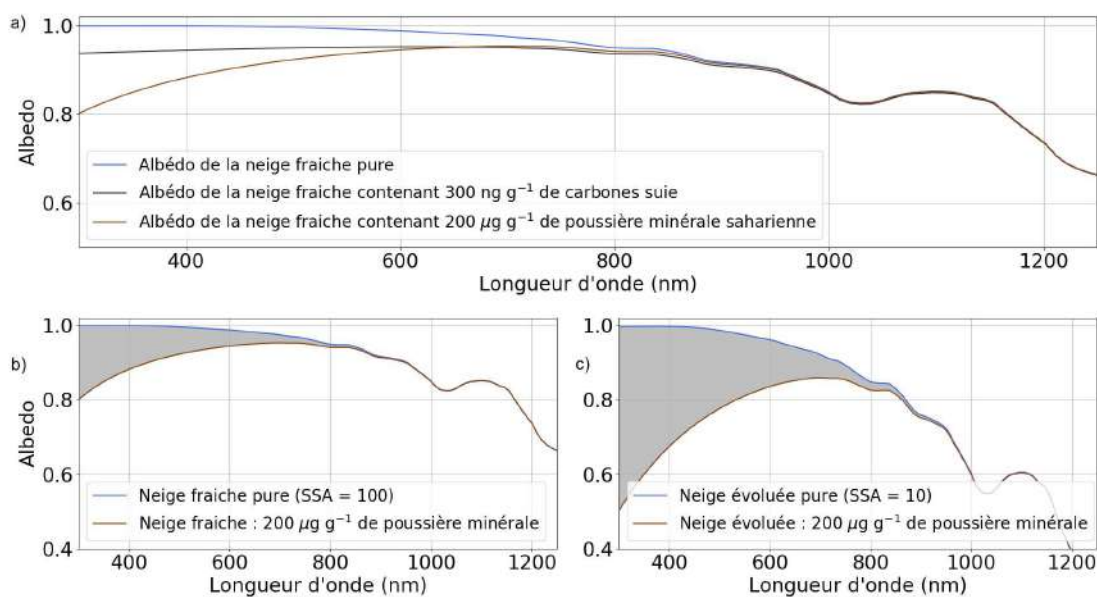


FIGURE 1.13 – En haut : a) Albédo spectral de la neige fraîche sans impuretés absorbantes (bleu) et contenant différents types d'impuretés absorbantes (noir et orange). En bas : Albédo spectral d'une neige fraîche b) et d'une neige évoluée de plus faible SSA c) contenant la même quantité de poussières minérales.

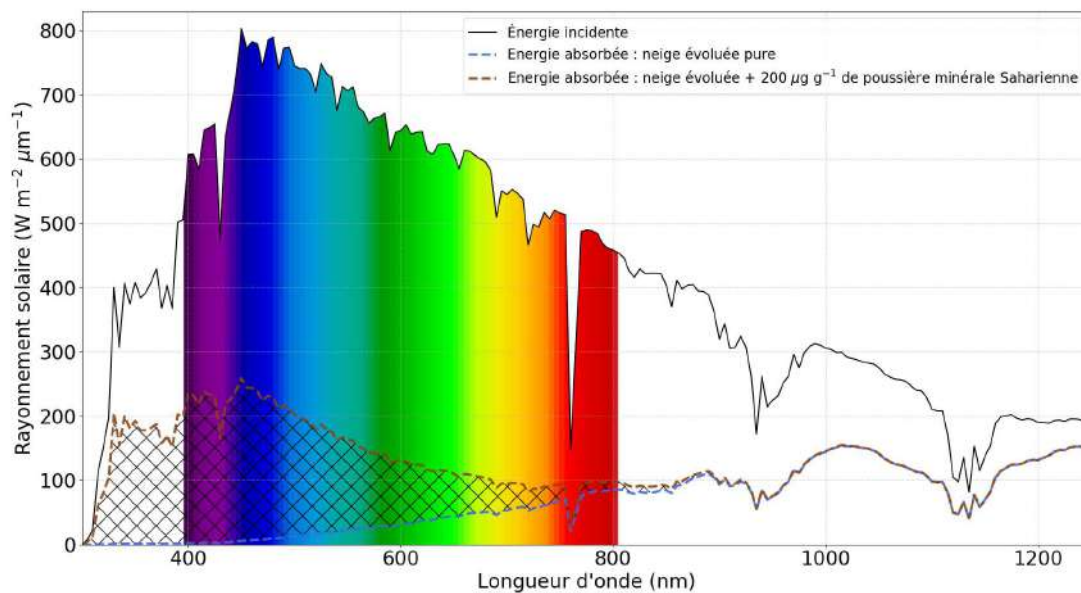


FIGURE 1.14 – Énergie solaire incidente et absorbée par un manteau neigeux purs et un manteau neigeux contenant des poussières minérales. La zone hachurée correspond au forçage radiatif des poussières minérales, c'est-à-dire l'absorption supplémentaire d'énergie causée par ces impuretés.

précédemment abordées. D'une part, les impuretés absorbantes vont accroître la quantité d'énergie absorbée, amplifiant ainsi la boucle de rétro-action intrinsèque de l'albédo de la neige (Figure 1.15 b). D'autre part, pour une quantité d'impuretés donnée, l'impact des impuretés augmente avec la décroissance de SSA (Figure 1.13 b) et c). Donc en présence d'impuretés, quand la décroissance de SSA causée par le métamorphisme, induit également une augmentation de l'impact radiatif direct des impuretés (Figure 1.15 c). Cela amplifie le forçage radiatif des impuretés, accélérant encore la décroissance de SSA et ainsi de suite. Ces phénomènes sont appelés **impacts radiatifs indirects** des impuretés absorbantes.

Ces impacts, directs et indirects, sont amplifiés par une dernière boucle de rétro-action positive due à l'enrichissement de la surface en impuretés absorbantes pendant la période de fonte. En effet, plus la neige fond et plus les impuretés contenues dans le manteau s'accumulent à la surface. Leurs concentrations en surface augmentant, le processus de fonte s'accélère et par conséquent l'accumulation des impuretés en surface s'accroît. La Figure 1.15 résume toutes les boucles de rétro-action positives impliquant l'albédo de la neige en l'absence ou en présence d'impuretés absorbantes.

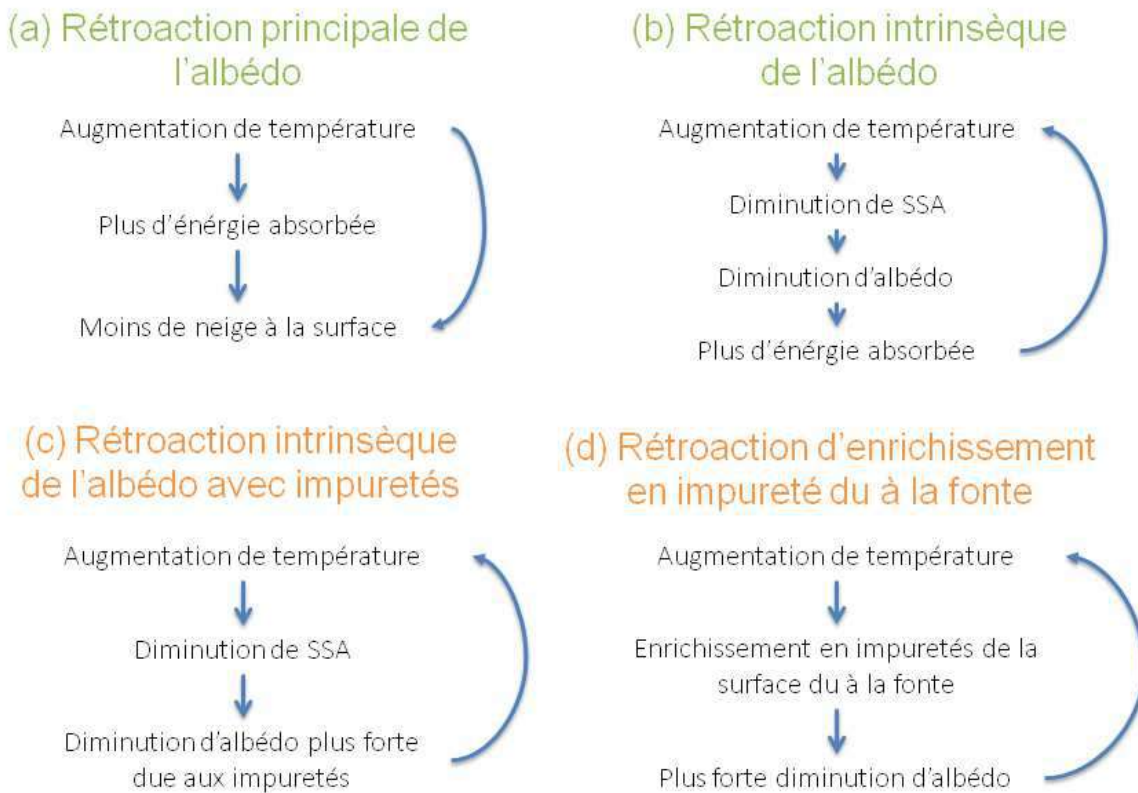


FIGURE 1.15 – Boucles de rétro-action positives de l'albédo de la neige. En bleu neige pure, en orange avec des impuretés.

Les impacts des impuretés absorbantes (directs et indirects) ont une influence essentielle pour le bilan d'énergie du manteau neigeux et donc pour l'évolution des manteaux neigeux. L'intensité de ces impacts augmente avec la concentration en impuretés absorbantes et avec l'énergie solaire incidente. Pour ces deux raisons, le forçage radiatif des impuretés a tendance à être plus fort en fin de saison.

Enfin, l'impact sur l'albédo des impuretés absorbantes n'est que la partie émergée de l'iceberg car même si la majeure partie du rayonnement solaire est absorbée dans une couche supérieure très mince (quelques millimètres à centimètres selon la longueur d'onde ; Brandt and Warren, 1993), une partie de ce rayonnement pénètre plus en profondeur dans le manteau neigeux. La présence de couches contenant des impuretés absorbantes à l'intérieur du manteau neigeux modifie également la façon dont le rayonnement y est absorbée. La Figure 1.16 illustre l'impact des impuretés sur le profil d'absorption d'énergie en profondeur. L'énergie n'est pas absorbée au même endroit en présence et en absence d'une couche impure, entraînant une différence dans les profils de température de ces deux manteaux neigeux théoriques (Flanner and Zender, 2005). L'absorption d'énergie en profondeur impacte notamment les métamorphisme de la neige (e.g. Picard et al., 2012), le développement de la végétation sous-jacente (e.g. Richardson and Salisbury, 1977) et la photochimie dans le manteau neigeux (e.g. France et al., 2012).

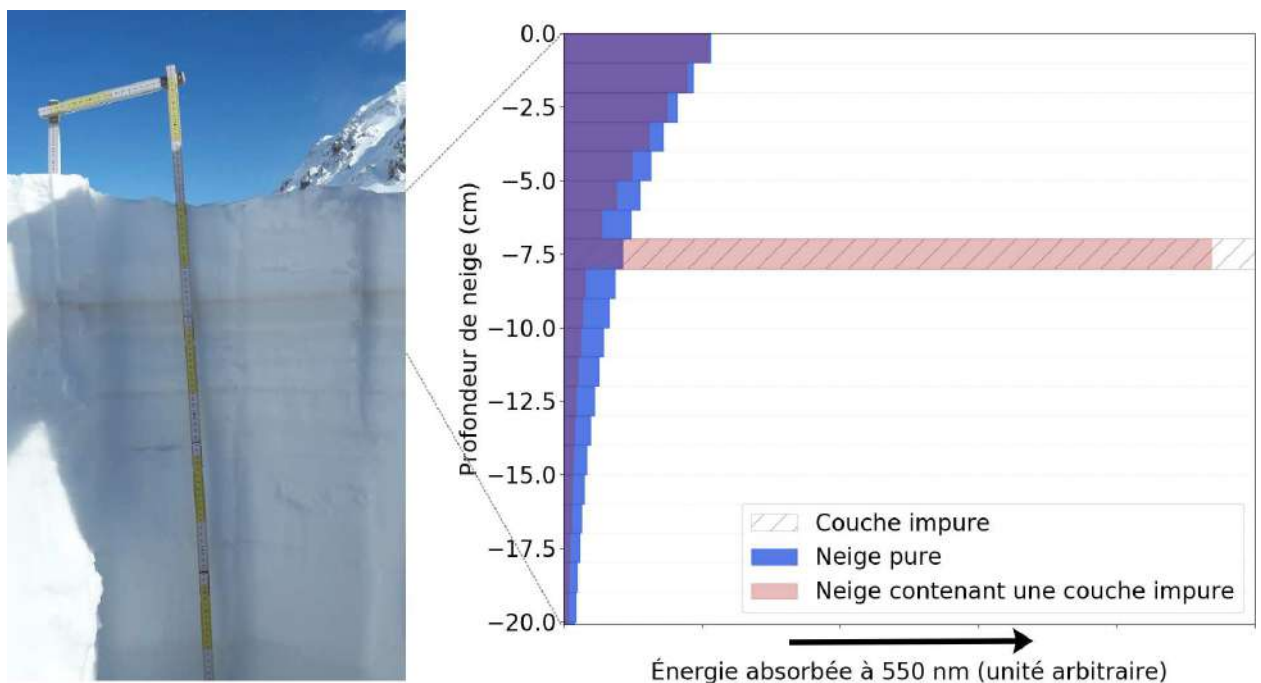


FIGURE 1.16 – La photo à gauche illustre un exemple de manteau neigeux avec une couche contenant des impuretés absorbantes, ici une couche concentrée en poussières minérales sahariennes au col du Lautaret. Le graphique de droite présente deux exemples de profils verticaux d'absorption d'énergie pour un manteau neigeux homogène dont l'un contient une couche de poussières minérales qui est hachurée (rouge) et l'autre est totalement pur (bleu). Les couches de ce manteaux neigeux théorique font ici 1 cm.

1.4.3 État de l'art et limitations

La Section précédente, explique de manière qualitative les impacts de la présence d'impuretés absorbantes dans le manteau neigeux. Cependant, apporter une quantification exacte de l'impact des impuretés absorbantes est une tâche complexe qui nécessite de connaître

précisément, à la fois, les quantités d'impuretés absorbantes dans le manteau neigeux tout au long de la saison ainsi que la façon dont elles impactent l'absorption d'énergie. C'est pourquoi, la présence d'impuretés absorbantes à la surface des régions enneigées a fait l'objet de nombreuses études aux cours des dernières décennies. D'une part, des mesures de concentration d'impuretés absorbantes ont été réalisées, permettant de mieux cartographier la répartition de ces impuretés absorbantes dans les régions enneigées. D'autre part, des efforts de modélisation ont été fournis pour modéliser leurs impacts radiatifs. Je dresse ici un état de l'art de notre compréhension actuelle des interactions entre neige et impuretés absorbantes.

Impact des impuretés : quelques chiffres

Les travaux de mesures et de modélisation réalisés au cours de ces dernières décennies ont permis de dresser une cartographie approximative de l'impact des impuretés absorbantes dans différentes régions du globe. Il est maintenant admis que les impuretés absorbantes dans la neige ont une importance cruciale autant à l'échelle globale que locale.

L'étude de Flanner et al. (2007) a par exemple mis en évidence l'importance du BC dans le forçage radiatif global des surfaces enneigées, estimant que la présence de BC dans la neige conduit à un réchauffement annuel moyen d'équilibre global jusqu'à 0.15°C . La revue récente de Skiles et al. (2018) apporte une vue d'ensemble sur notre connaissance actuelle de l'impact radiatif des impuretés absorbantes dans le monde. La Figure 1.17 tirée de cette même revue, illustre les variations de leur forçage radiatif selon les régions du globe. Cet impact varie fortement d'une zone du globe à l'autre et notre compréhension du phénomène est encore limité comme l'illustre la forte incertitude qui persiste sur l'impact global. Cette incertitude provient de plusieurs facteurs qui sont détaillés dans les parties suivantes.

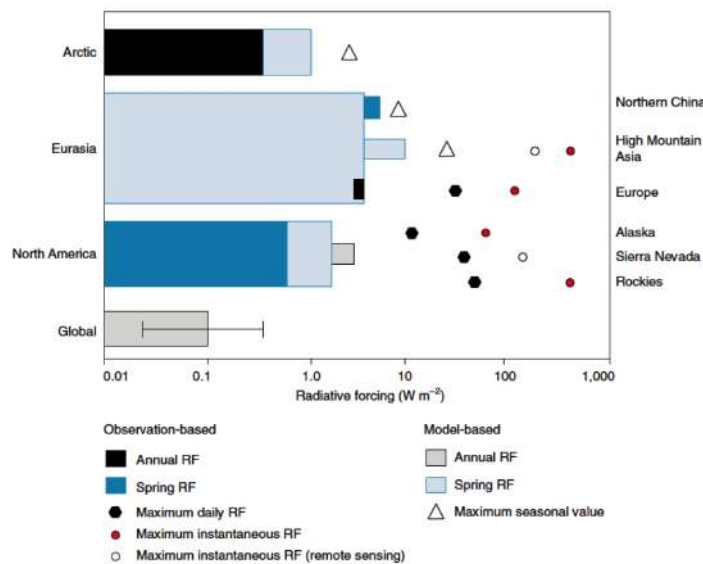


FIGURE 1.17 – Répartition globale du forçage radiatif des impuretés absorbantes.

Cette vision d'ensemble donne une idée de l'impact global des impuretés absorbantes et d'autres impacts sont observables à l'échelle locale. Par exemple, Skiles et al. (2015) a

montré que, dans le bassin supérieur du Colorado, les poussières minérales affectent fortement le forçage radiatif de la neige et peuvent avancer la fonte du manteau neigeux jusqu'à 50 jours. Enfin, à l'échelle d'une pente enneigée, la présence de couches de neige fortement concentrées en impuretés absorbantes est suspectée d'affecter la stabilité du manteau neigeux. Les modifications du métamorphisme de la neige pourraient en effet favoriser la formation de structures instables (Chomette et al., 2016). Une description quantitative des effets des différents impacts des dépôts de poussières minérales sur le manteau neigeux a été dressée dans l'étude très intéressante de Landry et al. (2014). Cependant, aucune preuve de ce qui est avancé dans ces deux études n'a encore été fournie (voire Annexe B).

Mesures dans la neige

La compréhension actuelle de l'évolution des impuretés absorbantes dans la neige nous vient majoritairement des observations in-situ. En effet, une première étape pour comprendre les processus d'interactions entre neige et impuretés absorbantes est de déterminer quelles quantités d'impuretés absorbantes sont présentes dans le manteau neigeux. Pour cette raison, la concentration en impuretés absorbantes dans la neige a fait l'objet de nombreuses mesures dans les zones enneigées autour du globe. Par exemple, Carmagnola et al. (2013), Aoki et al. (2014) et Polashenski et al. (2015) ont recueilli des informations détaillées sur la teneur en impuretés de la neige (BC et poussières minérales) sur la neige de la calotte glaciaire du Groenland. Doherty et al. (2010) s'est également intéressé à l'impact radiatif des impuretés absorbantes sur la neige arctique, montrant en particulier que les constituants autres que le BC causent jusqu'à 50 % du forçage radiatif des impuretés absorbantes dans l'Arctique. De l'autre côté du globe, Bisiaux et al. (2012) présente un inventaire des dépôts de BC en Antarctique au cours du siècle dernier, d'après une analyse de carottes de glace. Au troisième pôle²², Ginot et al. (2014); Kaspari et al. (2014) ont étudié les concentrations en BC et en poussières minérales sur un glacier de haute altitude dans la vallée de Khumbu au Népal. La concentration en impuretés dans les manteaux neigeux saisonniers a également fait l'objet de plusieurs études. Le groupe de Thomas Painter a effectué des campagnes intensives de mesure de concentration en poussières minérales et de leurs impacts dans la chaîne montagneuse du Sierra Nevada aux États Unis (e.g. Painter et al., 2007b; Skiles et al., 2012, 2015). Ces études, et notamment la thèse de Skiles (2014), présentent un suivi régulier des concentrations en impuretés absorbantes dans cette région sur plusieurs années. Dans la même région, un autre groupe a également suivi les concentrations d'impuretés absorbantes et montré que l'accumulation de BC et de poussières minérales à la surface du manteau neigeux en fin de saison joue un rôle important sur le forçage radiatif manteau neigeux printanier (Sterle et al., 2013). Très récemment, l'étude de (Rowe et al., 2019) a également présenté un suivi sur deux années des concentrations en impuretés absorbantes dans plusieurs sites des Andes chiliennes. Cette campagne de mesure met en évidence une forte variabilité des concentrations en carbone suie ainsi que du type d'impuretés dominant l'absorption entre différents sites andins.

Dans les Alpes européennes, les seuls relevés pluriannuels de concentration en impuretés absorbantes sont fournis par des carottes de glace. La plupart du temps, les sites de mesure de ces études sont situés au-dessus de 4000 m (e.g. De Angelis and Gaudichet, 1991; Wagenbach

22. Les hautes montagnes d'Asie sont souvent qualifiées de troisième pôle de la planète en raison des importantes quantités de glace qui s'y trouvent

and Geis, 1989; Thevenon et al., 2009; Gabbi et al., 2015). À plus basse altitude, dans les manteaux neigeux saisonniers des Alpes, les mesures de concentration d'impuretés sont rares. Di Mauro et al. (2015) présente des mesures chimiques détaillées des concentrations en poussières minérales et utilise deux techniques de mesure différentes. Cependant, les mesures sont effectuées sur une unique journée après un dépôt de poussières minérales sahariennes. Un jeu de données similaire est présenté dans Di Mauro et al. (2019) avec une journée de mesure chimique de poussières minérales après un événement de fort dépôt. L'étude de Dumont et al. (2017) rapporte la plus longue série temporelle de concentration d'impuretés absorbantes dans cette région, couvrant deux mois, à la fin d'une saison de neige, sur un site de basse altitude. À ce jour, aucune étude intensive de suivi des impuretés absorbantes n'a été réalisée sur la neige saisonnière dans les Alpes.

Pour caractériser l'absorption des impuretés absorbantes, leur coefficient d'absorption σ_a (m^{-1}) est calculé. Pour un type d'impureté i ,

$$\sigma_a = \rho_i \times MAE_i = \rho_{snow} \times c_i \times MAE_i, \quad (1.3)$$

avec ρ_i (kg m^{-3}) et c_i ($\text{kg kg}_{\text{neige}}^{-1}$) la densité et la concentration massique en impuretés, ρ_{snow} ($\text{kg}_{\text{neige}} \text{m}^{-3}$) la densité de la neige dans la couche et MAE_i l'efficacité massique d'absorption de l'impureté ($\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$); MAE pour Mass Absorption Efficiency en anglais). Le coefficient massique d'absorption permet en pratique de relier la concentration en impuretés absorbantes à leur impact radiatif.

Il existe principalement deux approches expérimentales pour déterminer le coefficient d'absorption des impuretés absorbantes dans le manteau neigeux : les mesures chimiques de concentration et l'estimation de l'impact à partir de mesures optiques (d'albédo par exemple).

1. La première approche consiste à mesurer chimiquement la concentration en impuretés absorbantes dans le manteau neigeux, pour ensuite en déduire l'impact radiatif en faisant une hypothèse sur l'efficacité massique d'absorption des impuretés mesurées. Les mesures chimiques diffèrent pour chaque type d'impuretés absorbantes :

Pour le BC, Petzold et al. (2013) a défini une terminologie spécifique pour désigner les différentes mesures de concentration selon leur principe. Suivant cette terminologie, la concentration en BC obtenue par des méthodes basées sur l'incandescence induite par laser (e.g. Schwarz et al., 2008) est rapportée comme étant du "refractory Black Carbon" : rBC. La concentration en BC obtenue par des méthodes thermo-optiques (e.g. Zanatta et al., 2016)²³ est appelée "Elemental Carbon" : EC. Enfin la concentration obtenue par des méthodes mesurant l'absorption des particules est rapportée comme "equivalent Black Carbon (eBC)". Cette distinction a été établie car ces différentes méthodes ne donnent pas toujours les mêmes résultats (e.g. Watson, 2005; Doherty et al., 2016).

La concentration en poussières minérales dans la neige est, elle, mesurée grâce à d'autres techniques. Dans la littérature, il existe principalement des méthodes basées sur des compteurs de particules (e.g. le compteur Coulter ; Delmonte et al., 2004) ou sur des propriétés minéralogiques des poussières minérales (e.g. De Angelis and Gaudichet, 1991). Des méthodes gravimétriques, c'est-à-dire basées sur la pesée des particules sont plus rarement utilisées (e.g. Di Mauro et al., 2015). De par leur plus

23. Méthodes se basant sur la forte résistivité thermique du BC en comparaison au carbone organique. Le BC ne peut en effet se gazéifier qu'à partir d'environ 4000 K.

faible capacité d'absorption, les poussières minérales ont été moins étudiées que le BC et l'incertitude associée à leurs mesures dans la neige n'est pas réellement quantifiée.

2. Compte tenu des nombreuses difficultés liées à la compréhension des mesures chimiques (e.g. Petzold et al., 2013) et des efficacités d'absorption des impuretés dans la neige (e.g. Doherty et al., 2016), une approche alternative consiste à exploiter les mesures spectrales de réflectance de la neige. En se basant sur le fait que le spectre d'absorption des impuretés est très différent de celui de la glace²⁴, il est possible de déduire l'impact provoqué par les impuretés absorbantes sur un albédo spectral mesuré. Ces méthodes reposent souvent sur le rapport entre différentes bande spectrales (e.g. Kokhanovsky et al., 2018) ou sur un modèle de transfert radiatif incluant l'impact des impuretés absorbantes (e.g. Dumont et al., In prep).

À partir de cette approche, deux hypothèses sont ensuite envisageables :

- Une hypothèse sur le rayonnement solaire incident permet de déduire directement le forçage radiatif des impuretés (e.g. Painter et al., 2007a; Skiles et al., 2012).
- Une hypothèse sur l'efficacité massique d'absorption des impuretés permet de déduire les concentrations en impuretés absorbantes en surface. Ces méthodes peuvent être appliquées à des mesures d'albédo spectraux in-situ (e.g. Dumont et al., 2017), aéroportées (e.g. par drone dans Di Mauro et al., 2015) ou à des réflectances satellitaires (e.g. Kokhanovsky et al., 2019; Dumont et al., In prep). Dans le cas des réflectances satellitaires, seules des quantités importantes d'impuretés absorbantes sont détectables (Warren, 2013).

Modélisation du transfert radiatif

La compréhension et la quantification des impacts radiatifs des impuretés passent souvent par la modélisation (Skiles et al., 2018). Plusieurs modèles de transfert radiatif de la neige incluant l'impact des impuretés absorbantes ont ainsi été élaborés au cours des dernières décennies. Ces modèles permettent de calculer, sous certaines hypothèses, les propriétés optiques de la neige en fonction de ses propriétés physiques et de sa concentration en divers types d'impuretés absorbantes.

Comme première approche, de nombreux modèles de transfert radiatif font l'approximation sphérique²⁵ pour représenter les particules de neige et se basent sur la Théorie de Mie. Par exemple, Warren and Wiscombe (1980) et Wiscombe and Warren (1980) ont établi un modèle d'albédo spectral de la neige tenant compte de l'impact du BC et des poussières minérales en mélange externe pour une couche de neige de propriétés homogènes. Flanner and Zender (2005) et Flanner et al. (2007) ont ensuite développé un modèle de transfert radiatif multi-couche appelé SNICAR (Snow, Ice, and Aerosol Radiative). SNICAR tient compte à la fois de la distribution de taille des impuretés et de leur emplacement par rapport à la matrice de glace (mélange interne ou externe). La même théorie sous-jacente a été couplée au solveur de transfert radiatif DISORT (Discrete Ordinate Radiative Transfer Model Stamnes et al., 1988) dans Carmagnola et al. (2013) et Ginot et al. (2014). Leur modèle permet de calculer les propriétés radiatives d'un manteau neigeux multi-couches en présence d'impuretés absorbantes à la fois en mélange interne et externe. En se basant sur des tables de correspondance,

24. La glace est très peu absorbante dans le visible et plus absorbante dans l'infrarouge à l'inverse des impuretés.

25. C'est-à-dire que la neige est représentée comme un ensemble de sphères

Aoki et al. (2011) a mis au point le modèle PBSAM (Physically Based Snow Albedo Model) capable de calculer les propriétés radiatives d'un manteau neigeux multicouche, avec un coût numérique faible.

Dans tous les modèles de transfert radiatif précédemment introduits, la neige est représentée comme un ensemble de particules de glace sphériques. Or, comme vu dans la Section 1.2.3, les grains de neige peuvent prendre des formes extrêmement variées. Kokhanovsky and Zege (2004) souligne que l'approximation sphérique entraîne des erreurs dans le calcul des propriétés radiatives de la neige. Il a formulé la théorie du transfert radiatif analytique asymptotique (AART en anglais) qui fournit des formulations analytiques pour calculer les propriétés de diffusion simple d'une neige composée de particules de glace non sphériques. Cette théorie s'applique aux milieux ayant une faible absorption et les impuretés absorbantes sont représentées en mélange externe uniquement. Enfin, Malinka (2014) a développé une théorie pour calculer les propriétés radiatives spectrales d'un matériau poreux basées sur ses propriétés micro-structurelles. Ce dernier modèle a l'avantage de s'abstraire de certaines hypothèses telles que la forte diffusion. Il peut par exemple être appliqué à la fois à la neige et à la glace (Malinka et al., 2016). En contrepartie, il est beaucoup plus coûteux à l'exécution.

Au cours de cette thèse, le modèle TARTES (Two-streAm Radiative TransfER in Snow; Libois et al., 2013) a été utilisé pour calculer la pénétration de la lumière et l'absorption d'énergie dans un manteau-neigeux multicouche²⁶. Ce modèle repose sur la théorie AART et l'approximation de δ -Eddington pour les milieux à forte diffusion vers l'avant. L'équation du transfert radiatif est résolue avec les formulations à deux flux de Toon et al. (1989) et Jiménez-Aquino and Varela (2005). Chaque couche de neige est caractérisée par sa SSA, sa masse volumique, sa concentration en divers types d'impuretés absorbantes. Deux paramètres représentent également la forme géométrique des grains. TARTES a été conçu et utilisé pour la première fois par Quentin Libois et Ghislain Picard en python (Libois et al., 2013), puis implémenté en ligne par Ghislain Picard (TARTES online; [ici](#)), et en Fortran dans Crocus par Matthieu Lafaysse (e.g. Libois et al., 2015; Charrois et al., 2016). La documentation complète de TARTES peut être consultée [ici](#). Notez que le modèle est maintenant utilisé par différents groupes dans le monde et, est notamment implémenté dans le modèle climatique régional RACMO2 (Université d'Utrecht; Van Dalum et al., 2018).

La modélisation de l'impact des impuretés absorbantes a beaucoup progressé mais elle reste cependant limitée par plusieurs facteurs, dont les plus importants sont listés ci-dessous :

- L'emplacement des impuretés par rapport à la matrice de glace a un impact significatif sur l'efficacité d'absorption des impuretés (e.g. Flanner et al., 2012). Ce paramètre est difficilement mesurable et, à ce jour, peu documenté.
- La distribution granulométrique des impuretés (e.g. Flanner et al., 2012) influence également l'impact des impuretés absorbantes dans la neige, et n'est souvent que partiellement documentée en raison de difficultés expérimentales.
- Le coefficient d'absorption massique des impuretés est faiblement contraint et peut varier considérablement selon la région d'intérêt, la période d'observation et les propriétés physiques des impuretés (e.g. Dang et al., 2015; Zanatta et al., 2016; Dong et al., 2018).

²⁶. Les figures d'albédo et d'absorption d'énergie de la neige qui se trouvent en début de Section 1.4 ont été produites grâce à ce modèle

- La distribution verticale précise (au millimètre) des impuretés proche de la surface a une forte influence sur l’impact radiatif engendré. Or, des résolutions verticales meilleures que 2 cm sont difficiles à atteindre avec les techniques de mesure actuelles.
- Enfin, la valeur de la partie imaginaire de l’indice de réfraction de la glace dans les longueurs d’onde visibles est cruciale pour estimer l’impact des impuretés dans la neige. Or les deux valeurs les plus récentes de Picard et al. (2016b) et Warren and Brandt (2008) divergent significativement dans les longueurs d’onde du visible.

Modélisation de l’évolution du manteau neigeux en présence d’impuretés absorbantes

Les modèles abordés précédemment permettent de calculer la baisse d’albédo induite par les impuretés, donc leur impact direct. Néanmoins, comme décrit dans la Section 1.4.2, les impuretés interagissent avec le métamorphisme de la neige, entraînant des impacts indirects via les rétroactions de l’albédo. Pour quantifier tous les impacts des impuretés absorbantes sur le manteau neigeux, il est nécessaire de coupler un modèle de transfert radiatif avec un modèle représentant les métamorphismes de la neige. Quelques études novatrices ont présenté des couplages entre des modèles de manteau neigeux tenant compte des dépôts et parfois du devenir des impuretés absorbantes et des modèles de transfert radiatif. Par exemple, Krinner et al. (2006) a montré que les dépôts de poussières minérales ont pu impacter la couverture de glace en Asie du Nord au cours du dernier maximum glaciaire, en utilisant une représentation simple mais pragmatique des dépôts de poussières minérales dans la neige et de leur impact dans le modèle climatique global LMDZ4. Ménégoz et al. (2014) a affiné et appliqué ce même modèle de surface terrestre au cours de périodes plus récentes afin de traiter l’impact du dépôt de BC dans la neige, dans la région de l’Himalaya. Flanner et al. (2007) a couplé le modèle de transfert radiatif de la neige SNICAR à un schéma de manteau neigeux du modèle communautaire de l’atmosphère et du climat global, simulant explicitement les émissions et le transport de BC. Toutefois, jusqu’à présent, les modèles les plus détaillés de manteau neigeux comme Crocus et SNOWPACK²⁷ (Lehning et al., 2002) ne tiennent pas compte explicitement des dépôts et de l’impact radiatif des impuretés absorbantes. Ces modèles représentent pourtant précisément les métamorphismes de la neige et sont donc idéaux pour estimer les impacts indirects des impuretés absorbantes. A l’heure actuelle, ces modèles utilisent principalement des équations empiriques de l’albédo pour tenir compte implicitement de la présence des impuretés absorbantes. Par exemple, dans le modèle de manteau neigeux Crocus, l’albédo de la neige dans les longueurs d’onde du visible est fonction de l’âge des couches de surface. Cette paramétrisation permet de reproduire la diminution d’albédo dans le visible en fin de saison mais pas la variabilité spatio-temporelle des dépôts d’impuretés. C’est une limitation importante du modèle car l’impact des impuretés varie fortement d’une année sur l’autre (Di Mauro et al., 2019) et entre différentes régions (Skiles et al., 2018). Cette paramétrisation s’avère être une limite à la transférabilité du modèle dans des régions du monde où les dépôts d’impuretés n’ont pas le même ordre de grandeur (Lafaysse et al., 2018).

Avant de commencer cette thèse, la représentation explicitée de l’impact radiatif des impuretés absorbantes dans des modèles détaillés de manteau neigeux, avait déjà été entreprise. Niwano et al. (2012) a implémenté un modèle de manteau neigeux multicouche intégrant le

27. Modèle de manteau neigeux Suisse également très utilisé dans la communauté

modèle de transfert radiatif PBSAM. Ce modèle appelé Snow Metamorphism and Albedo Process (SMAP) calcule les propriétés radiatives d'un manteau neigeux en évolution dans lequel les impuretés n'évoluent pas ; les concentrations des différentes couches sont prescrites aux valeurs mesurées sur le terrain. Jacobi et al. (2015) a implémenté un schéma de transfert radiatif simulant les effets des poussières minérales et du BC sur un manteau neigeux de l'Himalaya simulé avec le modèle détaillé Crocus. Cependant, dans leur étude, la concentration des impuretés était supposée égale dans toutes les couches de neige et constante pendant la saison. Dans ces deux modèles, l'évolution des impuretés n'est pas prise en compte.

La dynamique d'évolution des impuretés absorbantes dans le manteau neigeux a été pour la première fois implémentée dans un modèle détaillé de manteau neigeux peu avant le début de cette thèse. S. McKenzie Skiles, au cours de sa thèse (Skiles, 2014), a en effet modifié le modèle SNOWPACK pour suivre l'évolution des couches concentrées en poussières minérales. Pour ce faire, des marqueurs indiquant la concentration de poussières minérales dans chaque couche ont été implémentés. L'auteur a mis en place un couplage séquentiel entre ce modèle de manteau neigeux et le modèle de transfert radiatif SNICAR, utilisé hors ligne²⁸. A chaque pas de temps, SNOWPACK calcule les propriétés physiques des différentes couches de neige et SNICAR calcule l'albédo du manteau neigeux. Cet albédo est ensuite réinjecté dans SNOWPACK à l'étape suivante, qui met à jour les propriétés physiques du manteau. Cette étude estime pour la première fois l'importance de l'impact indirect des impuretés absorbantes. Elle montre que 20 % du forçage radiatif des impuretés vient des impacts indirects, dans un site de Sierra Nevada et pour une saison d'hiver. Cela implique que les modèles de transfert radiatif seuls, ne prenant pas en compte les interactions avec le métamorphisme, pourraient sous-estimer de 20 % l'impact radiatif des impuretés.

Une des limitations de cette étude est que les modèles de manteau neigeux et de transfert radiatif ne sont pas totalement couplés. Seul l'albédo est réinjecté dans SNOWPACK mais pas le profil d'absorption d'énergie qui modifie le profil de température et donc le métamorphisme près de la surface (Libois et al., 2014a; Flanner and Zender, 2005; Picard et al., 2012). De plus, ce modèle calcule l'évolution du manteau neigeux à partir d'une stratigraphie de poussières minérales prescrite, ce qui nécessite des mesures régulières des concentrations en impuretés absorbantes. Il ne peut donc pas, en l'état, être appliqué à une zone entière où les mesures des profils d'impuretés ne sont pas disponibles. Pour réaliser une telle étude, la représentation des phénomènes de dépôt des impuretés absorbantes reste une étape nécessaire. L'utilisation de modèles atmosphériques de chimie-aérosols, afin de fournir des flux de dépôts d'impuretés absorbantes pour les modèles du manteau neigeux, semble être une approche prometteuse.

28. C'est-à-dire que le modèle de transfert radiatif tourne de manière indépendante, en dehors du code du modèle de manteau neigeux

1.5 Problématiques et objectifs de la thèse

Au vu de l'état de l'art plusieurs points limitent notre compréhension des interactions entre impuretés absorbantes et manteau neigeux. Cette thèse se propose d'apporter une contribution à la compréhension de ce sujet en se focalisant sur les Alpes françaises et en répondant à trois grandes problématiques :

Peut-on modéliser les impacts (directs et indirects) des impuretés absorbantes en se servant des modèles de manteau neigeux et des modèles de chimie-aérosols développés à Météo-France ?

Très peu de données sont disponibles sur les impacts indirects des impuretés absorbantes dans la neige, i.e. les interactions entre métamorphisme de la neige et impuretés absorbantes. L'unique étude fournissant une estimation de ces impacts provient de la thèse de Skiles (2014) et a été publiée très récemment (Skiles and Painter, 2019). Elle montre que dans un site de la Sierra Nevada (U.S.A), au cours de la saison étudiée, 20% de l'impact total des impuretés provient des effets indirects. C'est un résultat crucial car la plupart des modèles ne prennent en compte que l'effet direct et pourraient donc sous estimer l'impact total des impuretés de 20%. Cependant, à ce jour, la variabilité spatiale et temporelle des impacts indirects des impuretés absorbantes reste inconnue. Estimer cette variabilité spatio-temporelle nécessite des simulations au long terme et sur des zones étendues modèles de manteau neigeux prenant en compte à la fois les impuretés absorbantes et le métamorphisme de la neige. Pour réaliser de telles simulations, il faut introduire des informations spatialisées de flux de dépôts d'impuretés absorbantes en entrée du modèle de manteau neigeux détaillés ce qui n'a jamais été fait jusqu'alors.

Quels types d'impuretés absorbantes sont présentes dans un manteau neigeux saisonnier alpin et en quelle quantité ? Avec quelle incertitude peut-on estimer leurs concentrations à partir de mesures ?

Comme le souligne la revue récente de Skiles et al. (2018), l'un des facteurs qui limitent notre compréhension actuelle des impacts des impuretés absorbantes est le manque d'observations dédiées à ce sujet. Cette étude préconise de collecter des jeux de données aussi complet que possible dans les régions enneigées autour du globe. Dans la littérature, peu de données concernant les concentrations en impuretés absorbantes des manteaux neigeux saisonniers des Alpes sont disponibles. Aucun suivi régulier pluri-annuel visant à étudier les impuretés absorbantes n'y a encore été réalisé. La problématique ici abordée découle principalement de ce constat. De plus, des études ont soulevées la difficulté de relier les mesures d'impuretés à leur impact optiques (e.g. Doherty et al., 2016), ce qui pose la question supplémentaire de l'incertitude associée aux différents types de mesures.

Quels impacts radiatifs ont les dépôts d'impuretés absorbantes sur l'évolution du manteau neigeux et comment varient t-ils d'une année à l'autre ?

La présence d'impuretés absorbantes impacte le bilan d'énergie de surface du manteau neigeux. La quantification de ces impacts participe donc à améliorer notre compréhension de l'évolution manteaux neigeux et de tous les enjeux associés. A l'heure actuelle, ces impacts dans les manteaux neigeux saisonniers des Alpes sont peu documentés. Cela amène à l'objectif principal de ma thèse, qui est de quantifier les impacts directs et indirects des impuretés absorbantes sur l'évolution des manteaux neigeux saisonniers alpins ainsi que leur variabilité annuelle.

1.6 Travaux réalisés et plan du manuscrit

La principale source d'inspiration de ce travail est la thèse de Skiles (2014). Sa thèse présente une campagne de mesure de l'impact des impuretés absorbantes dans le manteau neigeux de la Sierra Nevada (USA), ainsi que des travaux de modélisation dans le modèle de manteau neigeux détaillé SNOWPACK. Les méthodes et les résultats qui y sont présentés m'ont aidé à prendre des décisions aussi bien dans ma campagne de mesure que dans les travaux de modélisation réalisés.

Peut on modéliser les impacts (directs et indirects) des impuretés absorbantes en se servant des modèles de manteau neigeux et des modèles de chimie-aérosols développés à Météo-France ?

L'objectif décrit ici vise à évaluer si l'utilisation de flux de dépôts d'impuretés, provenant d'un modèle atmosphérique de chimie-aérosols, en entrée d'un modèle détaillé de manteau neigeux permet de modéliser correctement leurs impact. Pour ce faire, le modèle de manteau neigeux Crocus paraît être un bon candidat pour estimer les impacts des impuretés absorbantes sur le manteau neigeux. En effet, Crocus est un modèle de manteau neigeux détaillé représentant le métamorphisme de la neige et qui inclut depuis peu un schéma de transfert radiatif capable de prendre en compte l'impact radiatif des impuretés absorbantes. Une représentation réaliste des concentrations en impuretés absorbantes dans le manteau permettrait donc de modéliser à la fois leur impact direct et les boucles de rétroaction liées au métamorphisme (impacts indirects).

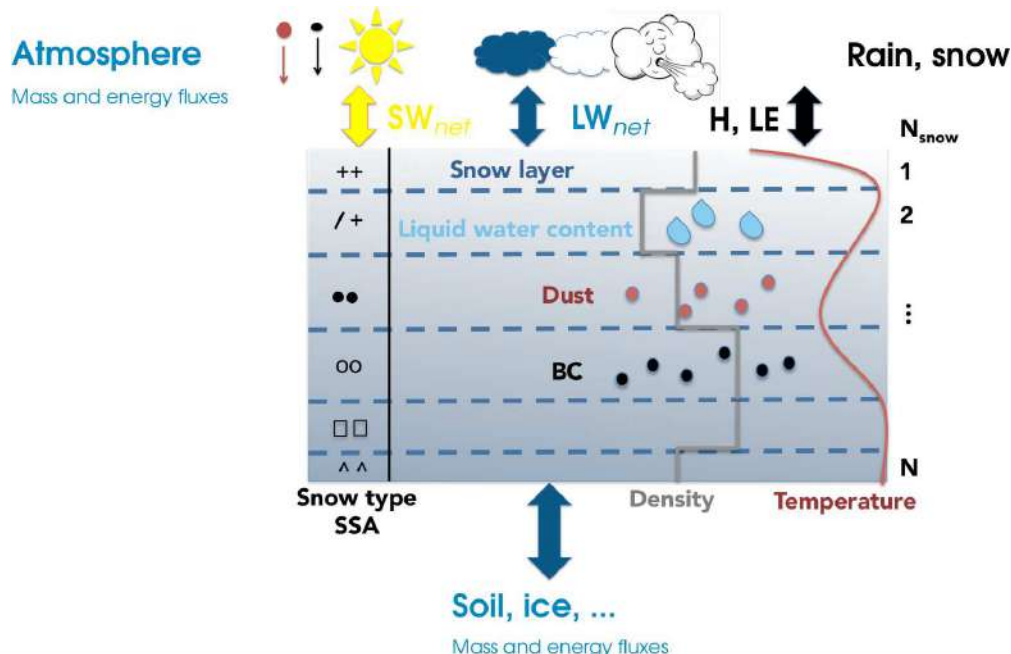


FIGURE 1.18 – Schéma simplifié du modèle Crocus incluant une représentation explicite des impuretés absorbantes. Schéma de Marie Dumont

Dans cette optique, des développements conséquents ont été réalisés dans le modèle de manteau neigeux Crocus pour y inclure les processus de dépôt et d'évolution des impuretés absorbantes. Ces développements sont détaillés sous forme d'article dans le Chapitre 2 : **Implémentation de l'impact des impuretés absorbantes dans Crocus**. Le modèle de manteau neigeux Crocus inclut maintenant les processus de dépôt sec et humide des impuretés absorbantes ainsi que leur dynamique dans les couches du manteau neigeux. Leurs impacts radiatifs, sur l'albédo ainsi que sur le profil d'absorption d'énergie sont ensuite calculés par le modèle de transfert radiatif TARTES intégré à Crocus. La Figure 1.18 schématise la nouvelle version de Crocus incluant les développements réalisés dans le Chapitre 2. Dans ce chapitre, les flux de dépôts de BC et de poussières minérales, provenant du modèle atmosphérique de chimie-aérosol ALADIN-Climate (Nabat et al., 2015), sont utilisés comme forçage de Crocus. Cette étude est ainsi l'une des premières à coupler un modèle de manteau neigeux avec un modèle de flux de dépôts d'aérosols, ouvrant ainsi la voie à la spatialisation de la représentation explicite des impacts direct et indirects des impuretés absorbantes.

Quels types d'impuretés absorbantes sont présentes dans un manteau neigeux saisonnier alpin et en quelle quantité? Avec quelle incertitude peut-on estimer leurs concentrations à partir de mesures ?

Campagne de mesure au Lautaret : Chapitre 3

Pour répondre à cette problématique, une campagne de mesure a été menée pendant deux saisons hivernales (2016-2017 et 2017-2018) au col du Lautaret, dans les Hautes Alpes (05). Au cours de ces deux hivers, un suivi régulier (quasi hebdomadaire) des propriétés physiques, chimiques et optiques de la neige a été réalisé. La photo de la Figure 1.19 a été prise durant lors d'une journée de mesure de campagne.



FIGURE 1.19 – Mesures dans un puits de neige durant la campagne de mesure au Lautaret avec Celine Vargel et Laurent Arnaud. Crédit photo : Marie Dumont

La description du déroulement, du protocole de mesure et des données acquises au cours de cette campagne sont l'objet du Chapitre 3 : **Campagne de mesure au col du Lautaret**. Au cours de cette campagne de mesure, 40 journées de terrain ont été effectuées afin d'acquérir les données suivantes :

- Des profils verticaux de concentration chimiques en BC (utilisant différentes techniques), en poussières minérales et en carbone organique.
- Des mesures d'albédo spectraux manuelles et automatiques.
- Des profils spectraux d'irradiance, c'est-à-dire des profils verticaux de pénétration du rayonnement solaire en fonction de la profondeur.
- Des profils verticaux de propriétés physiques de la neige : densité, SSA, température et type de neige.

Ce jeu de données est unique dans les Alpes et apporte de nombreuses informations sur les impuretés absorbantes dans nos montagnes, du moins sur les deux années 2016-2017 et 2017-2018. De nombreuses questions restent en suspens car trois ans de thèse n'ont pas suffi à exploiter tout le potentiel de ce jeu de données. C'est pourquoi il sera prochainement fourni en libre accès sous un DOI.

Analyse des profils d'irradiance

La deuxième grande limitation à notre compréhension des impacts des impuretés absorbantes dans la neige vient des difficultés à relier les mesures chimiques d'impuretés absorbantes à leur impact radiatif (e.g. Doherty et al., 2016). En effet pour une concentration mesurée d'impuretés absorbantes il est difficile de prédire son impact sur les propriétés optiques de la neige. Cela vient à la fois des incertitudes sur les mesures chimiques (e.g. Schwarz et al., 2013), des hypothèses sur la modélisation de la neige et des hypothèses de modélisation sur l'efficacité massique d'absorption des impuretés mesurées (e.g. Flanner et al., 2012). Afin de mieux contraindre ce problème complexe, une nouvelle approche visant à utiliser les profils spectraux d'irradiance pour estimer des concentrations en impuretés dans la neige a été développée. Cette étude est incluse sous forme d'article dans le Chapitre 4 : **Impact des impuretés absorbantes sur les profils d'irradiance spectraux**.

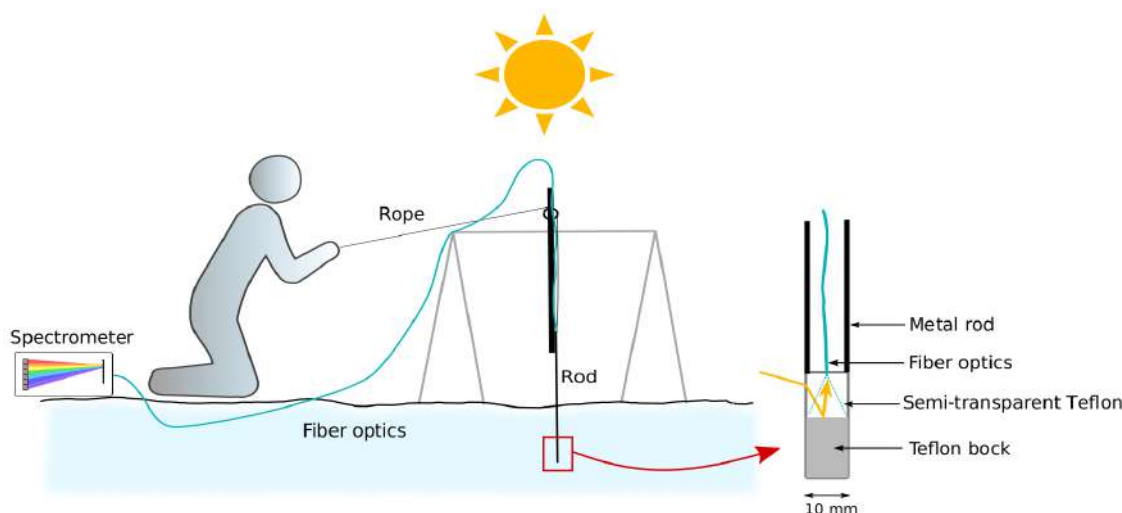


FIGURE 1.20 – Schéma de l'instrument de mesure de profils d'irradiance spectrale utilisé au cours de cette thèse : SOLEXS (Picard et al., 2016b). Le schéma est tiré de Picard et al. (2016b).

Cette nouvelle méthode est appliquée aux mesures de profils d'irradiance effectuées au cours de la campagne de mesure du Lautarert en utilisant l'instrument SOLEXS (SOLar EXtinction in Snow; Libois et al., 2014b; Figure 1.20). Cette étude souligne la difficulté d'évaluer précisément la concentration en impuretés présente dans la neige étant données les incertitudes des mesures chimiques et du transfert radiatif dans la neige.

Quels impacts radiatifs ont les dépôts d'impuretés absorbantes sur l'évolution du manteau neigeux et comment varient t-ils d'une année à l'autre ?

Les développements du modèle Crocus présentés au Chapitre 2 sont d'abord évalués au col de Porte²⁹ dans ce même chapitre, notamment grâce à la série temporelle d'albédo spectraux présentée et analysée dans Dumont et al. (2017). Une étude d'impact y est présentée, comprenant une estimation du forçage radiatif des impuretés, une estimation de leur impact indirect ainsi que l'impact global sur la date de fonte du manteau.

Ensuite, des simulations Crocus forcées par des données météorologiques in-situ au col du Lautaret ont été réalisées pour les hivers 2016-2017 et 2017-2018. Les données présentées dans le Chapitre 3 sont comparées à ces simulations. Afin de représenter les incertitudes de modélisation du modèle Crocus, sa version ensembliste a été utilisée (Lafaysse et al., 2017). Les résultats de cette comparaison sont présentés en détail sous forme d'article dans le Chapitre 5 : *Impact des impuretés au Col du Lautaret*.



FIGURE 1.21 – Station météorologique FluxAlp, installée sur le site de mesure du col du Lautaret. Les forçages du modèle Crocus du Chapitre 5 viennent de cette station. Crédit photo : Mark Flanner

Ces travaux présentent également une estimation détaillée de l'impact des impuretés absorbantes au col du Lautaret. Les impacts directs et indirects sont estimés ainsi que le forçage radiatif et l'impact sur la fonte. Une partition entre les impacts du carbone suie et des poussières minérales est également présentée. L'utilisation de la version ensembliste du modèle Crocus permet de représenter l'impact des incertitudes du modèle Crocus sur ces estimations.

29. Le col de Porte est le site de mesure le plus ancien et le plus utilisé au Centre d'Étude de la Neige. Pour les curieux l'étude récente de Lejeune et al. (2019) détaille et met à disposition les données récoltés au col de Porte sur une durée de 57 ans.

Chapitre 2

Implémentation de l'impact des impuretés absorbantes dans Crocus

Sommaire

2.1	Résumé étendu	41
2.2	Abstract	46
2.3	Introduction	47
2.4	Model description	50
2.4.1	LAI representation in Crocus	50
2.4.2	Radiative transfer model in snow TARTES	54
2.4.3	Atmospheric radiative transfer model ATMOTARTES	54
2.5	Data and methods	55
2.5.1	Data and study site	55
2.5.2	Spectral albedo processing	56
2.5.3	Model setup	56
2.5.4	Broadband albedo computation	57
2.5.5	Estimation of direct and indirect impacts	58
2.6	Results	59
2.6.1	Impact of scavenging on the simulated BC vertical profiles	59
2.6.2	Bulk snowpack variables	60
2.6.3	Near-surface properties	61
2.6.4	Broadband shortwave albedo	63
2.6.5	Profiles of impurity concentration	63
2.6.6	Quantification of direct and indirect LAI radiative impact	64
2.7	Discussion	65
2.7.1	Simulated LAI contents	65
2.7.2	Impact on Crocus melting rate	67
2.7.3	Direct and indirect radiative impact of LAIs	68
2.7.4	Shortwave albedo computation	69
2.7.5	Model limitations	69
2.8	Conclusion and outlooks	70
2.9	Corrigendum	73

2.1 Résumé étendu

Malgré l'importance avérée des impuretés absorbantes sur la cryosphère, peu de modèles détaillés de manteau neigeux prennent explicitement en compte leur évolution. Or de tels modèles sont nécessaires à la modélisation de la totalité de leurs impacts radiatifs (Skiles and Painter, 2019). Cette étude présente et évalue des nouveaux développements dans le modèle de manteau neigeux Crocus, visant à représenter de manière explicite le dépôt et l'évolution des impuretés absorbantes dans le manteau neigeux. Pour ce faire, une nouvelle variable pronostique a été ajoutée à chaque couche du manteau neigeux simulé par Crocus. Cette variable représente la masse en impuretés absorbantes présente dans la couche et possède une dimensions correspondant au type d'impuretés. Dans cette étude, seuls le BC et les poussières minérales sont représentés mais les développements sont modulaires et permettent d'ajouter d'autres types d'impuretés. Les mécanismes de dépôt sec et humide ont été implémentés ainsi que l'évolution de ces impuretés dans les couches numériques de Crocus après leur dépôt. Par exemple, les impuretés peuvent être lessivées lorsque de l'eau liquide percole dans le manteau neigeux, comme décrit dans Flanner et al. (2007) ou Doherty et al. (2013). La Figure 2.1 montre un exemple de profil de concentration en poussières minérales simulé par Crocus à l'aide des nouveaux développements. En tirant profit du récent couplage entre le modèle Crocus et le modèle de transfert radiatif TARTES¹ (Transfert Radiatif Analytique Radiatif à deux flux ; Libois et al., 2013), ces développements permettent de prendre en compte le dépôt, l'évolution et les impacts radiatifs des impuretés absorbantes dans le manteau neigeux. Les interactions entre impuretés et métamorphisme de la neige sont précisément représentées ce qui n'avait été réalisé que dans les travaux de thèse de Skiles (2014) publiés dans Skiles and Painter (2019). La Figure 2.2 schématise les nouveaux développements effectués.

Des simulations de l'évolution du manteau neigeux sur la saison d'hiver 2013-2014 ont été réalisées pour évaluer ces nouveaux développements. Les variables météorologiques nécessaires pour conduire une simulation Crocus ont été mesurées par la station météorologique automatique du col de Porte (38) située à 1325 m d'altitude. Pour la première fois avec un tel modèle, des flux de dépôts d'aérosols provenant d'un modèle atmosphérique de chimie-aérosol (ici ALADIN-Climate ; Nabat et al., 2015) ont été utilisés pour prescrire les dépôts de deux types d'impuretés absorbantes : le BC et les poussières minérales. Différentes simulations ont été réalisées :

- Une avec la version originale du modèle Crocus (appelée C0), qui représente l'albédo visible de la neige comme une fonction de l'âge de la neige. Les impuretés absorbantes sont alors représentées de manière implicite avec une formule empirique²
- Une avec le schéma de transfert radiatif TARTES mais sans aucune impuretés dans le manteau neigeux (appelée C1, ou simulation pure).
- Trois avec le schéma de transfert radiatif TARTES et les flux de dépôts d'impuretés provenant d'ALADIN Climate (appelées C2, C3 et C4 ou simulations impures). Les trois simulations présentent des variations dans les propriétés optiques des impuretés ou de l'efficacité avec laquelle elle sont lessivées par l'eau liquide dans le manteau neigeux.

1. Le modèle de transfert radiatif TARTES a été développé par Quentin Libois et implémenté dans Crocus par Mathieu Lafaysse. Le schéma d'atmosphère ATMOTARTES également décrit dans l'article a été développé par Marie Dumont

2. Il est notable que cette formule empirique a été calibrée majoritairement au col de Porte.

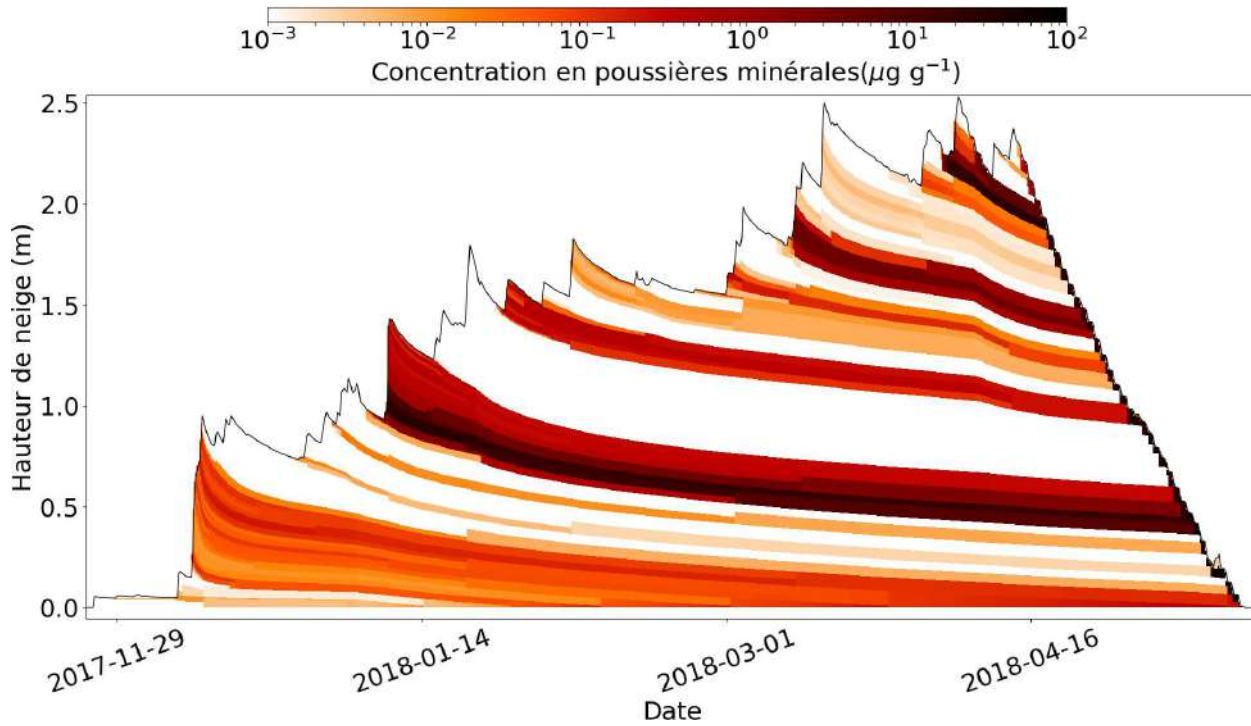


FIGURE 2.1 – Exemple d'un profil Crocus de concentration en poussières minérales illustrant la dynamique des impuretés absorbantes dans le manteau neigeux. Le lessivage est ici désactivé. Cet exemple n'est pas tiré des simulations présentées dans l'article présenté dans ce chapitre.

- Une dernière avec le schéma de transfert radiatif TARTES et les flux de dépôts d'impuretés provenant d'ALADIN Climate modifiés (appelée C5). Dans cette version, les deux dépôts principaux de poussières minérales survenus lors de cet hiver (mi-Février et début Avril) ont été manuellement augmentés.

La différence entre les simulations contenant des impuretés et la simulation pure permet d'estimer l'impact total des impuretés. Enfin pour séparer les impacts direct et indirect des impuretés une version hors ligne du modèle de transfert radiatif TARTES est utilisée. Avec cette version, un calcul sans impuretés utilisant les propriétés physiques de la neige de la simulation C2 est réalisée. Ainsi, seul l'impact des impuretés absorbantes sur le métamorphisme de la neige est pris en compte (simulation appelée C2,ind). La fraction de l'impact radiatif des impuretés qui provient de l'impact indirect (R_{ind}) est calculée comme suit à chaque pas de temps :

$$R_{ind} = \frac{E_{C2} - E_{C2,ind}}{E_{C2} - E_{C1}}. \quad (2.1)$$

E_X étant l'énergie absorbée par le manteau neigeux dans la configuration X. Ce ratio permet de mesurer l'impact indirect principal des impuretés, c'est-à-dire l'accélération du métamorphisme due aux impuretés. Les interactions entre l'accélération du métamorphisme et l'augmentation induite d'impact des impuretés ne sont pas quantifiées (schématisé sur la Figure 1.15 c).

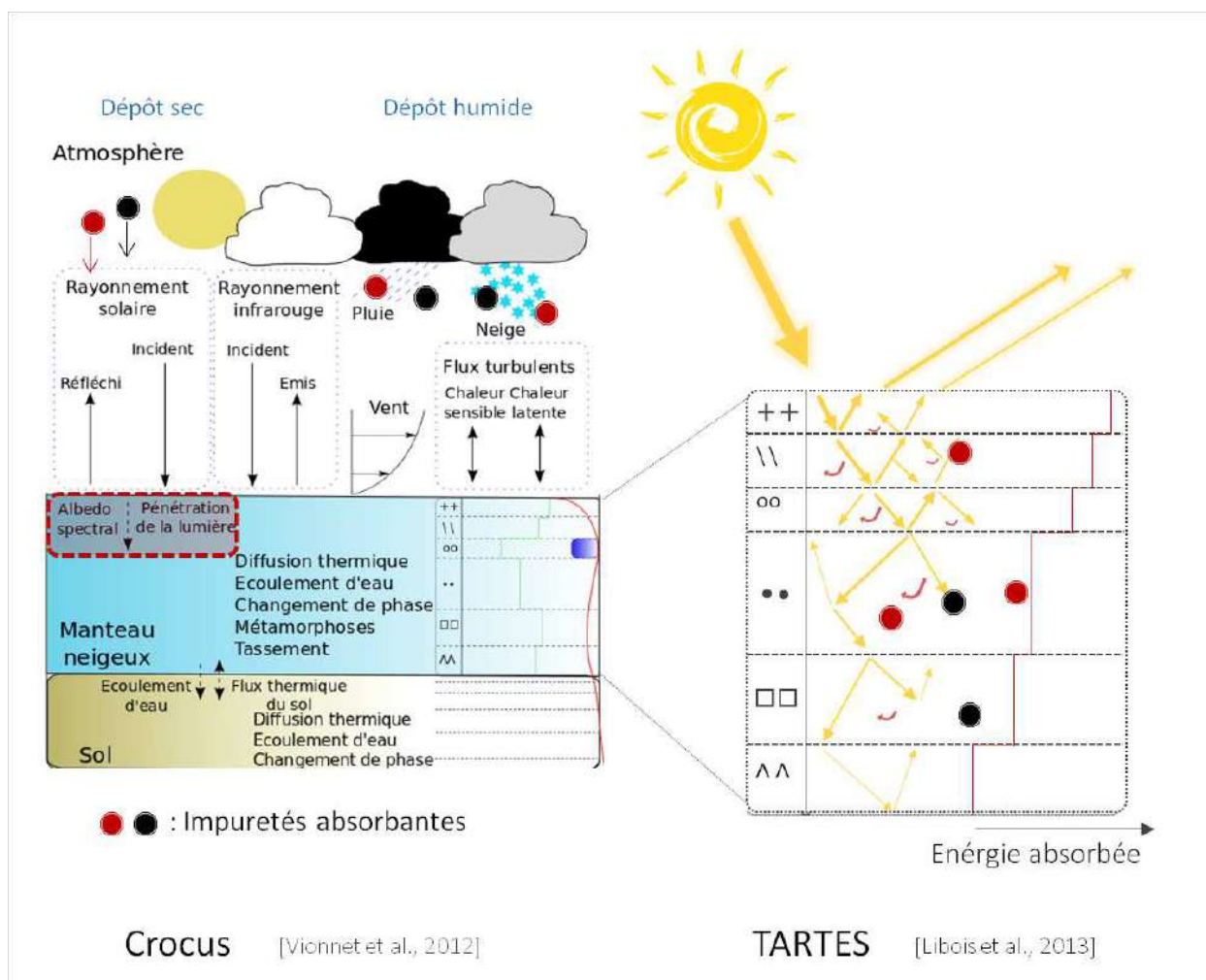


FIGURE 2.2 – Schéma de Crocus avec représentation explicite des impuretés. Ce schéma est la version française de la Figure 1 de l'article de ce Chapitre. Le schéma de Crocus est repris de (Brun et al., 2012)

Les simulations sont ensuite évaluées au col de Porte grâce à des mesures de hauteur de neige, d'équivalent en eau et de propriétés de surface de la neige retrouvées à partir de mesure d'albédo spectraux dans Dumont et al. (2017). Seuls les principaux résultats sont présentés ici, plus de détails se trouvent dans l'article.

- Les hauteurs de neige sont correctement reproduites par les simulations impures (C2 à C5) en fin de saison (RMSE ≈ 6 cm), donnant des résultats similaires à la version originale de Crocus (C0). La simulation pure fond trop lentement (RMSE ≈ 8 cm) car elle ne prend pas en compte l'impact des impuretés sur le bilan d'énergie.
- L'équivalent en eau est sous-estimé par toutes les configurations (biais d'environ 75 kg m^{-2}), ce qui est partiellement expliqué par la variabilité spatiale au sein du site du col de Porte et la surestimation de l'équivalent en eau par la station automatique (Lafaysse et al., 2017).

- **La date de fonte du manteau neigeux est avancée de 6 à 9 jours due à la présence d'impuretés absorbantes** selon la configuration de la simulation impure.
- Les concentrations de surface en impuretés absorbantes sont sous-estimées par Crocus pour toutes les configurations incluant les impuretés (C2 à C5). Cependant l'augmentation de l'intensité des dépôts extrêmes de poussières minérales sahariennes améliore les résultats. ALADIN-Climate sous estime probablement l'intensité de ces événements extrêmes.
- Les SSA de surface sont surestimées par Crocus à la fin de la saison (biais positif d'environ $4-5 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$), entraînant une surestimation de l'albédo (biais d'environ 0.06).
- Sur cette saison, environ 15% de l'impact total des impuretés est attribué à l'impact indirect des impuretés. Ces résultats sont cohérents avec les premières estimations de l'impact indirect dans la Sierra Nevada autour de 20% (Skiles, 2014). Cependant, de fortes variations sont observées au cours de la saison avec une plus forte contribution de l'impact indirect après des chutes de neige et moindre dans les périodes de fonte. Cela laisse à penser que l'impact indirect dépend fortement des conditions nivo-météorologiques en plus de la quantité d'impuretés absorbantes.

Pour conclure, cette étude est l'une des premières tentatives pour rendre compte du dépôt et de l'évolution des impuretés dans un modèle détaillé de manteau neigeux. Nous avons montré que l'utilisation des flux atmosphériques de dépôt d'aérosols fournis par ALADIN-Climate associés aux récents développements de Crocus permettent d'obtenir une estimation raisonnable de la teneur en impuretés de la surface de la neige. Même si cette estimation n'est pas parfaite en raison des incertitudes de modélisation et de la résolution horizontale du modèle atmosphérique, elle donne une information sur l'impact des impuretés absorbantes sur l'albédo spectral de la neige. Cette information est un point crucial pour l'assimilation de mesures de réflectances optiques dans un modèle de manteau neigeux (Charrois et al., 2016; Cluzet et al., in review).

Citation :

Tuzet F., Dumont M., Lafaysse M., Picard G., Arnaud L., Voisin D., Lejeune Y., Charrois L., Nabat P. and Morin S. (2017). A multilayer physically based snowpack model simulating direct and indirect radiative impacts of light-absorbing impurities in snow. The Cryosphere. URL : <https://www.the-cryosphere.net/11/2633/2017/>

Contribution de l'auteur :

Le travail présenté dans cet article a été possible grâce à la participation de tous les co-auteurs. Une contribution de chaque auteur peut être trouvée dans l'article et voici mes contributions personnelles :

- Implémentation des mécanismes de dépôt et d'évolution des impuretés absorbantes dans le modèle Crocus dans leur forme finale. Ce travail a été en grande partie réalisé pendant mon stage de fin d'étude (équivalent Master 2).
- Réalisation des simulations au col de Porte.
- Analyse des résultats.
- Rédaction de l'article.

La version initiale de cet article comporte des erreurs : les concentrations en impuretés absorbantes des Figures 2.4, 2.8 et 2.10 sont trop élevées d'un facteur 10. Un corrigendum a donc été publié et se trouve à la fin de l'article (Section 2.9).

The Cryosphere, 11, 2633–2653, 2017
https://doi.org/10.5194/tc-11-2633-2017
© Author(s) 2017. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 3.0 License.



The Cryosphere  Open Access

A multilayer physically based snowpack model simulating direct and indirect radiative impacts of light-absorbing impurities in snow

Francois Tuzet^{1,2}, Marie Dumont¹, Matthieu Lafaysse¹, Ghislain Picard², Laurent Arnaud², Didier Voisin², Yves Lejeune¹, Luc Charrois¹, Pierre Nabat³, and Samuel Morin¹

¹Meteo-France–CNRS, CNRM UMR 3589, Centre d'Etudes de la Neige, Grenoble, France

²UGA–CNRS, Institut des Geosciences de l'Environnement (IGE) UMR5001, Grenoble, France

³Meteo-France–CNRS, CNRM UMR 3589, GMGEC/MOSCA, Toulouse, France

Correspondence to: Francois Tuzet (francois.tuzet@meteo.fr)

Received: 19 May 2017 – Discussion started: 8 June 2017

Revised: 29 September 2017 – Accepted: 7 October 2017 – Published: 20 November 2017

2.2 Abstract

Light-absorbing impurities (LAIs) decrease snow albedo, increasing the amount of solar energy absorbed by the snowpack. Its most intuitive and direct impact is to accelerate snowmelt. Enhanced energy absorption in snow also modifies snow metamorphism, which can indirectly drive further variations of snow albedo in the near-infrared part of the solar spectrum because of the evolution of the near-surface snow microstructure. New capabilities have been implemented in the detailed snowpack model SURFEX/ISBA-Crocus (referred to as Crocus) to account for impurities' deposition and evolution within the snowpack and their direct and indirect impacts. Once deposited, the model computes impurities' mass evolution until snow melts out, accounting for scavenging by meltwater. Taking advantage of the recent inclusion of the spectral radiative transfer model TARTES (Two-stream Analytical Radiative TransfEr in Snow model) in Crocus, the model explicitly represents the radiative impacts of light-absorbing impurities in snow. The model was evaluated at the Col de Porte experimental site (French Alps) during the 2013–2014 snow season against in situ standard snow measurements and spectral albedo measurements. In situ meteorological measurements were used to drive the snowpack model, except for aerosol deposition fluxes. Black carbon (BC) and dust deposition fluxes used to drive the model were extracted from simulations of the atmospheric model ALADIN-Climate. The model simulates snowpack evolution reasonably, providing similar performances to our reference Crocus version in terms of snow depth, snow water equivalent (SWE), near-surface specific surface area (SSA) and shortwave albedo. Since the reference empirical albedo scheme was calibrated at the Col de Porte, improvements were not expected to be significant in this study. We show that the deposition fluxes

from the ALADIN-Climate model provide a reasonable estimate of the amount of light-absorbing impurities deposited on the snowpack except for extreme deposition events which are greatly underestimated. For this particular season, the simulated melt-out date advances by 6 to 9 days due to the presence of light-absorbing impurities. The model makes it possible to apportion the relative importance of direct and indirect impacts of light-absorbing impurities on energy absorption in snow. For the snow season considered, the direct impact in the visible part of the solar spectrum accounts for 85 % of the total impact, while the indirect impact related to accelerated snow metamorphism decreasing near-surface specific surface area and thus decreasing near-infrared albedo accounts for 15 % of the total impact. Our model results demonstrate that these relative proportions vary with time during the season, with potentially significant impacts for snowmelt and avalanche prediction.

2.3 Introduction

Light-absorbing impurities (LAIs) in snow increase the absorption of solar radiation in the visible range, warming up the snowpack and accelerating snowmelt (e.g., Warren and Wiscombe, 1980; Jacobson, 2004). Snow albedo can be affected by a wide variety of impurities such as mineral dust (Painter et al., 2010), black carbon (BC) from combustion sources (Flanner et al., 2007), volcanic ash (Conway et al., 1996), soil organics (Takeuchi, 2002), algae, and other biological organisms and constituents (Cook et al., 2017). The concentrations of these impurities in snow are determined by their mixing ratio in precipitation (wet deposition), by the amount deposited to the surface through dry deposition and by impurity redistribution in the snowpack via post-depositional processes such as wind-driven drifting, wind pumping, snow sublimation and scavenging during snowmelt which contributes to a decrease in the surface concentration of LAI at melt time (Doherty et al., 2013). Besides impurities, which operate mostly in the visible part of the solar spectrum, the physical properties of the snow microstructure also influence snow albedo and light penetration in snow – in particular in the near infrared. This concerns, in particular, density and specific surface area (SSA; Domine et al., 2006). Therefore, addressing the impact of light-absorbing impurities in snow must also take into account physical snow properties. Indeed, the radiative impact of LAIs on snow can be separated in two parts – direct and indirect impacts (Painter et al., 2007a). LAIs in snow accelerate snowmelt through albedo feedbacks. The darkening of the snow surface reduces albedo in the visible range (direct impact). In turn, this leads to an acceleration of the metamorphism which further reduces albedo by accelerating near-surface SSA decrease (indirect impacts). This induces at least two positive snow albedo feedbacks. First, snow albedo in the near-infrared decreases with SSA (even in absence of LAIs due to a decrease in the ratio between scattering and absorption coefficients; Warren, 1982). Secondly, for a given LAI concentration in snow, LAI radiative forcing increases as SSA decreases (Doherty et al., 2013).

The LAI content in snow has been the subject of numerous measurements. For instance, Carmagnola et al. (2013), Aoki et al. (2014) and Polashenski et al. (2015) gathered information on the snow LAI content (insoluble soot and dust) over the Greenland Ice Sheet. Doherty et al. (2010) also focused on the radiative impact of LAIs on arctic snow showing, in particular, that non-BC constituents (e.g., organic carbon) are responsible for up to 50 % of absorption by LAIs in the Arctic. Bisiaux et al. (2012) presents a review of BC deposition in the Antarctic over the last century derived from ice core analysis. LAI content in seasonal

snowpacks has also been the subject of several studies. Painter et al. (2013b) and Skiles et al. (2015) pointed out that, in the upper Colorado basin, dust strongly affects snow radiative forcing and can advance total melt-out by up to 50 days. Sterle et al. (2013) showed how the impurity content evolves with respect to snow metamorphism and melt, notably that the accumulation of BC and dust on the top of the snowpack at the end of the season plays an important role in the radiative forcing of the Sierra Nevada's spring snowpack. In the European Alps, the two types of LAIs suspected to have the most significant influence on snowpack evolution are BC and mineral dust (Di Mauro et al., 2015). Table 2 in Libois et al. (2013) summarized measurements of BC concentration in snow in different sites in the Alps, highlighting that BC is present in snow even in sites remote from the main BC sources. Painter et al. (2013a) even estimated BC to be one of the causes of the end of the Little Ice Age in the Alps. Mineral dust depositions are also frequently observed across the European mountain ranges, giving some snow layers a reddish or yellowish color. This is a well-known phenomenon suspected to play an important role in snow-covered surface radiative forcing (De Angelis and Gaudichet, 1991; Di Mauro et al., 2015). Saharan dust depositions, hereafter referred to as dust outbreaks, are very sporadic events mostly occurring from April to August (Varga et al., 2014). They can last only a few hours and drop significant amounts at once, creating a strong discontinuity within the vertical profile of snowpack impurity content. This last phenomenon is suspected to affect snow metamorphism and eventually snowpack stability (Landry et al., 2014).

Several snow radiative transfer models accounting for LAI impacts have been developed over the last decades. They provide estimates of spectrally resolved snow albedo and light penetration in snow for given physical properties of snow and light-absorbing content with various levels of detail. Warren and Wiscombe (1980) and Wiscombe and Warren (1980) established a snow spectral albedo model taking into account the impact of BC and dust. Flanner and Zender (2005) and Flanner et al. (2007) developed another snow spectral radiative model called SNICAR (Snow, Ice, and Aerosol Radiation model) based on Wiscombe and Warren (1980) theory and on the two-stream multilayer radiative approximation (Toon et al., 1989). The SNICAR model accounts for both the size distribution of LAIs and their location relative to the ice matrix (internal or external mixture). In Carmagnola et al. (2013) and Ginot et al. (2014), DISORT (discrete ordinate radiative transfer model; Stamnes et al., 1988) was used to compute snow radiative properties in the presence of both internally or externally mixed LAIs. Aoki et al. (2011) developed the physically based snow albedo model (PBSAM) which computes the spectral albedo and solar heating profile within a multilayer snowpack. In all the previously introduced radiative transfer models, radiative properties of snow corresponded to spherical ice particles. Kokhanovsky and Zege (2004) pointed out that considering snow as spherical particles leads to some errors in the computation of snow radiative properties. They formulated the asymptotic analytical radiative transfer (AART) theory providing analytical formulations for a vertically homogeneous snowpack with nonspherical snow particles. This theory has been used in the Two-stream Analytical Radiative TransFER in Snow model (TARTES; Libois et al., 2013) to compute light penetration and energy absorption in a multilayer snowpack containing LAIs based on the two-stream and δ -Eddington approximations. Malinka (2014) developed a theory to compute spectral radiative properties of a porous material based on the chord length distribution within the snow. This theory was applied to different samples of arctic snow and sea ice snow in Malinka et al. (2016), providing a good estimation of snow spectral albedo in the visible and near-infrared

wavelength range. Recently, Cook et al. (2017) implemented a radiative transfer model to compute the effect of “red snow algae” on snow spectral albedo. They used TARTES to compute the spectral albedo of snow containing different types of algae and showed that the impact of algae on snowmelt can be greater than that of BC in areas favorable to algae accumulations.

In order to accurately simulate the radiative properties of an evolving snowpack and to account for the albedo feedbacks, it is necessary to couple radiative transfer models with detailed snowpack evolution models. Coupling intermediate complexity snowpack models accounting for the deposition and fate of LAIs with radiative transfer models was achieved in a few pioneering studies, which demonstrated that LAI deposition was a major process operating on climate timescales on global and regional geographical scales. Krinner et al. (2006) showed how dust deposition on seasonal snow cover could have impacted northern Asia ice cover during the last glacial maximum, using a simple yet pragmatic representation of dust deposition in snow and its impact within the LMDZ4 global climate model. Ménégoz et al. (2014) refined and applied the same land surface model over more recent time periods in order to address the impact of black carbon deposition in snow in the Himalaya region. Flanner et al. (2007) coupled the snow radiative transfer model SNICAR to a snowpack scheme of the Community Atmosphere Model global climate model, explicitly simulating BC emissions and transport. This study highlighted the importance of BC in global snow-covered surface radiative forcing, showing that the inclusion of BC in snow leads to a global annual mean equilibrium warming up to 0.15°C . However, the most detailed snowpack models do not, hitherto, explicitly account for LAI deposition and impact. Initial versions of SURFEX/ISBA-Crocus (referred to hereafter as Crocus) (Brun et al., 1992; Vionnet et al., 2012) and SNOWPACK (Lehning et al., 2002) multilayer detailed snowpack models mostly use empirical albedo decay equations, which do not explicitly account for the deposition of LAI, making them incapable of explicitly addressing LAI–snow physics feedbacks. Jacobi et al. (2015) implemented a radiative transfer scheme simulating dust and BC effects on a Himalayan snowpack simulated with the detailed snowpack model Crocus, but in their study the impurity concentration was assumed to be similar in all snow layers and constant over the season. Niwano et al. (2012) implemented a multilayer snowpack model integrating PBSAM. This model called Snow Metamorphism and Albedo Process (SMAP) computes radiative properties of an evolving snowpack in which impurities do not evolve; their concentrations are prescribed to field-measured values.

Recently, Skiles (2014) modified the snowpack model SNOWPACK to track the evolution of dust layers by introducing markers indicating the concentration of dust in each layer. The author implemented a sequential coupling between this snowpack model and SNICAR, which was run offline. At each time step, the snowpack model computes physical properties needed by SNICAR to compute the snow broadband albedo offline. This albedo is then reinjected into SNOWPACK at the next time step. This is one of the first attempts to make LAIs evolve inside the snowpack, providing the realistic surface LAI content of the snowpack throughout the season. The model they developed computes snowpack evolution under a prescribed dust stratigraphy but does not allow driving the model with atmospheric conditions, implying regular LAI concentrations measurements. Moreover, only the broadband albedo is reinjected into SNOWPACK regardless of the absorption profile, which has been proved to have a strong impact on the temperature profile and in turn on near-surface metamorphism (Libois et al., 2014a; Flanner and Zender, 2005; Picard et al., 2016a). Nevertheless, this approach

makes it possible to apportion the relative importance of direct and indirect impacts of light-absorbing impurities on energy absorption in snow on a seasonal snowpack. This study shows that, in the upper Colorado basin, 80 % of LAI radiative forcing is due to the direct impact as opposed to 20 % for the indirect impacts, implying that modeling only the snow darkening by LAIs underestimates their impact by 20 %.

In order to bridge the gap between detailed snowpack models and LAI deposition, evolution mechanisms and impacts, we implemented LAI deposition and evolution laws in the detailed multilayer snowpack model Crocus, thereby expanding the reach of such models into assessments of the subtle interplays between snow physics and LAI radiative properties. Taking advantage of the recent inclusion and coupling of the spectral radiative transfer model TARTES (Libois et al., 2015; Charrois et al., 2016) in Crocus, we extended the model capabilities in order to represent LAI deposition and fate within the snowpack and their direct and indirect impacts on the snowpack physical properties. In this study, the Crocus model takes typical meteorological driving data required for land surface models measured in the field, complemented by time series of LAI deposition fluxes (BC and dust) extracted from simulations with the ALADIN-Climate atmospheric model (Nabat et al., 2015). Our recent developments on the Crocus model were evaluated for the snow season 2013–2014 at the Col de Porte experimental site (Morin et al., 2012b). The results of different simulations with the new developments as well as the original albedo scheme in Crocus are compared with in situ field measurements. Finally, the apportionment between direct and indirect impacts of LAIs is estimated. Section 2.4 details the new developments implemented in the Crocus snowpack model and the setup of the present study. Section 2.5 introduces the data and methods used to obtain our results and evaluate the model. Finally, the model evaluation and the estimation of the direct and indirect impacts of LAIs are presented in Sect. 2.6 and discussed in Sect. 2.7.

2.4 Model description

The multilayer detailed snowpack model Crocus (Brun et al., 1989, 1992) represents the evolution of the snowpack due to its interactions with the atmosphere and the ground. Its input variables are air temperature, specific humidity and wind speed at a known height above ground; direct and diffuse shortwave and longwave incoming radiation; and precipitation rate, split between rain and snow. For more details about the snowpack model, a full description of its structure can be found in Vionnet et al. (2012). In the following, we describe the new developments that have been implemented to include LAI-snow interaction processes which are summarized in Fig. 2.3.

2.4.1 LAI representation in Crocus

Crocus is a Lagrangian model based on numerical snow layers; the snowpack is divided into several layers (up to 50 typically) considered to have homogeneous physical properties (Vionnet et al., 2012). In order to represent the deposition and the evolution of LAIs in Crocus, we created a new prognostic variable corresponding to the mass of LAIs present in each layer. For each Crocus layer, this variable is a one-dimension array representing the mass content of different types of LAI. The model can handle a user-defined number of impurity types characterized by their optical and scavenging properties. In the present study

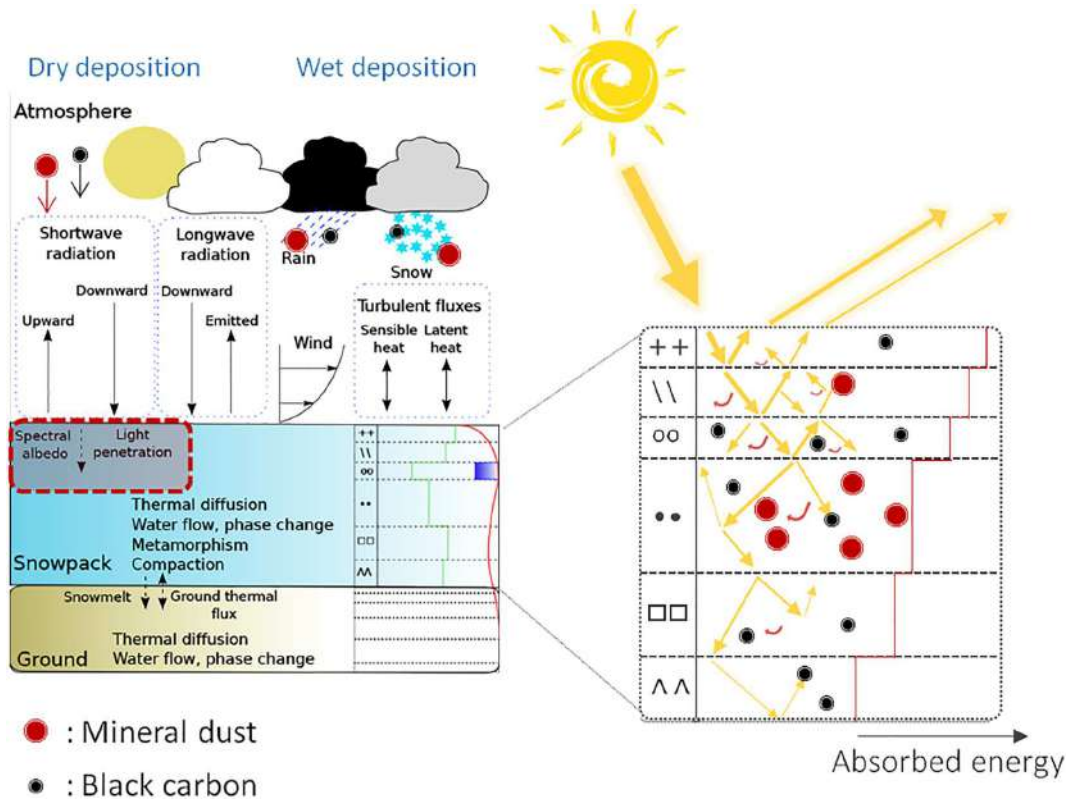


FIGURE 2.3 – Description of the detailed snowpack model Crocus including an explicit representation of LAI deposition and evolution.

we only focus on two types of LAIs (BC and mineral dust). Deposition and evolution within the snowpack follow several processes, as described below.

LAI deposition

Impurities can be deposited in the snow by two main processes (e.g., Aoki et al., 2006). They can be wet deposited – i.e., atmospheric aerosol particles are scavenged during a precipitation event. Particles present inside or below the clouds are scavenged by hydrometeors (e.g., rain drops or snow flakes) and deposited on the surface. This deposition mode is represented by scaling LAI content in case of precipitation to the value of the wet deposition flux W_i expressed in $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$. In case of precipitation (solid or liquid), for each type (i) of LAI, the mass contained in the precipitation $M_{p,i}$ expressed in g m^{-2} is given by

$$M_{p,i} = W_i \times \delta t, \quad (2.2)$$

where δt is the interval time step of the model in seconds. In case of snowfall, a new layer of fresh snow is created. The wet-deposited impurity amount is initially assigned to this new layer. In case of rain, the mass of impurity is initially assigned to the uppermost layer.

They can also be dry-deposited by sedimentation or turbulent diffusion, leading to the deposition of aerosol particles on the ground even without precipitation. The parameterization implemented in Crocus considers that the dry deposition affects the near-surface snow

layers with an exponential decay to take into account wind pumping which buries a fraction of the dry-deposited particles by circulating air into the uppermost snow layers. The mass distribution is calculated as follows for each layer (l) and each type (i) of LAI :

$$M_{t+\delta t,l,i} = M_{t,l,i} + \frac{D_i \times \delta t \times e^{-(z_l/h)}}{\sum_{k=1}^N e^{-(z_k/h)} \Delta z_k}. \quad (2.3)$$

Here, $M_{t,l,i}$ and $M_{t+\delta t,l,i}$ represent the mass of impurity type i in g m^{-2} in the layer l at the beginning and end of the time step δt , D_i is the dry deposition flux expressed in $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ and h is the user-defined e -folding depth characterizing the decrease rate of the impurity distribution with depth. Here z_l is the depth of the layer l and z_k is the depth of the layer k , N being the total number of Crocus layers. We assume the depth value of a layer to be the distance between the snowpack surface and the middle of this layer. The default value for h is set to 5 mm according to the range of value in Clifton et al. (2008), which shows that wind-pumping affects between 1 and 10 mm of the snowpack surface depending on snow and atmospheric properties. As the typical thickness of the surface layer in Crocus is close to 1 cm, this value of h implies that most of the LAIs are initially deposited in the uppermost layer.

LAI evolution within the snowpack

Handling of layers

Crocus manages the layers to keep their numbers under a prescribed maximum value. When there are too many layers, two layers having similar microstructure properties can merge and the properties of the newly created layer are recalculated (see details in Charrois et al., 2016, or Vionnet et al., 2012). Concerning LAI content, the impurity mass of the new layer is the sum of the impurity mass of the two old layers.

On the contrary, when there are fewer layers than the optimum value computed by Crocus, a thick layer (t) can be split into two different layers. For each of the newly created layers (n), the impurity mass is apportioned according to their snow water equivalent (SWE) :

$$M_n = M_t \times \frac{\text{SWE}_n}{\text{SWE}_t}, \quad (2.4)$$

with M_n and M_t being respectively the impurity mass of the newly created and the initial layers in g m^{-2} and with SWE_n and SWE_t being the SWE of the newly created and the initial thick layer in kg m^{-2} .

If a snow layer completely disappears (e.g., due to total melt or sublimation), its impurity content is transferred to the layer below, leading to an accumulation of LAI on the top of the snowpack during melt time. This enrichment process has been widely observed (e.g., Skiles, 2014; Yang et al., 2015). If the disappearing layer is the basal one, its impurity content is discarded by the model.

Scavenging

It has been established that some LAI types can be partially scavenged with percolating water during melt time (e.g., Flanner et al., 2007; Doherty et al., 2013; Sterle et al., 2013; Yang et al., 2015). When liquid water percolates into the snowpack, it can carry part of its impurity mass to the layer below. In the current version of Crocus, water percolation is handled following a simple and conceptual bucket approach (Lafaysse et al., 2017). Each layer (l) is seen as a homogeneous reservoir containing a given volumetric liquid water content $W_{\text{liq},l}$. For each layer a maximum volumetric liquid water holding capacity $W_{\text{liqmax},l}$ is defined as a percentage of the pore volume. If $W_{\text{liq},l}$ exceeds $W_{\text{liqmax},l}$, the excess water $F_{\text{liq},l}$ drains to the underlying layer.

Similarly to Flanner et al. (2007), we assume an LAI inclusion in meltwater proportional to its mass mixing ratio multiplied by a scavenging factor. Therefore, a scavenging coefficient $C_{\text{scav},i}$, adjustable for each impurity type (i), has been introduced in the model. In case of water percolation, for each layer (l) the scavenged mass $M_{\text{scav},i,l}$ is calculated with

$$M_{\text{scav},i,l} = F_{\text{liq},l} \times C_{\text{scav},i,l} \times \frac{M_{\text{tot},i,l}}{\text{SWE}_l}, \quad (2.5)$$

where $F_{\text{liq},l}$ is the mass of water leaving the layer l in kg m^{-2} and $M_{\text{tot},i,l}/\text{SWE}_l$ the impurity mixing ratio, i.e., the ratio between the total mass of impurity of type i in the layer l in kg m^{-2} and the total SWE of the layer in kg m^{-2} .

In the present study, we disabled scavenging by default, implying that the default value of the BC scavenging coefficient is set to 0%. However, in order to assess the impact of BC scavenging we run a configuration implementing a BC scavenging coefficient of 20% according to the values provided in Flanner et al. (2007) and assessed by Doherty et al.

(2013) and Yang et al. (2015). Yang et al. (2015) showed that dust particles are too large to be scavenged; consequently, the mineral dust scavenging coefficient was set to 0%.

2.4.2 Radiative transfer model in snow TARTES

In the original version of Crocus, the albedo is computed for three large spectral bands only, accounting for the properties of the first two snow layers only (Brun et al., 1992; Vionnet et al., 2012). LAIs are not explicitly represented in the Crocus original version; their impact is implicitly taken into account by empirically decreasing snow albedo in the visible wavelengths as snow ages.

In this study, the radiative impact of LAIs is explicitly computed using the Two-stream Analytical Radiative TransfER in Snow (Libois et al., 2013) model, recently implemented in Crocus (Libois et al., 2015). This radiative transfer model computes the spectral absorption of solar radiation within the stratified snowpack using AART theory (Kokhanovsky and Zege, 2004) and the δ -Eddington approximation (Jiménez-Aquino and Varela, 2005). TARTES makes use of four Crocus prognostic variables (SSA, density, snow layer thickness and impurity content) and of the angular and spectral characteristics of the incident radiance (solar zenith angle and spectrally resolved diffuse-to-total-irradiance ratio). LAIs are considered to be externally mixed to the snow and the computation of their radiative impact is based on the Rayleigh approximation (the size of the scattering particles is assumed to be much smaller than the wavelength). TARTES uses the ice refractive index and two additional variables to characterize each type of LAI : their density and their optical refractive index.

In the present study, we use the value of BC density from Flanner et al. (2012) (i.e. 1270 kg m^{-3}) and the value of mineral dust density from Hess et al. (1998) (i.e. 2600 kg m^{-3}). Concerning LAI refractive indexes, values of Chang and Charalampopoulos (1990) are used for BC, as in Libois et al. (2013). Two alternative parameterizations are tested for mineral dust because of the uncertainty of its optical properties. These two parameterizations were taken as an upper and a lower bound on the imaginary part of the refractive index of mineral dust found in the literature. Refractive index values from Müller et al. (2011) are taken as an upper bound of dust absorption and refractive index values from Skiles et al. (2014) are taken as a lower bound of dust absorption. For the ice refractive index we use the values of Warren and Brandt (2008).

2.4.3 Atmospheric radiative transfer model ATMOTARTES

TARTES requires as input the spectral direct-to-diffuse incoming irradiance ratio. In Crocus, it is computed using the newly developed ATMOTARTES scheme, a two-stream multilayer model for atmospheric radiative transfer based on the same two-stream code as TARTES (Libois et al., 2013).

The inputs of ATMOTARTES are the following atmospheric characteristics : surface pressure and temperature, surface relative humidity, solar zenith angle, day of year, aerosol optical depth at $0.55 \mu\text{m}$, total ozone column (atm-cm), cloud bottom pressure, cloud type (ice or water) and cloud optical depth at $0.55 \mu\text{m}$. The cloud optical thickness is diagnosed from the broadband diffuse and direct solar irradiance estimated from the Col de Porte measurements (see Dumont et al., 2017, for more details). The hourly ozone column and aerosol optical depth are provided by ALADIN-Climate. Surface pressure, temperature and

relative humidity are provided by the meteorological forcings, and the solar zenith angle calculation is done within Crocus. In this study, the scheme is run with six layers in the clear sky case and with seven layers in the cloudy case (the cloud elevation is set to 8 km).

The model is based on three main steps : (i) calculation of the atmospheric optical properties (optical depth, single-scattering albedo and asymmetry factor) for each atmospheric layer, (ii) δ -Eddington approximation to account for the forward-scattering behavior of the atmospheric scatterer and (iii) two-stream calculation of the radiative flux. Steps (ii) and (iii) are identical to TARTES. For step (i) parameterization and lookup tables are taken from Justus and Paris (1985) and Ricchiazzi et al. (1998b) to estimate top-of-atmosphere irradiance, aerosols and cloud optical properties. Rayleigh scattering is computed as in Nicolet (1984) and Bucholtz (1995). Uniformly mixed gas, ozone and water vapor absorptions are computed as in Bird and Riordan (1986). Ozone, water vapor and aerosol vertical profiles are typical midlatitude winter profiles from SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer, Ricchiazzi et al., 1998b). SBDART is a plane-parallel radiative transfer model for the atmosphere under clear and cloudy conditions. The solution of the radiative transfer equation is based on DISORT, so it is more sophisticated and time consuming than the two flux method used in ATMOTARTES. The model has been evaluated with respect to SBDART (Ricchiazzi et al., 1998b) on 1260 different atmospheric profiles. It exhibits a satisfying overall agreement ($r^2 > 0.988$).

2.5 Data and methods

2.5.1 Data and study site

The model simulations and evaluation were carried out at the Col de Porte experimental site for the 2013–2014 snow year. This site is located at 1325 m altitude in the Chartreuse Mountains, France. The model is forced with in situ meteorological measurements from the Col de Porte study site – namely air temperature, specific humidity, rainfall and snowfall rates, incident direct and diffuse shortwave radiations, longwave incoming radiation and wind speed. An exhaustive description of the measurement devices and datasets can be found in Morin et al. (2012b). Hourly albedo at noon were calculated using spectral reflectance measurements described in Dumont et al. (2017). Measured spectral reflectance measurements were first converted to spectral reflectance for a flat surface using Eq. (8) in Dumont et al. (2017). Lastly the spectral reflectance values were integrated over the wavelength range of 350–2800 nm, weighted by the incoming spectral irradiance, in order to provide broadband albedo. The same data have been used in Lafaysse et al. (2017) (Fig. 1). To constrain LAI deposition, we use aerosol deposition fluxes from the atmospheric model ALADIN-Climate, a regional climate model based on a bi-spectral semi-implicit semi-Lagrangian scheme (Bubnova et al., 1995). The version 5.3 (Nabat et al., 2015) is used in the present study with a 50 km horizontal resolution, 31 vertical levels and the ERA-Interim reanalysis (Dee et al., 2011) as lateral boundary forcing. For aerosols, no data are available at the lateral boundaries. Aerosol lateral boundary forcing is set to 0 because the ALADIN-Climate domain is considered to be large enough to include all the aerosol sources affecting the area. For instance, the domain includes the whole Saharan desert. ALADIN-Climate includes a prognostic aerosol scheme for the main aerosol species (dust, sea salt, sulfate, black carbon and organic matter), thus giving an interactive representation of their emission, transport and

TABLE 2.1 – Crocus configurations used.

Settings	BC		Dust	
	Scavenging	Optical properties	Scavenging	Optical properties
C0 Reference version	–	–	–	–
C1 TARTES without impurities	–	–	–	–
C2 TARTES with ALADIN-Climate deposition fluxes	0%	Chang and Charalampopoulos (1990)	0%	Müller et al. (2011)
C3 TARTES with ALADIN-Climate deposition fluxes	0%	Chang and Charalampopoulos (1990)	0%	Skiles et al. (2014)
C4 TARTES with ALADIN-Climate deposition fluxes	20%	Chang and Charalampopoulos (1990)	0%	Müller et al. (2011)
C5 TARTES with ALADIN-Climate modified deposition fluxes (accounting for dust outbreaks)	0%	Chang and Charalampopoulos (1990)	0%	Müller et al. (2011)

deposition. Only BC and mineral dust are considered in our snowpack simulations since they are the predominant species in terms of radiative impact in the Alps (Di Mauro et al., 2015). Wet deposition is only activated when there is measured precipitation.

During the 2013–2014 snow year, additional advanced measurements were carried out at the Col de Porte. First, chemical analyses of the top of the snowpack were realized on 11 February 2014. BC concentrations were measured with a single-particle soot photometer (SP2) after nebulization of the meltwater, and dust concentrations were measured with a Coulter counter giving vertical profiles from the top 27 cm of the snowpack with 3 cm resolution. Moreover spectral albedos were measured with an automatic spectroradiometer (Dumont et al., 2017) during the season. The automatic spectroradiometer used was an Autosolex instrument, whose full description can be found in Picard et al. (2016b).

2.5.2 Spectral albedo processing

These automatic spectral albedos were processed in order to compute near-surface impurity concentrations and specific surface area by Dumont et al. (2017). These data are compared to near-surface properties of snow simulated by the model in the present study. The model evaluation was performed using the algorithm described in Dumont et al. (2017) applied to Crocus spectral albedo predictions. It accounts for the impact of the top centimeters of the snowpack on spectral albedo, and not only for the Crocus top layer (which is sometimes thinner than the optical e -folding depth). In other words, instead of directly using LAI content and SSA from the Crocus top layer, the simulated spectral albedo was used to compute an effective value for near-surface SSA and equivalent BC content. The equivalent BC content is the concentration of BC in the snow uppermost layers that would have a similar effect on snow spectral albedo that all types of LAIs taken together. Near-surface LAI content and SSA are generally not available during snowfall due to large uncertainties in albedo measurements (Dumont et al., 2017).

2.5.3 Model setup

In this study, all physical options of the Crocus model are set to the default ones as defined in Lafaysse et al. (2017), with the exception of turbulent surface fluxes and surface heat capacity (options RI2 and CV50000). This includes option C13 of the metamorphism

scheme implemented by Carmagnola et al. (2014) with prognostic SSA. Hereafter, we refer to the Crocus version using these particular settings as our reference version.

To evaluate the new developments in Crocus we ran different simulations described in Table 2.1. The the C0 configuration corresponds to the reference version of Crocus described above. This configuration does not use the spectral radiative transfer model TARTES, but the original parameterization of solar radiation absorption implemented by Brun et al. (1992). The the C1 configuration uses the snow radiative transfer model TARTES without impurities while configurations C2, C3, C4 and C5 use TARTES with the new developments. The the C2 configuration uses dust refractive index values from Müller et al. (2011) and no scavenging at all. The C3 configuration uses dust refractive index values from Skiles et al. (2014) and no scavenging at all. The C4 configuration uses our new developments with dust refractive index values from Müller et al. (2011) and the scavenging coefficient is set to 20% for BC. Configurations C2, C3 and C4 use BC and dust deposition fluxes from the atmospheric model ALADIN-Climate (more details in Sect. 2.5.1).

During the 2013–2014 snow season, two major dust outbreaks occurred in the Alps. Those events are of particular interest for our study as they bring large amount of LAIs at once in the snowpack. First, in mid-February a major dry deposition event struck the Alps. On 16 February a significant wet deposition occurred. Then, on 19 February an intense dry deposition followed, leading to a visually observable reddish layer highly concentrated in dust. Secondly, on 3 April another major dry deposition event affected the Alps, followed by a significant wet deposition event on 6 April.

The C5 configuration uses the same parameterization as C2 but the ALADIN-Climate deposition fluxes were adjusted as follows. For the first dust event, deposition fluxes have been adjusted to match measured dust concentrations at the surface. Indeed, for this outbreak Di Mauro et al. (2015) measured dust concentration ranging from 50 to 330 $\mu\text{g g}^{-1}$ in the Italian Alps, in a site located approximately 200 km east of the Col de Porte at a similar elevation of 1650 m. As dust outbreaks are large-scale events, we made the coarse assumption that dust concentrations for this dust outbreak are similar for these two places. For the second major dust outbreak we have not found any measurements, so we assumed it had the same magnitude as the first one. We consequently multiplied the dry deposition coefficient by 25 on 19 February and on 3 April for the two major outbreaks and the wet deposition coefficient by 10 on 6 April to compute a similar deposition. We obtain a deposited near-surface dust concentration of roughly 200 $\mu\text{g g}^{-1}$ for each event (from 90 to 300 $\mu\text{g g}^{-1}$ for the first event and from 140 to 350 $\mu\text{g g}^{-1}$ for the second), consistent with the range of values proposed by Di Mauro et al. (2015). Except for these 3 days, the deposition fluxes have not been modified. The C5 simulation has been run in order to understand the discrepancies between simulated and measured surface impurity concentrations.

Finally soil temperatures have been initialized by running a single 10-year spin-up, with the C0 configuration, from 2003 to 2013 using in situ meteorological data.

2.5.4 Broadband albedo computation

Lafaysse et al. (2017) have shown that Crocus broadband shortwave albedo features a large bias (up to 0.1 depending on the configuration) compared to the Col de Porte albedo measurements described in Morin et al. (2012b). In order to investigate the origin of this bias we run an additional computation with an offline version of the TARTES radiative transfer

model. This run uses impurity content simulated with C5 and SSA values retrieved from spectral albedo measurements from Dumont et al. (2017). This simulation is only used in the Section 2.6.4 and is referred to as “C5(SSA)”.

Similar to the measurements, we only consider broadband albedo computed at noon from downwelling and upwelling broadband radiation fluxes simulated by Crocus. For the C0 configuration we use broadband downwelling and upwelling shortwave fluxes at noon to compute the albedo. For the other configurations, we integrate the spectral downwelling and upwelling shortwave fluxes on the shortwave range (300–2800 nm) to compute the broadband albedo. Measured and simulated broadband albedo are then compared for days when the simulated snow depth is higher than 0 in all of our simulations and automated spectral albedo measurements are available (46 days in total).

2.5.5 Estimation of direct and indirect impacts

Estimating the portion of LAI radiative forcing due to the indirect impact requires the separation of LAI evolution and microstructure evolution. With this aim in mind, an additional computation called C2_{ind} was performed, using an offline version of TARTES. This computation provides snowpack energy absorption using SSA values from C2 simulation while LAI concentrations are set to 0. In this way, energy absorption due to LAI in C2_{ind} only accounts for the accelerated metamorphism disregarding snow darkening (direct impact).

By comparing C2_{ind} computation to C1 (pure snow) and to C2 (full impact of LAIs), we are able to quantify the relative importance of the indirect radiative forcing of LAIs on snow, R_{ind} , thanks to the ratio

$$R_{\text{ind}} = \frac{E_{\text{C2}} - E_{\text{C2,ind}}}{E_{\text{C2}} - E_{\text{C1}}}, \quad (2.6)$$

with E_X being the energy absorbed by the snowpack in configuration X. This ratio can be determined daily, $R_{\text{ind,daily}}$, or over the whole season, $R_{\text{ind,season}}$, by applying Eq. (2.6) to the cumulative absorbed energy. Note that the same method can be applied by replacing C2 with C3, C4 or C5.

Our method to compute the LAIs' indirect impact is based on the assumption that the total energy absorbed by the snowpack is the sum of the energy absorbed by clean snow and of the LAI impact (direct and indirect). If the ground plays an important role in total energy absorption, our method cannot be applied because the influence of the ground may differ between C1 and C2 and cause differences in energy absorption unrelated to LAIs. For this reason all dates with SWE values lower than 50 kg m^{-2} are discarded. This threshold value was obtained by a sensitivity analysis of ground impact on snow visible albedo adapted to our simulations. For clean snow with high SSA ($> 20 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$), an SWE value of 50 kg m^{-3} is sufficient to ensure that ground impact is lower than 2%, but for clean snow with low SSA ($5 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$) it would be insufficient (the impact of the ground reduces visible albedo up to 6%). However, in our simulation, at the end of the season the surface snow contains at least 100 ng g^{-1} of BC equivalent, reducing the optical e -folding depth enough to guarantee that the ground does not influence the total energy absorption more than 2% if the SWE is higher than 50 kg m^{-2} (even with SSA of $5 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$).

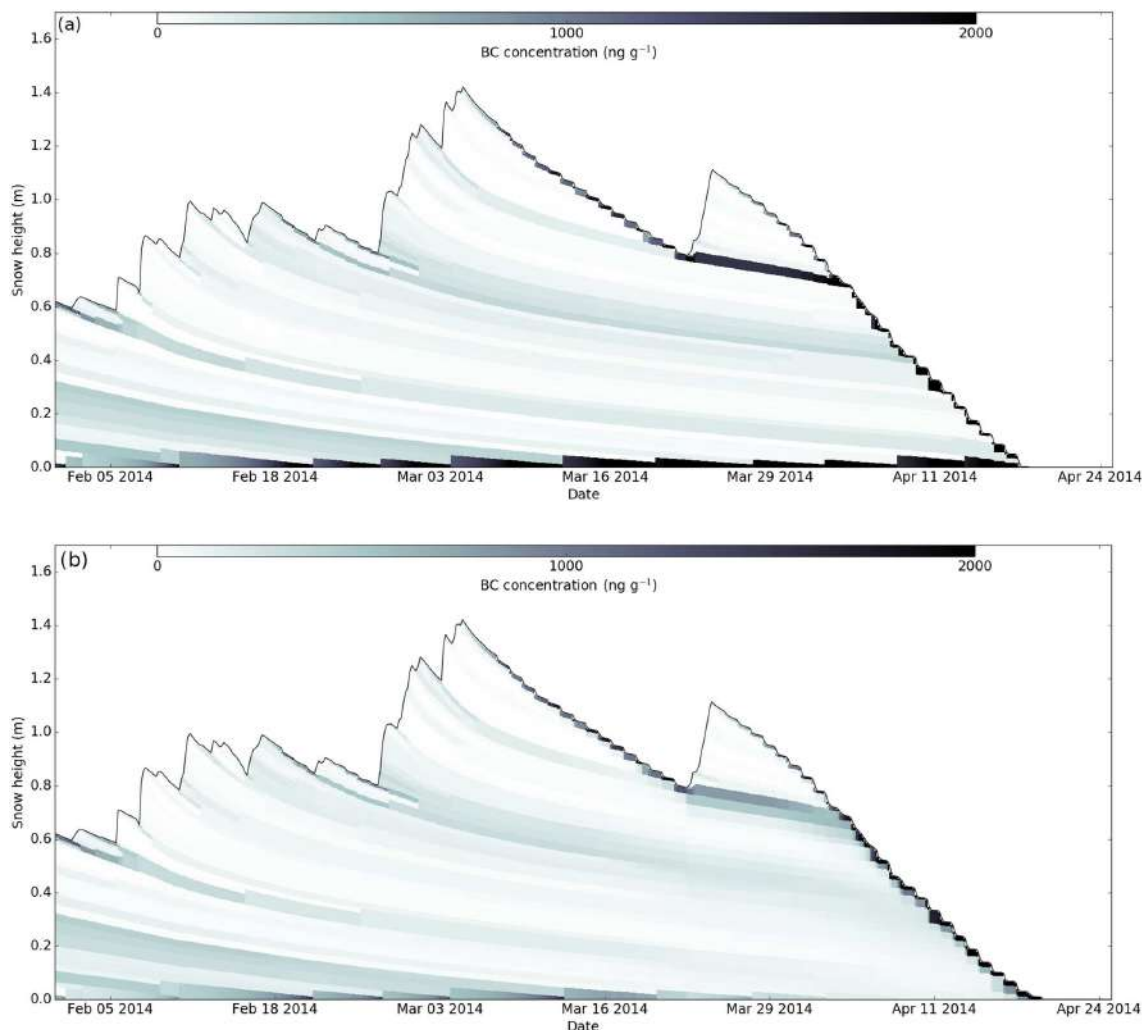


FIGURE 2.4 – Simulated BC concentration evolution at the end of the 2013–2014 snow season at the Col de Porte. (a) corresponds to a simulation without scavenging, whereas (b) corresponds to a simulation using the value of 20 % for BC scavenging.

2.6 Results

2.6.1 Impact of scavenging on the simulated BC vertical profiles

Figure 2.4 shows the evolution of BC concentration for simulations C2 and C4 during the second half of the season. The differences between these two simulations are only due to the value of the BC scavenging coefficient, set to 0 for C2 and 20 % for C4. The BC concentration is almost identical in both cases at the beginning of the period considered, when melt does not occur yet. Then, when melting starts, scavenging decreases BC surface concentration and transfers a part of the BC content to the soil at the bottom of the snowpack (Fig. 2.4b). We can also observe that scavenging transfers a mass of BC from the bottom of the snowpack to the ground throughout the season due to basal melt.

TABLE 2.2 – RMSE and bias between measured and simulated variables. For snow depth and SWE, the RMSE and bias are computed from the automatic measurements. The SSA values are computed from the spectral albedo both measured and simulated. The spectral albedo computation is not activated in the reference Crocus version (C0), explaining the lack of RMSE and bias values for the corresponding box.

Configuration	Depth		SWE	Near-surface SSA	Broadband shortwave albedo at noon
	RMSE(bias) from 05/11/13 to 01/05/14	RMSE(bias) from 26/12/13 to 01/05/14	RMSE(bias) from 05/11/13 to 01/05/14	RMSE(bias) from 15/02/13 to 15/04/14	RMSE(bias) from 15/02/13 to 15/04/14
C0	8.5(−6.9) cm	6.4(−5.3) cm	90.2(−79.1) kg m ^{−2}	–	0.059(+0.049)
C1	10.0(−2.7) cm	8.0(+1.2) cm	71.6(−64.2) kg m ^{−2}	7.6(+4.9) m ² kg ^{−1}	0.121(+0.094)
C2	8.9(−6.1) cm	6.0(−3.8) cm	84.4(−75.0) kg m ^{−2}	6.9(+4.2) m ² kg ^{−1}	0.078(+0.060)
C3	8.8(−5.9) cm	5.8(−3.4) cm	82.9(−74.0) kg m ^{−2}	6.9(+4.1) m ² kg ^{−1}	0.078(+0.061)
C4	8.8(−5.9) cm	5.9(−3.5) cm	83.4(−74.3) kg m ^{−2}	6.9(+4.2) m ² kg ^{−1}	0.081(+0.063)
C5	9.0(−6.4) cm	6.2(−4.1) cm	85.6(−75.8) kg m ^{−2}	6.9(+4.3) m ² kg ^{−1}	0.067(+0.054)
C5(SSA)	–	–	–	–	0.044(+0.020)

2.6.2 Bulk snowpack variables

Figure 2.5 shows snow depth (upper panel) and snow water equivalent (lower panel) measured and simulated in the different configurations. Both automatic and manual measurements are shown (represented in black) to illustrate the spatial variability of these variables within the measurement field area because they are not collected at the exact same place.

Snow depth is underestimated by roughly 20 cm compared to automatic measurements for all configurations at the beginning of the season, from the first snowfall to 24 December. Once this initial snowpack has melted, there is a better agreement between observed and simulated snow depth values with all the configurations. The second column of Table 2.2 presents the RMSE between each simulation and the automatically measured snow depth time series. Over the whole season, the maximum RMSE is 10.0 cm (C1). The third column of Table 2.2 also presents the RMSE from 26 December to the melt-out date of the snowpack to better quantify the impact of the configuration on total snow depth estimates disregarding the bias at the beginning of the season. Over this period, the maximum RMSE is 8.0 cm (C1). It should be noted that C1 has also the smallest bias because the underestimation of snow depth during the season (similar to all the other configurations) is compensated by a large overestimation of snow depth from May 20 onward. The values of snow depth bias and RMSE in the present study are consistent with the range of values found for an 18-year period with the recent model uncertainty analysis described in Lafaysse et al. (2017). This value has the same magnitude as the uncertainty of the reference snow depth as quantified in Lafaysse et al. (2017), as a consequence of spatial variability. Lafaysse et al. (2017) showed that the automatic snow depth measurements tend to be lower by 9 cm compared to the average of manual snow depth measurements at the Col de Porte.

We can also notice that the melt-out date of the snowpack advances by 6 to 9 days when accounting for radiative impact of impurities in snow (comparing C2, C3 and C4 with C1).

Regarding SWE, there is an underestimation in the model during all the snow season compared to both manual and automatic measurements. SWE estimates over the season are similar for all configurations until melt time, when LAIs modify the melting rate. The RMSE

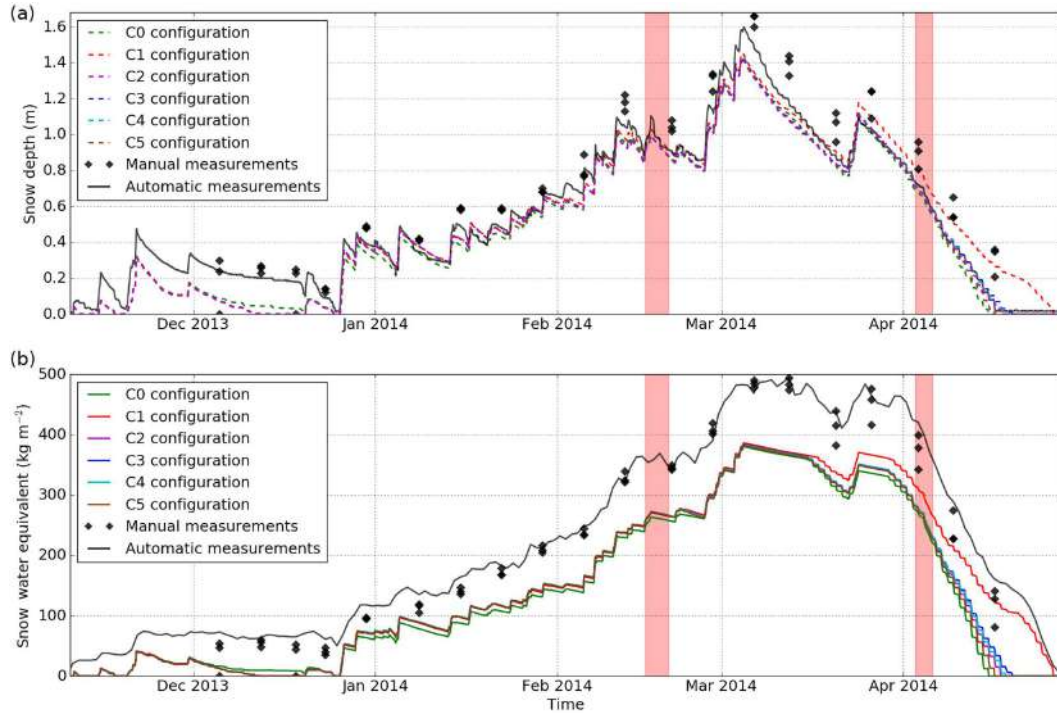


FIGURE 2.5 – Measured and simulated total snow depth **(a)** and total SWE **(b)** at the Col de Porte along the 2013–2014 snow year. The two major Saharan dust events are represented by the red shading.

between measured and simulated SWE is 90.2 kg m^{-2} for C0 and around 80.0 kg m^{-2} for the other configurations. The minimum RMSE (71.6 kg m^{-2}) and bias (64.2 kg m^{-2}) are obtained for the C1 configuration. There is a significant bias (around 70 kg m^{-2}), which is higher than the magnitude of the reference SWE uncertainty quantified by Lafaysse et al. (2017). However, during this specific season, the automatic snow depth measurements indicate 0 cm of snow on 26 December whereas the SWE automatic measurements indicates more than 70 kg m^{-2} (Fig. 2.5). These results are consistent with the Lafaysse et al. (2017) study, which pointed out that spatial variability within the Col de Porte site can strongly affect the results of the measurements (about 10%). It shows that automatic SWE measurements at the Col de Porte tend to be higher by 15 kg m^{-2} compared to the average of manual SWE measurements. This process can at least partially explain the relatively low bias obtained for snow depth and the large bias in SWE. A season-specific bias of bulk density is also possible, although no long-term bias of this variable was identified by Lafaysse et al. (2017).

2.6.3 Near-surface properties

Figure 2.6 shows the near-surface impurity concentrations (upper panel) and SSA (lower panel) computed from measured and simulated spectral albedo from 15 February to snow melt-out (around mid-April for all the configurations) by the method described in Sect. 2.5.2. These values are computed from processed spectral albedo, and C0 (without spectrally resolved albedo) is consequently excluded from the analysis.

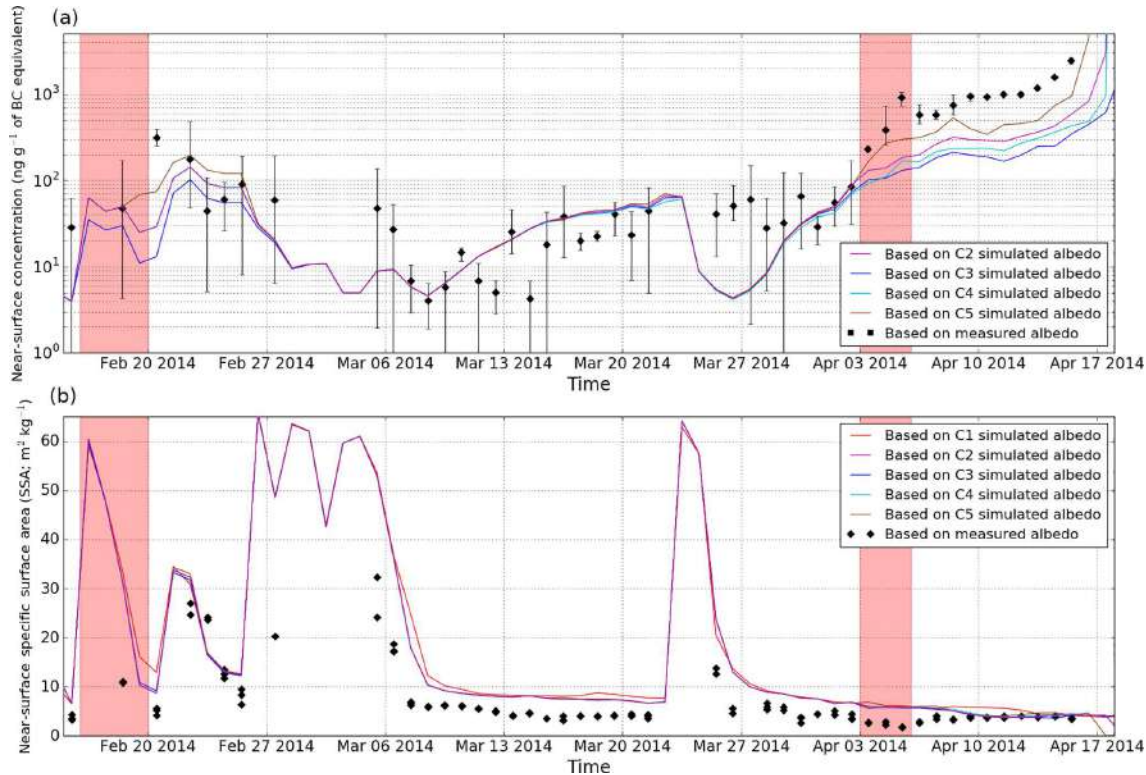


FIGURE 2.6 – Surface BC equivalent concentration (a) and SSA (b) computed from measured and simulated albedo. For simulated albedo, the different Crocus configurations are detailed in Table 2.1. These data have been computed using the Dumont et al. (2017) algorithm, and the two major Saharan dust events are represented by the red areas.

The simulated surface impurity content remains within the uncertainties of the indirectly measured data (error bars in the upper panel of Fig. 2.6) except at the very end of the season from approximately 5 April. After this date, the impurity content is lower in Crocus than in the observations. The upper panel of Fig. 2.6 offers an insight into the impact of the parameters modified in the different configurations. The difference between configurations C2 and C4 becomes significant at the very end of the season when strong melting occurs. Before melt time, scavenging does not affect near-surface impurity concentration (Fig. 2.4) : C2 and C4 runs give similar results. The difference between C2 and C3 simulations is caused by the different absorption parameterization used for mineral dust. In the C3 configuration, dust absorbs less than in C2. The equivalent BC concentration needed to reproduce an equivalent impact on snow albedo is thus lower for C3 when dust is present. In turn, the dates for which C2 and C3 are similar correspond to situations when mineral dust is not the dominant absorber.

The Crocus near-surface SSA decreases too slowly after a snowfall under the Col de Porte meteorological conditions, regardless of the configuration (Fig. 2.6, lower panel). The decrease rate of SSA is computed using the C13 metamorphism scheme implemented by Carmagnola et al. (2014), which has not been modified in this study. However, it is clear that the impact of LAI modifies the SSA decrease rate. Indeed with the C1 configuration the bias between measured and simulated near-surface SSA is $-4.9 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ against $-4.2 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$

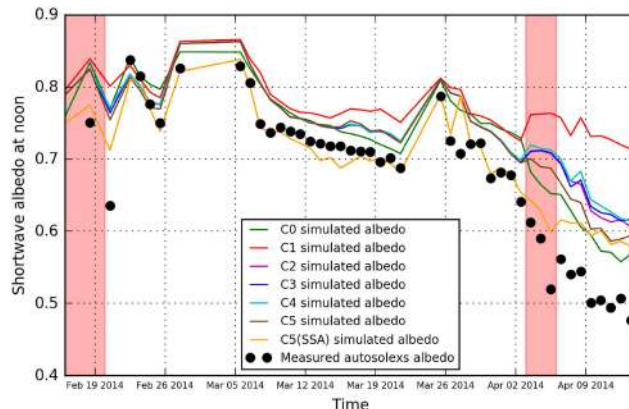


FIGURE 2.7 – Shortwave broadband albedo at noon. The colored lines correspond to simulated albedo while the black dots correspond to Autosolexs-measured albedo (Dumont et al., 2017). The two major Saharan dust events are represented by the red shading.

for the configurations implementing LAIs. Figure 2.6 highlights that SSA values for C2, C3 and C4 are almost the same, indicating that the different LAI parameterizations used in this study have a negligible impact on surface SSA evolution.

2.6.4 Broadband shortwave albedo

Figure 2.7 shows the evolution of the simulated and measured broadband albedo at noon. The simulated broadband albedo is higher than the measurements for all the configurations except for C5(SSA), for which SSA values have been adjusted to measured ones.

The last column of Table 2.2 provides the albedo bias and RMSE resulting from this comparison. Those results are consistent with RMSE and bias values obtained in the La-faysse 2017 ensemble simulation. Except for C5(SSA), C0 outperforms the other configurations in terms of albedo. Equivalent scores are obtained for the C5 configuration, and the difference between C1 and C2, C3 and C4 shows that accounting for LAIs largely improves the albedo simulations over a simulation neglecting the impact of impurities. Albedo bias for C5 simulation is significantly reduced by using measured SSA values instead of the simulated ones, suggesting that the albedo bias is partly explained by the bias in SSA.

2.6.5 Profiles of impurity concentration

Figure 2.8 shows vertical profiles of BC and dust content in the top 25 cm of the snowpack on 11 February, both measured and simulated with configurations C2 to C4. BC concentrations are significantly overestimated and dust contents are underestimated. Moreover, the vertical structure is not correctly reproduced. It should be noted that, in our simulation, the uppermost 17 cm of snow corresponds to a unique snowfall that occurred on 10 February. During this snowfall ALADIN-Climate did not simulate any mineral dust deposition explaining the absence of dust in this part of the snowpack.

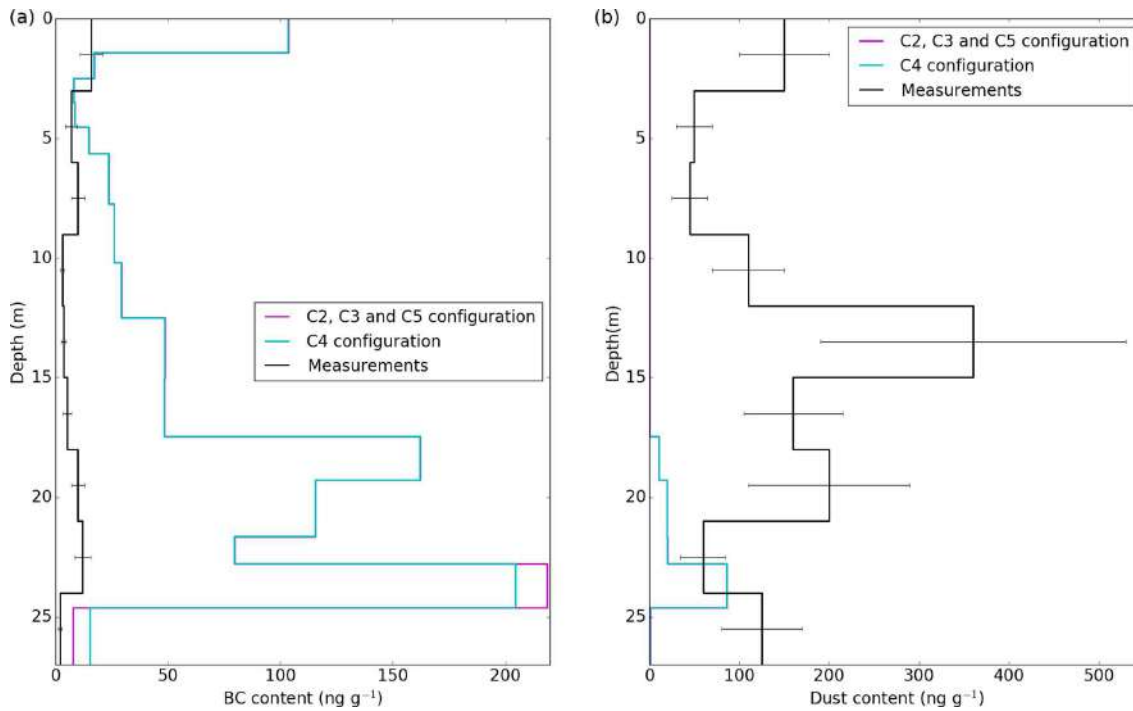


FIGURE 2.8 – BC (a) and dust (b) concentrations at the Col de Porte on 11 February 2014.

2.6.6 Quantification of direct and indirect LAI radiative impact

The upper panel of Fig. 2.9 shows the energy absorbed by the snowpack for C1, C2 and C2_{ind}; the grey shaded areas indicates the period during which SWE is less than 50 kg m⁻¹ in both simulations. The daily energy absorption (full lines) shows that the total radiative impact of LAIs increases through the season (difference between the red and the green curves). Applying Eq. (2.6) on the cumulative energy absorbed during the season (dashed lines) provides the ratio of LAI radiative impact due to the indirect impact over the whole season, $R_{\text{ind,season}}$. Indeed, applying Eq. (2.6) on the total cumulative energy absorbed at the end of the study period, we determine that over the season 15.3% of LAI radiative forcing is due to the indirect impact ($R_{\text{ind,season}}$), while 84.7% of the LAI impact is caused by the direct impact. The lower panel in Fig. 2.9 shows the daily percentage of LAI radiative forcing caused by the indirect impact along the snow season. The values potentially affected by the ground (in orange) have to be taken with caution because the ground influence might have modified the results. These results are shown in parallel to the value of the SSA because the indirect impact of LAIs is due to an acceleration of snow metamorphism, indicating an acceleration in the SSA decrease rate.

Section 2.6.2 and 2.6.4 highlight that C5 provides better results than C2 in terms of near-surface LAI concentration and shortwave albedo. Given that radiative forcing is expected to be more accurate for C5, the same method has also been applied using C5 as a control run (instead of C2 in Fig. 2.9). We obtain similar results in terms of temporal evolution but the distribution between the average direct and indirect impacts is only slightly modified, with 14.1% attributed to the indirect impact instead of 15.3%, which we consider an insignificant variation.

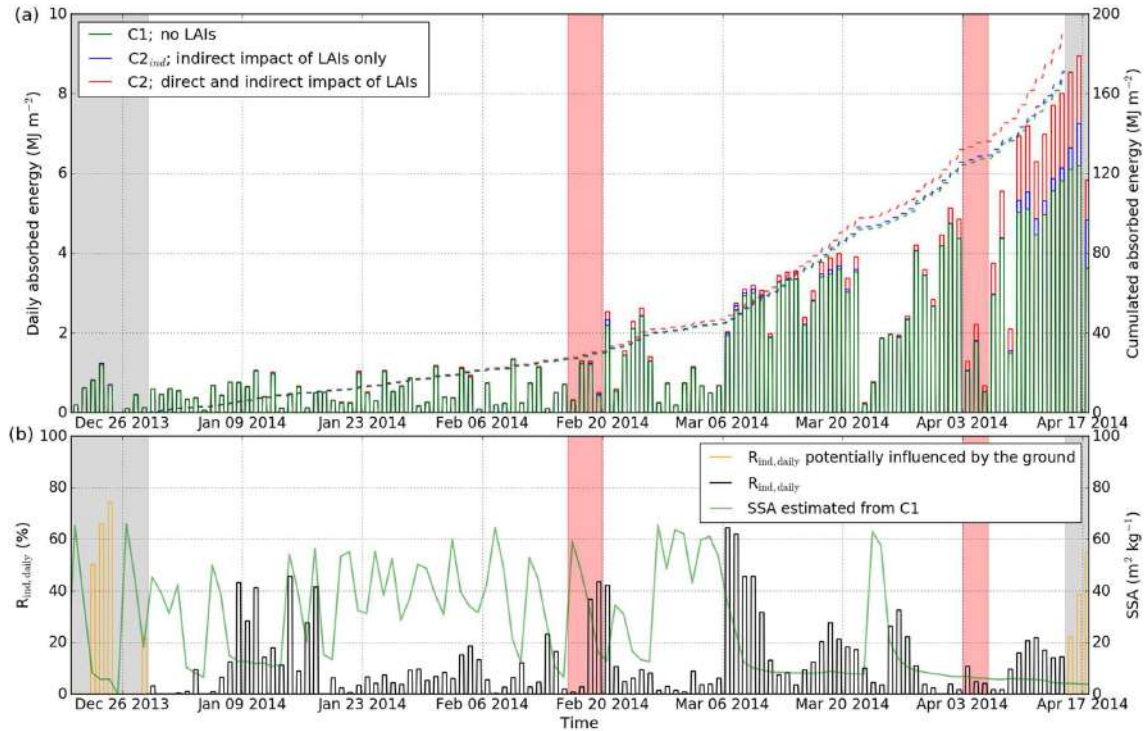


FIGURE 2.9 – Energy absorbed by the snowpack during the season (a); the full lines correspond to the daily amount of energy absorbed whereas the dashed lines correspond to the cumulative energy absorbed over the study period. $R_{\text{ind,daily}}$ compared to near-surface SSA computed from C1 (b); $R_{\text{ind,daily}}$ is the daily relative importance of LAIs in snow radiative forcing coming from the indirect impact (Eq. 2.6 applied to daily energy absorption). The dates during which the ground influences the energy budget have been masked (grey shading). The red shading represents two major Saharan dust events.

2.7 Discussion

2.7.1 Simulated LAI contents

Section 2.6.5 highlighted discrepancies between simulated and measured dust and BC vertical profiles for 11 February 2014. The BC content simulated by the model is an order of magnitude higher than the measured BC content. In contrast the dust content simulated by the model is an order of magnitude lower than the measured dust content. For both types of LAIs the vertical structure is not reproduced. Several hypotheses can explain these discrepancies.

First, ALADIN-Climate has a 50 km horizontal resolution which cannot represent the local orography around the Col de Porte site. Hence, the atmospheric variables in the model (e.g., wind, precipitation rate) do not account for small-scale topography which is particularly important in mountain areas. For example, in ALADIN-Climate local dust erosion is represented as a function of wind and soil characteristics. If the wind on the grid point is low but small-scale phenomena induce stronger winds near the Col de Porte, the resulting soil erosion and transport are not caught by ALADIN-Climate. This last point can explain

partly or totally the strong underestimation of mineral dust concentration in the model.

Secondly, the Col de Porte experimental site is located near Grenoble, France, which is a city affected by high levels of air contamination (Maître et al., 2002). However, the Col de Porte is more than 1000 m higher in elevation than Grenoble. The difference between simulated and measured BC concentration vertical profiles may come from an overestimation of Grenoble's impact on the Col de Porte study site by ALADIN-Climate. The deposition fluxes extracted from ALADIN-Climate correspond to a grid cell associated with an elevation of 523 m and an altitude difference of about 800 m. Even if this cell does not include Grenoble, it may explain partially the overestimation of BC deposition by the model. Moreover persistent winter inversions are frequently observed in Grenoble. These phenomena could lead to accumulation of BC emissions in the lower part of the atmosphere, preventing significant transport to the Col de Porte. ALADIN-Climate cannot represent these winter inversions because of their relative small scale compared to the model resolution. This may also partly explain the overestimation of BC deposition fluxes predicted by the model.

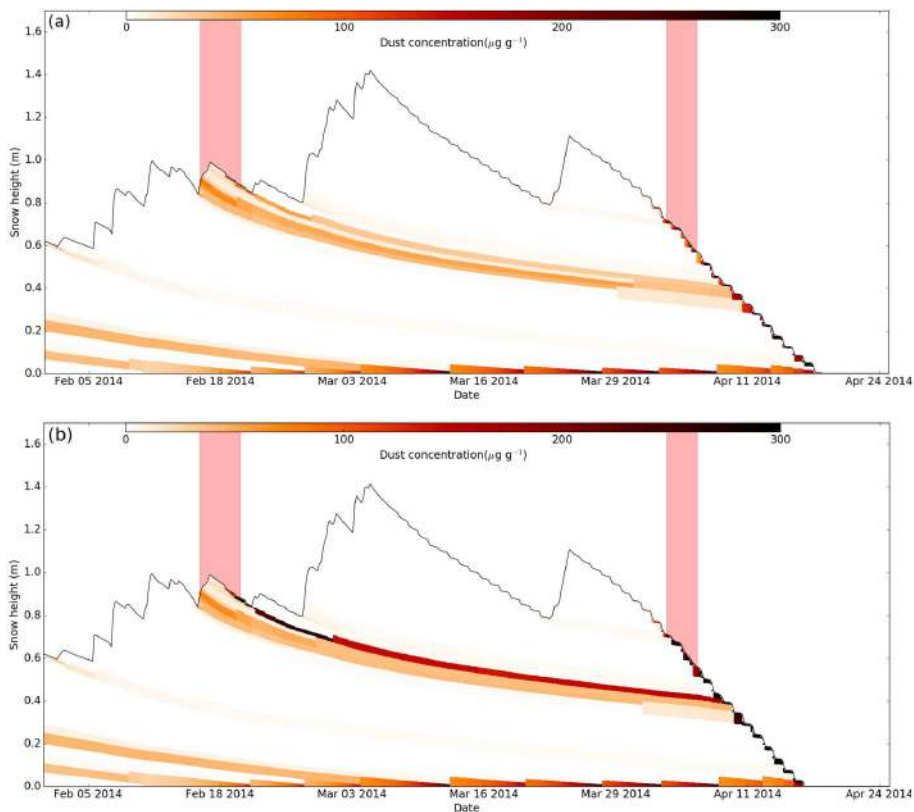


FIGURE 2.10 – Simulated dust concentration profile for the second half of the 2013–2014 snow season at the Col de Porte. Panel (a) shows the configuration C2 using ALADIN-Climate deposition fluxes. Panel (b) shows the C5 configuration using the same parameters but ALADIN-Climate deposition fluxes have been modified to reproduce the measurements by Di Mauro et al. (2015).

The two major Saharan dust events are represented by the red areas.

Even though the vertical impurity concentration profiles on 11 February, presented above, are not correctly simulated, the near-surface BC equivalent computed from simulations is in good agreement with the one computed from measured spectral albedo except at the end of

the season (from 5 April). The main cause of the divergence at the end of the season might be an underestimation of the two major Saharan dust outbreaks by ALADIN-Climate. The chronology of major dust outbreaks for snow year 2013–2014 is presented in Sect. 2.5.3 (see Fig. 2.10).

A plausible assumption is that the amount of dust deposited by each of these two major dust outbreaks at the Col de Porte are underestimated by ALADIN-Climate. The divergence may be due to both the underestimation of the April dust outbreak and the reappearance of the dusty layer formed on the 19th of February event (around 8 April) after ablation of the overlying layers (Fig. 2.10). This assumption could explain why near-surface impurity contents fit the measurements before 3 April and diverge after this date. The upper panel of Fig. 2.6 points out that C5 improves the simulated late-season near-surface impurity concentrations compared to all other configurations. However, in order to test this hypothesis a more detailed evaluation of the LAI (BC and dust) contents in snow should be performed using direct measurements of LAI and not LAI content estimated from (hyper)spectral measurements (e.g., Warren, 2013) which are uncertain for low impurity content (Dumont et al., 2017), but this is beyond the scope of the present study.

The divergence of the late-season near-surface LAI concentrations may also come from the impact of the neglected LAI types such as organic debris (which are present at the Col de Porte) or brown carbon. Additional chemical analyses would be required to investigate both of these assumptions.

Lastly, it should be noted that the wet deposition fluxes from ALADIN-Climate are only taken into account in the simulations when in situ precipitation is measured. Consequently, any mismatch between ALADIN-Climate and measured precipitation occurrence may lead to errors in simulated wet-deposited LAI content.

2.7.2 Impact on Crocus melting rate

Through the new developments implemented in Crocus we evaluate the impact of LAIs on the melting rate for the 2013–2014 snow season at the Col de Porte. We show that the melt-out date of the snowpack advances by 6 to 9 days when accounting for radiative impact of impurities in snow (Fig. 2.5).

In the reference version of Crocus (C0), LAIs in snow are implicitly taken into account by decreasing the albedo in visible wavelengths as snow ages. This albedo decrease has been implemented to empirically fit the snow melting rate under meteorological conditions observed at the Col de Porte, which has been the main evaluation site of the Crocus model. This explains why the initial version is in agreement with the observations and the new developments do not imply a direct visible improvement. However, as illustrated by Lafaysse et al. (2017), this albedo parameterization and the calibration of its characteristic time constant are rather uncertain. This uncertainty is addressed by the physically based parameterization presented in this study which can moreover account for regional and temporal variability of LAI deposition.

When using the TARTES radiative transfer model, the impurities are explicitly taken into account and there is no empirical albedo reduction due to snow aging. This explains why the C1 configuration (TARTES without impurities) underestimates the melting rate. The inclusion of impurities improves albedo computation and in turn snow melting rate at the end of the season. The atmospheric deposition fluxes provided by ALADIN-Climate (C2,C3 and

C4) improve the melting rate at the end of the season compared to C1 simulation, although SWE is simulated more accurately using C1, probably due to a bias at the beginning of the season. The second column of Table 2.2 presents RMSE on snow depths for the end of the season (January to melt). RMSE is around 6 cm for C0, C2, C3 and C4, showing that similar results are obtained in terms of the late-season melting rate with both the new physically based albedo scheme described in this study and the empirically based original scheme. A comparison in other sites is more likely to show discrepancies between the two approaches as the original scheme was calibrated at the Col de Porte.

However, even if C5 improves the near-surface impurity concentration, the melting rate increases too much, which worsens the SWE and snow depth simulations. A better simulation of the amount of LAIs in snow thus leads to the overestimation of the melt rate. This may come from the high equifinality in snowpack modeling as pointed out in the conclusion of Lafaysse et al. (2017). Indeed snowpack models contain several empirical parameterizations, each introducing modeling errors counterbalancing each other and yielding consistent results. For this reason, improving a process in the snow model does not necessarily improve the snowpack simulations.

2.7.3 Direct and indirect radiative impact of LAIs

We estimate that over the whole season of 2013–2014, about 15% of the LAI radiative forcing comes from the indirect impact while 85% is due to the direct impact for the C2 configuration. This means that models which do not represent snow metamorphism and only account for the direct impact of LAIs underestimate by approximately 15% the radiative forcing of LAIs on snowpacks with similar characteristics to the Col de Porte. These results are close to the ones presented in Chapter 5 of Skiles (2014) showing that, in the upper Colorado basin, 80% of LAI radiative forcing comes from the direct impact as opposed to 20% for the indirect impact. The discrepancy is small and might be explained by the differences between the two studies (e.g., different LAI type, different atmospheric conditions, different snow SSA and different unfolding of the season) as the relative contributions of direct and indirect impacts have a period and site dependency.

When looking at the lower panel in Fig. 2.9 we can see some patterns in the evolution of the percentage of indirect impact according to SSA. Indeed, after a snowfall (resulting in high surface SSA), the SSA decreases quickly due to accelerated snow metamorphism. In this period of fast metamorphism the indirect impact is particularly high (up to 60% on 7 March) because the small additional energy income due to LAIs in fresh snow leads to an accelerated SSA decrease. After reaching a value around $10 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$, SSA decreases much slower and the indirect impact becomes small (below 10%). Then, from 13 March the snowpack is affected by a period of intensive melt, leading to low SSA (around $8 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$). This SSA decrease is amplified by LAI radiative forcing as surface LAI content at the surface is relatively high during this period (Fig. 2.6), leading to even lower SSA. This additional SSA decrease caused by LAIs cause an increased indirect LAI radiative forcing (up to 25% on 20 March). We can then observe the same pattern around 15 April.

2.7.4 Shortwave albedo computation

Section 2.6.4 highlights that shortwave albedo computation features a significant bias for all the configurations, which was also noticed by Lafaysse et al. (2017) regardless of the albedo scheme employed. Snow albedo is not only dependent on snow LAI contents but also largely depends on SSA values, which have been shown to exhibit a $4 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ bias for near-surface snow. The additional computation run using optimized SSA values indicates that most of the albedo bias is due to the bias in SSA (last column of Table 2.2). Modifications of other Crocus parameterizations (such as the SSA evolution laws) would therefore be required to significantly improve shortwave albedo computations.

Section 2.6.4 also points out that our recent developments do not improve the albedo computation compared to the reference version (C0 compared to C2, C3, C4 and C5). However, these developments are expected to improve Crocus shortwave albedo computations if they were applied to regions with different contamination levels of LAIs compared to the Col de Porte (e.g., Colorado, the Arctic, the Antarctic) where the reference empirical albedo scheme calibrated at the Col de Porte performs poorly.

Finally, as underlined in Lafaysse et al. (2017), the improvement of one parameterization does not necessarily lead to the improvement of the overall snow simulations. For example, snow depth evolution at the Col de Porte is reasonably simulated despite a strong shortwave albedo overestimation. This albedo bias is compensated by other parameterization biases; correcting this bias would hence lead to a degradation of the snowpack simulation if the other parameterizations remain unmodified (e.g., C5 compared to C2, C3 and C4).

2.7.5 Model limitations

The parameterization of liquid water content in Crocus follows a simple conceptual bucket approach which does not accurately represent the evolution of liquid water content in the snowpack, as pointed out in Lafaysse et al. (2017). Work is in progress to include a physically based liquid water parameterization in Crocus (D'Amboise et al., 2017). Changing the liquid water content parameterization is expected to improve the modeling of water percolation and impact the scavenging of LAIs in the snowpack. Indeed physically based approaches induce much more heterogeneous repartition of the liquid water content at melt time than the bucket approach (e.g., due to the representation of capillarity barriers; Wever et al., 2014). We would therefore expect a more realistic and heterogeneous LAI repartition after scavenging.

Concerning atmospheric radiative transfer (Sect. 2.4.3), ATMOTARTES only has a rough representation of the effect of LAIs in the atmosphere (one type of aerosols and constant vertical profile). This could be extended as in SBDART (Ricchiazzi et al., 1998b) but the impact would be limited while the numerical cost would be significantly increased.

Several model and parameter choices relative to in-snow radiative transfer also contain some limitations. First, here we use the ice refractive index value proposed in Warren and Brandt (2008), but alternative parameterizations could also be used (e.g., the visible range parameterization proposed in the recent study of Picard et al., 2016a) and impact the results. Secondly, LAIs are represented as Rayleigh scatterers in TARTES (their size is assumed much smaller than the wavelength). This theory is acceptable in the case of BC but may not perfectly apply to dust, depending on its volume size distribution, and may lead to an

underestimation of dust radiative impacts. Coulter measurements show that the average diameter according to their volume contribution for our dust is $2.8 \mu\text{m}$, which indeed suggests that dust radiative impact is underestimated here and calls for another parameterization of LAI impacts in TARTES for dust particles. Finally, in the present study LAIs are assumed to be externally mixed to the ice matrix. Flanner et al. (2012) showed that internally mixed BC was up to 80 % more absorptive than externally mixed BC. Recently, Liou et al. (2014) and He et al. (2014) also pointed out that both impurities–snow internal mixing and snow nonsphericity play very important roles in snow albedo calculations. They showed that internal mixing can enhance BC-induced snow albedo reduction up to 50 % compared with external mixing. This enhancement is stronger for nonspherical ice elements than ice spheres, although ice spheres still have a larger absolute albedo reduction than nonspherical ice elements under the same BC content in snow. Introducing an internally mixed representation of LAIs in TARTES could in turn impact the results. However, a better knowledge of the partition between internally and externally mixed LAIs in seasonal snowpacks would be required to accurately characterize the impact of this variable.

2.8 Conclusion and outlooks

In this study, new developments aiming at modeling the deposition and the evolution of light-absorbing impurities within the snowpack are introduced in the detailed snowpack model Crocus. We implemented the dry and wet deposition of a user-defined number of LAI species. The deposition fluxes can either be extracted from an atmospheric model as in this study or forced by user-prescribed deposition rates as in Charrois et al. (2016). The fate of the aerosols deposited in the snow is computed by mass-conservation evolution laws for impurity mass content as snowpack evolves. Finally, we use the radiative transfer model TARTES embedded into Crocus to explicitly account for the direct and indirect radiative impact of the LAIs evolving in the snowpack.

This newly implemented Crocus version was then evaluated with field measurements performed at the Col de Porte experimental site (French Alps) near Grenoble, during the 2013–2014 snow year. For this evaluation we accounted for two LAI species assumed to have the strongest radiative impact on snow : BC and mineral dust. We extracted aerosol deposition fluxes from the atmospheric model ALADIN-Climate and forced the snowpack model with these deposition values. We evaluate the relevance of using atmospheric aerosol with a physically based model in terms of near-surface impurity concentration, near-surface SSA, snow depth and SWE. It appears that the atmospheric model ALADIN-Climate as a forcing dataset simulates LAI deposition acceptably over a season despite a large underestimation of extreme dust outbreaks and an overestimation of BC deposition. Radiative transfer properties of a seasonal snowpack in the presence of dust and BC can be computed efficiently following a physically based approach coupled to atmospheric aerosol deposition fluxes. The impact of LAIs in terms of snow height and SWE is significant. Indeed, depending on the configuration chosen for LAI parameters, complete snow melt-out date advances by 6 to 9 days in comparison with the pure snow simulation. This impact on snow melting is of crucial importance for hydrological concerns. We also estimate the direct/indirect proportion of LAI radiative forcing. For the Col de Porte in this particular season 85 % of the radiative forcing of LAIs in snow comes from the direct impact (darkening of the snow) against 15 % for the indirect impact (enhanced metamorphism). This means that models representing the

LAI radiative impact of snow without accounting for the metamorphism underestimate the total impact by 15%. Moreover at daily resolution, the relative proportion of direct and indirect impacts can vary widely, showing evolution patterns related to SSA evolution.

Our study highlights the need for intensive field campaigns to better evaluate these new developments and better understand these processes. Some parameters of our newly implemented version still need to be adjusted towards field data that are currently missing. Concomitant measurements of snow temperature, SSA, accumulation of soot and dust, and spectral albedo at different sites would provide a stronger basis for defining model parameters and evaluating it. For example, a direct evaluation of the dust and BC contents is required to quantify more precisely their respective part in the shortening of the snow season.

We showed that the use of atmospheric aerosol deposition fluxes provided by ALADIN-Climate coupled with the recent developments of Crocus leads to a reasonable estimation of snow surface impurity content. Even if this estimation is not perfect due to modeling uncertainties and atmospheric model horizontal resolution, it gives a first guess of LAI impacts on snow spectral albedo. This first guess is a crucial point for assimilating optical reflectance measurements in a snowpack model, although a better quantification of the errors in the impurity forcing and modeling will be required (Charrois et al., 2016).

This study is one of the first attempts to account for the deposition and the evolution of impurities in a detailed snowpack model. Here we investigate the effect of dust and BC on snow radiative properties at the Col de Porte experimental site but our model can apply to any snow-covered regions affected by LAIs. This model could be used in dust-affected areas (e.g., Colorado or Himalaya) or BC-affected regions (e.g., Arctic or Antarctic regions for climate studies). It could also be used to assess the impact of ashes on snow in volcanic regions (e.g., Iceland). Moreover, Crocus provides habitat data for in-snow ecological modeling (e.g., snow temperature, liquid water content). The computation of nutrient evolution in the snowpack could be performed using the recent developments presented in this study. Then, it appears possible to model algae growth, evolution and radiative impacts (Cook et al., 2017) on the snowpack.

Finally, Crocus is now capable of tracking thin layers highly concentrated in LAIs (e.g., Saharan dust outbreaks) in the snowpack and representing the discontinuity induced in terms of energy absorption and thus snow metamorphism. Our new developments could then be used to address numerically the frequently asked question : “Is there a link between dust outbreaks and avalanche hazard?” (Landry, 2014; Chomette et al., 2016).

Code availability The code used in this study was developed inside the open source SURFEX project (<http://www.umr-cnrm.fr/surfex>). While it is not implemented in an official SURFEX release, the code can be downloaded from a specific tag of the git repository maintained by Centre d'Études de la Neige. For reproducibility of results, the version used in this work is tagged as “tuzetTCD17” on the SURFEX git repository (git.umr-cnrm.fr/git/Surfex_Git2.git). The full procedure and documentation to access this git repository can be found at https://opensource.cnrm-game-meteo.fr/projects/snowtools_git/wiki. The Col de Porte dataset is available on the PANGAEA repository ([10.1594/PANGAEA.774249](https://doi.org/10.1594/PANGAEA.774249)]; Morin et al., 2012a) as well as on the public ftp server <ftp://ftp-cnrm.meteo.fr/pub-cencdp>. Time series of snow spectral albedo and superficial snow specific surface area and impurity content are available through the PANGAEA database ([10.1594/PANGAEA.874272](https://doi.org/10.1594/PANGAEA.874272)], Picard et al., 2016).

Author contribution MD and FT coordinated the study. FT, MD, LC, ML and SM implemented and tested the new developments in the Crocus snowpack model. MD developed the near-surface properties computation algorithm. GP and LA developed and built the automatic albedometer. GP, LA, SM and DV deployed it at the Col de Porte. DV performed the impurity content measurements. PN provided the ALADIN-Climate simulations and YL provided the snow and meteorological measurements at the Col de Porte. FT prepared the manuscript with contributions and feedbacks from the other authors.

Conflict of interest The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgement CNRM–CEN and IGE are part of Labex OSUG@2020 (investissement d'avenir – ANR10 LABX56). This study was supported by the ANR programs 1-JS56-005-01 MONISNOW and ANR-16-CE01-0006 EBONI, the INSU–LEFE projects BON and ASSURANCE, and the Ecole Doctorale SDU2E of Toulouse. The authors are grateful to the Col de Porte and EDF–DTG staff for ensuring the proper functioning of all the instruments and to Lydie Mbemba for the in situ measurements of impurity content.

Review statement Edited by : Christian Haas
Reviewed by : three anonymous referees

2.9 Corrigendum

Corrigendum to *The Cryosphere*, 11, 2633–2653, 2017
<https://doi.org/10.5194/tc-11-2633-2017-corrigendum>
© Author(s) 2019. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.



Corrigendum to

“A multilayer physically based snowpack model simulating direct and indirect radiative impacts of light-absorbing impurities in snow” published in *The Cryosphere*, 11, 2633–2653, 2017

Francois Tuzet^{1,2}, Marie Dumont¹, Matthieu Lafaysse¹, Ghislain Picard², Laurent Arnaud², Didier Voisin², Yves Lejeune¹, Luc Charrois¹, Pierre Nabat³, and Samuel Morin¹

¹Meteo-France–CNRS, CNRM UMR 3589, Centre d’Etudes de la Neige, Grenoble, France

²UGA–CNRS, Institut des Geosciences de l’Environnement (IGE) UMR5001, Grenoble, France

³Meteo-France–CNRS, CNRM UMR 3589, GMGEC/MOSCA, Toulouse, France

Correspondence: Francois Tuzet (francois.tuzet@meteo.fr)

Published: 17 June 2019

This corrigendum corrects three figures presented in the original paper (Tuzet et al., 2017). The impurity concentrations shown in Figs. 2, 6, and 8 were erroneous. As the problem comes from the plot routine, the results and the conclusion of the original article in terms of radiative transfer are not affected. Only Sect. 4.5 needs to be slightly modified. This corrigendum also includes an update to the new version of the SURFEX code repository.

4.5 Profiles of impurity concentration

Figure 6 shows vertical profiles of BC and dust content in the top 25 cm of the snowpack on 11 February both measured and simulated with configurations C2 to C4. BC concentrations have the correct order of magnitude, whereas dust contents are significantly underestimated. For both LAI types, the vertical structure is not correctly reproduced. It is worth noting that, in our simulation, the uppermost 17 cm of snow corresponds to a unique snowfall that occurred on 10 February. During this snowfall ALADIN-Climate did not simulate any mineral dust deposition explaining the absence of dust in this part of the snowpack.

Code availability update

The code used in this study was developed within the open-source SURFEX project (<http://www.umr-cnrm.fr/surfex>, last access: 17 June 2019). The control software used to manage this project changed in 2017 from svn to git. For reproducibility of results, the version used in this work is tagged as tuzetTCD17 in the SURFEX git repository (git.umr-cnrm.fr/git/Surfex_Git2.git). The full procedure and documentation can be found at https://opensource.cnrm-game-meteo.fr/projects/snowtools_git/wiki/ (last access: 17 June 2019). Note that the code has not been modified; only the access has changed.

2

F. Tuzet et al.: A model representing LAI deposition, evolution and impact

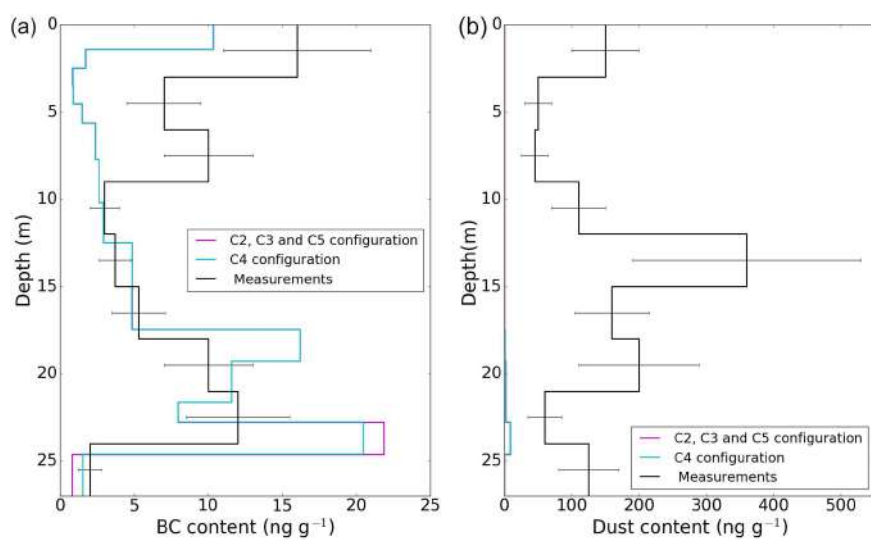


Figure 6. BC (a) and dust (b) concentrations at Col de Porte on 11 February 2014.

F. Tuzet et al.: A model representing LAI deposition, evolution and impact

3

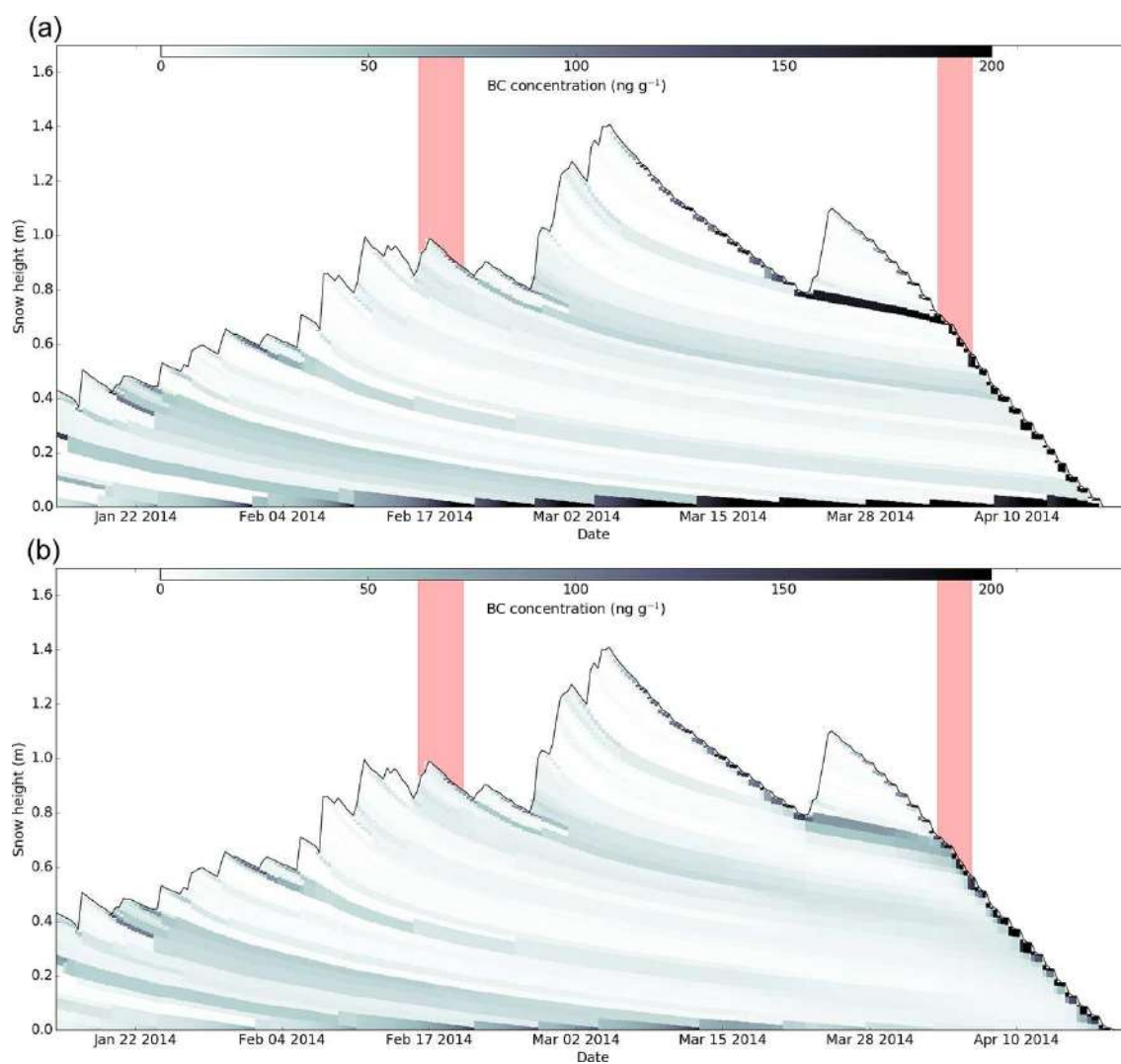


Figure 2. Simulated BC concentration evolution at the end of the 2013/2014 snow season at Col de Porte. Panel (a) corresponds to a simulation without scavenging, whereas panel (b) corresponds to a simulation using the default value of 20% for BC scavenging.

The BC concentrations presented in Fig. 2 in the original paper have to be divided by a factor of 10.

4

F. Tuzet et al.: A model representing LAI deposition, evolution and impact

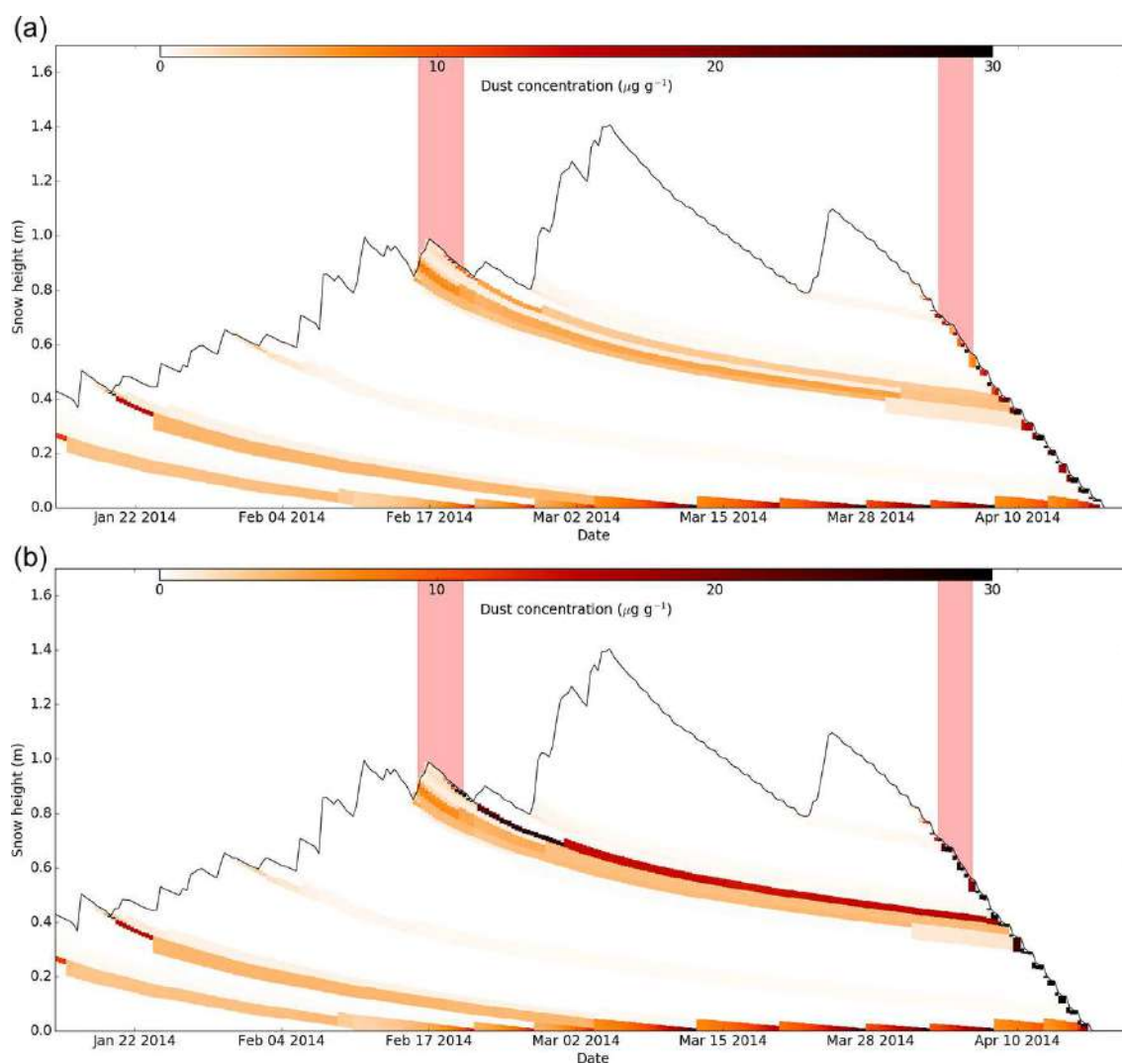


Figure 8. Simulated dust concentration profile for the second half of the 2013/2014 snow season at Col de Porte. Panel (a) shows the configuration C2 using ALADIN-Climate deposition fluxes. Panel (b) shows the C5 configuration using the same parameters but ALADIN-Climate deposition fluxes have been modified to reproduce the measurements by Di Mauro et al. (2015) The two major Saharan dust events are represented by the red areas.

The dust concentrations presented in Fig. 8 in the original paper are also affected the same way.

Chapitre 3

Campagne de mesure au col du Lautaret

Sommaire

3.1	Introduction	79
3.2	Stratégie et sites de mesure	79
3.2.1	Site principal et son instrumentation : le site FluxAlp	81
3.2.2	Site secondaire : site Nord	83
3.3	Préparation, déroulement et post-traitement d'une journée de mesure	84
3.3.1	Préparation d'une journée de mesure	84
3.3.2	Protocole de mesure	85
3.3.3	Mise au propre des données collectées	95
3.4	Données acquises	96
3.4.1	Concentrations en BC et poussières minérales	96
3.4.2	SSA et masse volumique	98
3.4.3	Propriétés optiques	99
3.5	Apports personnels de la campagne	100

3.1 Introduction

Deux hivers de cette thèse ont été dédiés à l’acquisition de mesures des propriétés physiques, chimiques et optiques de la neige. Au total, 34 journées de mesures ont été effectuées au cours des hivers 2016-2017 et 2017-2018 dans deux zones de mesure à proximité du col du Lautaret dans les Hautes-Alpes (05). Cette campagne avait pour but de constituer le jeu de données le plus complet possible pour la caractérisation de l’impact des impuretés absorbantes dans le manteau neigeux, à ces sites. Un suivi quasi-hebdomadaire des propriétés physiques, chimiques et optiques de la neige a ainsi été réalisé. Étant donnée l’importance de cette campagne dans le déroulé de la thèse, un chapitre approfondi sur ces mesures me semble nécessaire. En effet, même si 34 journées sur une thèse de trois ans paraissent être un laps de temps bien court, l’organisation, la logistique, l’entretien du matériel et la mise au propre des données récoltées ont fait que la majorité de mes deux premiers hivers au CEN ont été dédiés à cette campagne.

Dans un premier temps, la stratégie adoptée et les deux sites de mesure du col du Lautaret sont décrits dans la Section 3.2. La Section 3.3 présente ensuite, plus en détail, la façon dont s’est organisée la campagne. Le déroulement d’une journée typique de mesure y sera décrit, de la préparation au post-traitement des données en passant par le protocole de mesure. La Section 3.4 offre ensuite un aperçu des données brutes acquises au cours de la campagne¹. Enfin, la Section 3.5 explique ce que cette campagne de mesure m’a apporté, tant au niveau scientifique que personnel. Quelques conseils utiles à l’organisation d’une campagne de mesure sont également disséminés tout au long de ce Chapitre.

3.2 Stratégie et sites de mesure

Afin de caractériser au mieux les dépôts d’impuretés absorbantes au col du Lautaret, la stratégie adoptée consistait à se rendre environ une fois par semaine au col du Lautaret pour y effectuer des mesures. En cas de chute de neige depuis la dernière journée de mesure, la totalité de l’épaisseur de neige fraîche était prélevée. Dans tous les cas, les 20 premiers centimètres du manteau neigeux étaient prélevés pour récolter une information sur la surface. Cette stratégie permet d’échantillonner au moins une fois chaque couche du manteau neigeux dans la saison, tout en ayant pour chaque journée les informations nécessaires au calcul de l’impact radiatif des impuretés absorbantes (i.e. les informations de surface).

Les mesures ont été collectées à deux sites de mesure à proximité du col du Lautaret, dont la localisation est illustrée sur la Figure 3.1. Le site principal (point bleu) est situé sur un plateau à 800 mètres au nord-est de l’emplacement exact du col du Lautaret (45.041042° N, 6.410808° E), à 2100m d’altitude et à environ 300 mètres à l’aplomb de la route principale. Une station météorologique automatique appelée FluxAlp est également installée de manière permanente à ce site². Dans la suite du manuscrit, ce site est désigné par le nom de cette station : site FluxAlp. Toutes les mesures de la première saison (2016-2017) ont été effectuées à ce site.

1. Les résultats principaux obtenus suite à l’analyse de ces données sont présentés dans les Chapitres 4 et 5 et ne sont donc pas détaillés ici

2. La Station FluxAlp est entretenue par la Station Alpine Joseph Fourier (SAJF), qui est une unité mixte de service de l’université Grenoble Alpes et du CNRS. L’une des missions de la SAJF est d’aider le développement des activités scientifiques au col du Lautaret

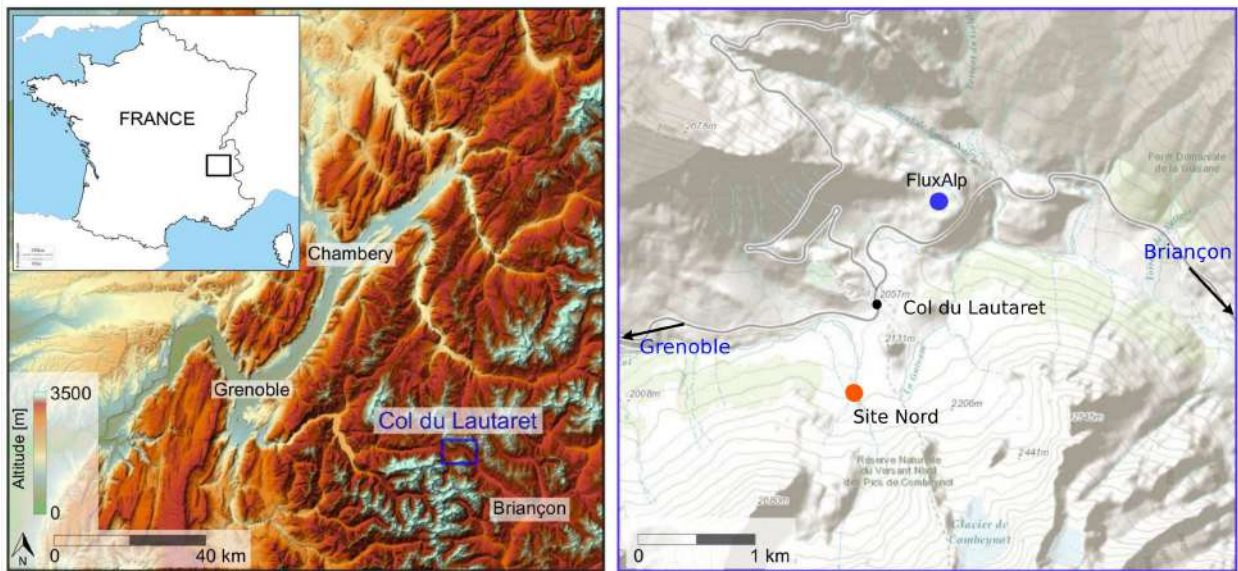


FIGURE 3.1 – Localisation des deux sites de mesure du col du Lautaret où ont été réalisées les mesures terrain durant cette thèse

Lors de la seconde saison (2017-2018), d'autres campagnes de mesure ont été menées au col du Lautaret. L'organisation des journées sur le terrain était alors effectuée en collaboration avec ces différentes campagnes brièvement détaillées ci-dessous :

- Maxim Lamare, alors en post-doctorat à l'Institut des Geosciences de l'Environnement (IGE)³ a réalisé des mesures de variabilité spatiale d'albédo spectraux et de SSA autour des deux sites de mesure du col du Lautaret. Il a été épaulé par Clément Delcourt (stage de master 2). Nous partageons alors plusieurs instruments.
- Fanny Larue, en post-doctorat à l'IGE, a effectué plusieurs journées de mesure consistant à étudier l'impact de la rugosité de surface sur l'albédo spectral (Larue et al., 2019). Nous partageons également plusieurs instruments.
- Ines Olivier, en stage de master 2 avec Fanny Larue, a étudié l'impact du relief sur la température de surface.
- Jesus Revuelto et Paul Billecocq (stage de master 2) ont acquis des cartes de hauteur de neige autour des deux zones de mesure en utilisant un scanner laser terrestre (TLS pour Terrestrial Laser Scan).

Lors de cette saison, la stratégie de notre campagne a légèrement évolué. Tout en continuant à établir un suivi régulier des propriétés de la neige au site FluxAlp comme lors de la première saison, quatre journées de mesure ont été effectuées dans un second site afin d'étudier la variabilité spatiale des dépôts et de l'impact des impuretés absorbantes⁴. Ce second site (point orange sur la Figure 3.1) est situé à environ 600 mètres au sud du col du

3. L'IGE est une unité mixte de recherche (UMR-5001), issue de deux laboratoires : le LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement) et le LTHE (Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement)

4. Le choix de notre second site de mesure a été décidé en concertation avec les autres campagnes de mesure

Lautaret (45.030248° N, 6.401823° E) en face nord du massif des Combeynots. Pour cette raison, nous appelons ce site : le site Nord.

3.2.1 Site principal et son instrumentation : le site FluxAlp



FIGURE 3.2 – Station météorologique FluxAlp située au centre de la zone de mesure principale : le site FluxAlp.

La majorité des journées de mesure (30/32) se sont déroulées au site FluxAlp, qui a été principalement choisi pour son accessibilité. En effet, la route du col du Lautaret est la plupart du temps ouverte durant la période hivernale, ce qui est rare pour des axes routiers à une telle altitude. Une station météorologique y est également installée, ce qui est un avantage pour les travaux de modélisation présentés au Chapitre 5. De nombreuses données météorologiques ont été acquises toutes les 30 minutes durant les deux hivers de mesure, en particulier : la hauteur de neige, la température de l'air, la pression atmosphérique, la vitesse et la direction du vent ainsi que les rayonnements de courte longueur (SW) d'onde et thermique (LW) incidents et réfléchis. L'Appendice E présente une fiche détaillée de la station météorologique FluxAlp⁵. Elle détaille les spécificités de la station météorologique telles que sa localisation, l'environnement alentour (en été), les données acquises et le modèle des capteurs utilisés. La Figure 3.3 présente un exemple des données acquises par la station météorologique FluxAlp au cours des deux hivers de mesure.

De plus, pour les besoins de la campagne de mesure un instrument Autosolexs (Picard et al., 2016b) dédié à l'acquisition automatique d'albédo spectraux a été déployé sur la station FluxAlp à partir du 10 Février 2017. Autosolexs est un albedomètre spectral composé de deux

5. Cette fiche technique se trouve également en ligne [ici](#)

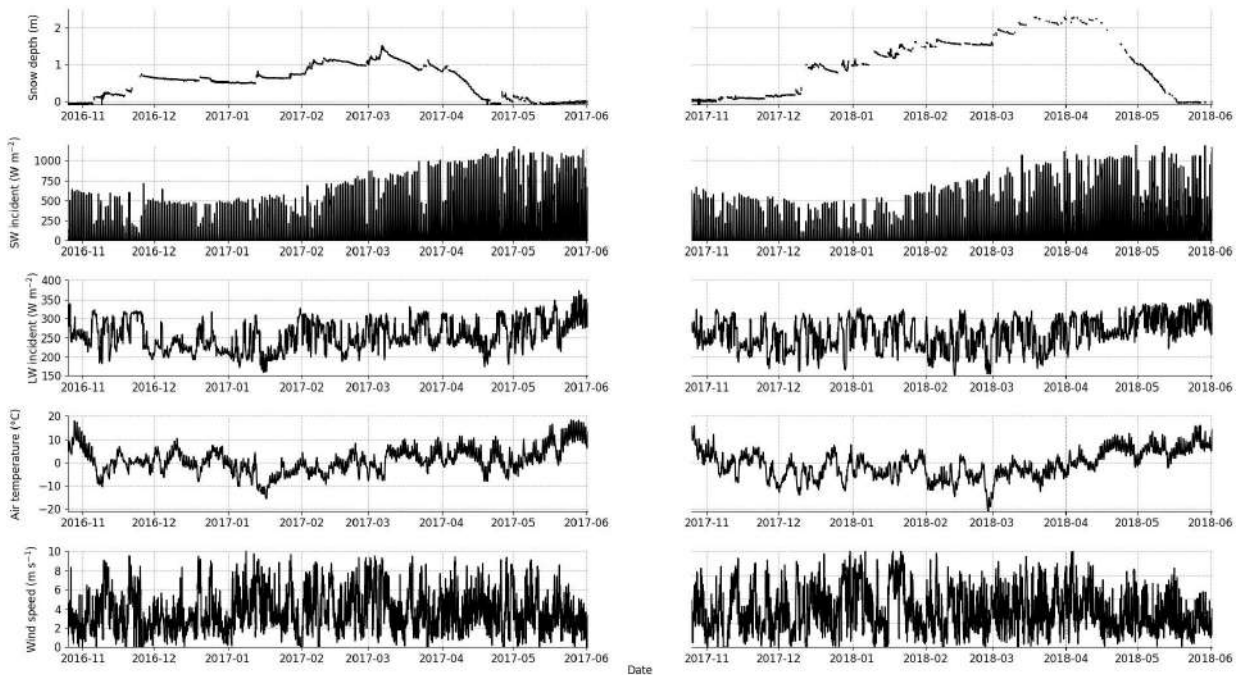


FIGURE 3.3 – Données mesurées à la station FluxAlp au Cours des deux hivers de la campagne. De haut en bas : Hauteur de neige ; rayonnement incident aux courtes longueurs d’onde (SW) ; rayonnement thermique incident (LW) ; Température de l’air ; vitesse du vent.

têtes de mesure, déportées par un bras horizontal à 3 mètres de la station météorologique. La première tête est équipée de deux collecteurs de lumière regardant vers le haut et vers le bas. Cette tête acquiert le rayonnement incident et réfléchi par la neige afin de calculer l’albédo spectral. La deuxième tête est équipée d’un seul capteur qui pointe vers le haut et mesure le rapport spectral entre l’éclairement incident diffus et l’éclairement incident total (appelé ratio diffus/total). Le rayonnement diffus est acquis en masquant l’éclairement solaire direct par une fine languette mobile. Les 3 capteurs sont reliés par fibre optique à un commutateur optique, lui-même relié à un spectromètre. Cet appareil acquiert un spectre d’albédo et un spectre du ratio diffus/total toutes les 12 minutes avec une résolution effective de 3 nm de 350 à 1050 nm. Une description complète de cet instrument détaillant ses spécifications matérielles et logicielles se trouve dans Picard et al. (2016b).

En règle générale, la zone autour du site FluxAlp n’est pas très fréquentée durant la saison d’hiver car elle n’est pas située sur une voie classique de ski de randonnée ou de raquettes. Cependant, elle se trouve au cœur d’un secteur très prisé par les pratiquants du kitesurf sur la neige, et la présence de la station météorologique ne suffit pas à protéger la zone de mesure. Pour assurer la préservation de la surface au sein du site de mesure, un balisage saisonnier a été installé aux moyens de jalons et de cordes lors de la première saison. Les équipes de la Station Alpine Joseph Fourier SAJF ont ensuite mis en place un balisage pérenne avant le début de la seconde saison. La zone balisée représentait environ 2500 m² autour de la station météorologique et était conservée intacte pendant toute la saison. Les mesures de cette campagne étaient effectuées au nord-est de la station FluxAlp.

3.2.2 Site secondaire : site Nord

Lors de la seconde saison de la campagne de mesure, une deuxième zone de mesure a été définie : le site Nord. Quatre journées de mesures y ont été effectuées (dont 2 partagées entre FluxAlp et le site Nord). Cette zone se trouve à une altitude légèrement plus basse (environ 2020 m), en aval de la route menant au col du Lautaret (Figures 3.1 et 3.4). Le site Nord est situé en face nord de montagnes élevées (le massif des Combeynots ; 3155 m) et reçoit donc moins de rayonnement solaire que la zone FluxAlp, située sur une face sud assez ouverte. Le but initial de l'instauration de ce deuxième site était d'étudier la variabilité à moyenne échelle des dépôts d'impuretés absorbantes en comparant nos deux sites. Cette étude n'a pu être finalisée au cours de cette thèse et pourra faire l'objet d'un travail futur. Les premiers éléments de comparaison sont présentés dans l'Annexe C.

La Figure 3.4 montre l'emplacement du site Nord sur une prise de vue de la webcam au col du Lautaret (© Skaping – Tous droits réservés).



FIGURE 3.4 – Seconde zone de mesure où 4 journées de mesure ont été effectuées au cours de la thèse. Cette zone de mesure, entourée en rouge, est située en face nord de la chaîne de montagne des Combeynot (en haut à gauche sur la photo). Photo provenant de la webcam du col du Lautaret. © Skaping – Tous droits réservés

Aucune instrumentation n'a été laissée à demeure sur ce site contrairement au site principal de mesure. Les seules données disponibles sont donc celles acquises durant les 4 journées terrain.

3.3 Préparation, déroulement et post-traitement d'une journée de mesure

Les journées de mesure ne sont que la partie visible de la campagne de terrain. La préparation et le post-traitement de ces journées de mesure sont également des éléments primordiaux de la campagne qu'il me paraît important d'aborder ici. Pour cette raison, la campagne de terrain sera présentée à travers la description d'une sortie de mesure dans son intégralité, de la préparation jusqu'à la mise au propre des données.

3.3.1 Préparation d'une journée de mesure



FIGURE 3.5 – Comparaison de deux images [webcam](#) au col du Lautaret avant et après un dépôt majeur de poussières minérales sahariennes survenu début avril 2018. © Skaping – Tous droits réservés

L'objectif principal de cette thèse étant d'étudier les dépôts d'impuretés absorbantes, la fréquence des sorties terrain était accélérée en cas de dépôts majeurs de poussières minérales sahariennes. Afin d'anticiper ces événements, des sites de prévisions du transport et/ou des dépôts d'aérosols étaient consultés quotidiennement (e.g. Le site de MOCAGE (Josse et al., 2004)⁶ ou le site de prévision des concentrations atmosphériques en poussières minérales du [Barcelona Supercomputing Center](#)). Lorsqu'un dépôt important d'impuretés était prévu par les modèles, une sortie terrain était planifiée au plus proche de la date du dépôt. Cependant, le choix de la date des sorties terrain dépendait avant tout des conditions météorologiques.

6. Accessible uniquement sur l'intranet Météo-France

En effet, les mesures optiques réalisées dans cette campagne requièrent des conditions d'illumination stables, c'est-à-dire lorsque le ciel est totalement clair ou totalement couvert. Les variations de couverture nuageuse rendent extrêmement complexe l'obtention de mesures optiques correctes. Pour préparer les sorties terrain, les prévisionnistes météorologues⁷ étaient systématiquement consultés afin de définir le meilleur créneau.

Ensuite, un maximum d'informations étaient collectées sur les conditions au col du Lautaret afin de préparer au mieux la sortie. Une source d'information utile était le site présentant les [mesures en temps réel](#) acquises par la station météorologique FluxAlp. En cas de chute de neige, la hauteur de neige mesurée par la station FluxAlp permettait de dimensionner les quantités d'échantillons de chimie à prélever et donc à emporter. La [webcam du col du Lautaret](#) a également été une aide précieuse pour suivre l'évolution des conditions de neige en surface. Les images de la webcam permettent notamment de vérifier si les forts dépôts d'impuretés absorbantes prévus par les modèles de chimie-transport étaient observables. La Figure 3.5 montre un exemple de comparaison de deux images de webcam avant et après un dépôt majeur de poussières minérales sahariennes lors de la seconde saison de mesure.

3.3.2 Protocole de mesure

Pendant cette campagne, les mêmes types de mesures ont été répétés pendant deux saisons d'hiver. Il est crucial d'établir un protocole stable afin de pouvoir comparer au mieux les données acquises sans introduire inutilement des artefacts. Ce protocole doit être défini en amont, en fonction des objectifs de la campagne.

Le protocole adopté durant cette campagne, dont les différentes parties seront détaillées par la suite, était le suivant :

1. Arrivée sur le site
2. Mesures optiques
3. Mesures des propriétés physique de la neige
4. Mesures des concentrations en impuretés absorbantes

Le protocole a ainsi été établi pour commencer par les mesures non-destructives et se terminer par l'échantillonnage des mesures de chimie, dont la durée de stockage est critique. Cependant, le protocole doit parfois être modifié lorsque les conditions rencontrées sur le terrain perturbent le déroulement nominal de la campagne (e.g. : panne d'instrument, aléa météo). Dans ce cas, il est important de repartir des objectifs de la campagne pour choisir la solution la plus adaptée. Un problème fréquemment rencontré était l'instabilité des conditions d'illumination lors de l'arrivée sur le site de mesure⁸. Dans ce cas, il était impossible de commencer par les mesures optiques et l'ordre d'acquisition des mesures était modifié. Les instruments optiques étaient alors préparés et la suite du protocole était engagée. Les mesures optiques étaient ensuite réalisées dès qu'un créneau de stabilité des conditions d'illumination se présentait⁹.

7. Le CEN se situe dans le même bâtiment que les prévisionnistes météorologues de Météo France.

8. L'instabilité des conditions d'illumination est, la plupart du temps, due à la variabilité de la couverture nuageuse mais aussi parfois au masquage partiel du soleil derrière les montagnes du massif des Combeynots.

9. Les mesures optiques étaient alors déportées du puits de neige d'environ 1,50 m pour ne pas être influencées par les perturbations de la surface, au niveau du puits.



FIGURE 3.6 – Arrivée sur le site de mesure avec une partie du matériel de mesure dans la pulka. Le 20/01/2017. Crédit photo : Mark Flanner

Arrivée sur le site

Chaque journée de mesure commençait par environ deux heures de route pour rallier le site de mesure depuis Grenoble. Le matériel était ensuite transporté de la route jusqu'au site de mesure grâce à une ou deux pulkas et des sacs à dos (Figure 3.6).

Une fois sur le site de mesure, les conditions météorologiques, d'illumination et d'état de surface de la neige étaient systématiquement notées dans un carnet de terrain¹⁰. Chaque journée de mesure était réalisée dans une zone laissée propre depuis le début de la saison. Pour ce faire, les mesures étaient décalées d'environ 1,50 m chaque semaine. La Figure 3.7 illustre l'organisation adoptée au site FluxAlp pour la première saison de mesure. Afin de repérer les zones précédentes de mesure, il est primordial de jalonner la fin de la zone propre à chaque fin de journée.

Mesures optiques

Les mesures optiques étaient d'abord réalisées car ce sont les moins destructives pour le manteau neigeux. Ces mesures étaient réalisées grâce à deux instruments développés par Ghislain Picard et Laurent Arnaud de l'IGE. Le premier, appelé Solalb (Larue et al., 2019)

10. Il est d'ailleurs conseillé d'écrire au crayon à papier (non impacté par l'eau ni le froid) dans un carnet étanche. Ne pas oublier le taille-crayon.

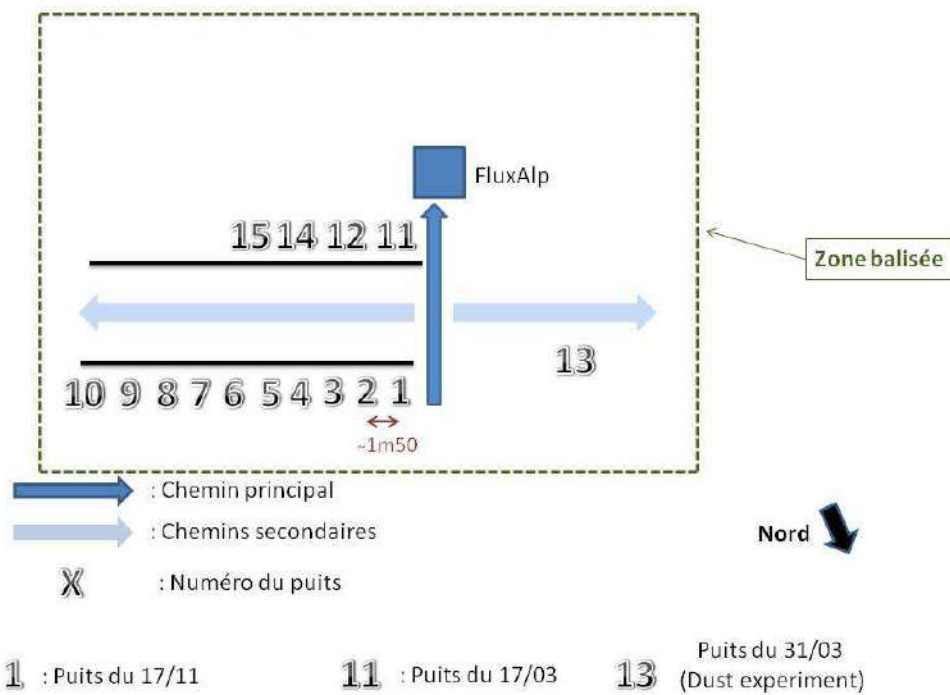


FIGURE 3.7 – Organisation de la zone de mesure FluxAlp (ici pour la première année de mesure). La zone délimitée par le balisage est représentée en rouge. Le puits numéro 13 correspond à une expérience supplémentaire décrite en Annexe D.

permet d'acquérir des mesures spectrales d'albédo. Le second, appelé SOLEXS (SOLar EX-tinction in Snow; Libois et al., 2014b; Picard et al., 2016a) permet d'acquérir des profils spectraux d'irradiance, c'est-à-dire des profils d'intensité lumineuse en profondeur dans le manteau neigeux. Ces deux instruments se connectent successivement à un même spectrophotomètre qui permet d'acquérir des données avec une résolution spectrale de 3 nm sur la gamme de longueurs d'onde 300-1100 nm. Pour ces deux mesures, la stabilité du rayonnement incident est primordiale. En effet, pendant le laps de temps nécessaire pour effectuer la mesure, les conditions d'illumination peuvent varier¹¹. Pour cette raison, une photodiode mesure en continu les variations de rayonnement total incident avec une précision de 0.1%. Les mesures étaient réalisées face au soleil pour minimiser l'impact des ombres portées, de l'opérateur et de l'instrument lui même, sur la mesure.

Albédo spectraux Dans un premier temps, les mesures d'albédo spectraux étaient réalisées car ce sont des mesures non-destructives, c'est-à-dire qui n'impactent pas l'état de la surface mesurée (Figure 3.8). Ces mesures étaient réalisées avec l'abédométré Solalb qui est une version manuelle de l'instrument Autosolexs décrit précédemment. Cet instrument portable est composé d'un capteur de lumière fixé à l'extrémité d'une barre métallique de 3 mètres, avec les mêmes caractéristiques qu'Autosolexs. Le collecteur est directement relié au

11. Des variations infimes de couverture nuageuse, invisibles à l'œil nu, peuvent entraîner des variations de rayonnement incident conséquentes (>10%).

spectrophotomètre par une fibre optique et est retourné manuellement par l'opérateur pour pointer successivement vers le haut puis vers le bas. La mesure vers le haut permet de mesurer le rayonnement incident et la mesure vers le bas, le rayonnement réfléchi par le manteau neigeux. L'albédo spectral est obtenu par un ratio entre rayonnement réfléchi et rayonnement incident. Pour s'assurer de l'horizontalité du collecteur de lumière, un inclinomètre numérique est situé sur la tête de mesure garantissant une précision de 0.1 degré sur l'horizontalité. Retourner le capteur et le remettre dans une position parfaitement horizontale prend généralement jusqu'à 30 secondes.



FIGURE 3.8 – Mesure d'albédo spectral avec l'instrument Solalb au site FLuxAlp le 21/02/2018. Crédit photo : Maxim Lamare.

La réflexion de la lumière par le manteau neigeux est différente si la lumière arrive directement du soleil ou si elle arrive de manière diffuse dans l'atmosphère (e.g. Wiscombe and Warren, 1980). Afin de déterminer cette caractéristique du rayonnement incident, le rapport entre le rayonnement incident diffus et le rayonnement incident total était mesuré avec le même instrument. Pour ce faire, une mesure vers le haut est effectuée pour acquérir le rayonnement incident total, comme dans le cas d'une mesure d'albédo. Ensuite, une seconde mesure est effectuée en plaçant le collecteur de lumière dans l'ombre d'une fine bande métallique (Figure 3.9) afin de collecter uniquement le rayonnement diffus. Chaque jour, au moins trois mesures d'albédo spectraux et deux mesures de ratio diffus/total étaient réalisées.

L'inclinaison et l'azimut de la surface de neige sous le capteur sont également des informations primordiales pour estimer un albédo parallèle à la surface (Dumont et al., 2017). Ces deux informations étaient mesurées après l'acquisition des spectres d'albédo et ratio diffus/total grâce à une barre métallique équipée d'un inclinomètre. Pour ce faire, l'azimut de la pente était d'abord déterminé visuellement. Des mesures successives de l'inclinaison maximale autour de cet azimut étaient ensuite effectuées pour déterminer l'inclinaison maximale.



FIGURE 3.9 – Mesure du rayonnement solaire diffus avec l'instrument Solalb en cachant le rayonnement solaire direct par une fine languette métallique.
Crédit photo : Clément Delcourt.



FIGURE 3.10 – Détermination de la pente et de l'azimuth de la surface sous une mesure d'albedo. 10/01/2018

Profils d'irradiance spectrale Dans un second temps, des mesures de profils d'irradiance spectrale étaient collectées grâce à l'instrument SOLEXS. Ces mesures consistent à insérer un collecteur de lumière, se trouvant au bout d'une tige métallique, dans le manteau neigeux

pour mesurer l'intensité de la lumière en fonction de la profondeur. Un schéma décrivant le dispositif de mesure sur la Figure 1.20 et une photo de l'instrument pendant cette campagne sur la Figure 3.11.



FIGURE 3.11 – Instrument de mesure des profils d'irradiance spectrale : SOLEXS. La tige, installée sur le trépied, au bout de laquelle se trouve un collecteur de lumière, est insérée dans le manteau neigeux. Elle est connectée par fibre optique au spectromètre qui se trouve dans le boîtier noir de gauche. Ce boîtier est également connecté à l'ordinateur durci de terrain (à droite) qui permet de visualiser l'acquisition. Crédit photo : Jacques Roule

Pour procéder à la mesure, un trou vertical de 10 mm de diamètre est d'abord percé dans le manteau neigeux, au moyen d'une tige métallique à pointe. La profondeur de la mesure est de 50 cm maximum, parfois moins si des couches de glace empêchent l'enfoncement de la tige. Cette première tige métallique est ensuite démontée et remplacée par une seconde, au bout de laquelle se trouve un collecteur de lumière en Téflon. Ce collecteur est connecté à un spectrophotomètre par une fibre optique se trouvant à l'intérieur de la tige métallique. La tige est ensuite lentement insérée dans le trou pré-percé, en faisant attention à ne pas l'élargir. Quelques millimètres de neige sont systématiquement ajoutés à la surface autour de la tige pour éviter que le rayonnement solaire direct ne pénètre dans le manteau neigeux par ce trou. La profondeur de la fibre est mesurée avec une précision de 1 mm à l'aide d'une

règle incrémentale magnétique. Un spectre est acquis par le spectrophotomètre tous les 5 mm pendant la descente et la montée, assurant une résolution verticale 5 mm ou meilleure. Au total, un profil bidirectionnel est réalisé en une minute environ si les conditions d'illumination sont stables. En présence de cirrus, il fallait parfois plus d'une demi-heure de tentative pour obtenir une mesure correcte.

Entre 1 et 3 profils d'irradiance étaient acquis chaque jour en fonction des conditions d'illumination. Si différents profils étaient acquis, un espacement d'environ 50 cm était laissé entre les différents profils pour minimiser l'impact du trou réalisé lors des précédentes mesures.

Mesures des propriétés physiques de la neige

Un puits était ensuite creusé dans le manteau neigeux pour mesurer ses propriétés physiques. Le puits était réalisé au plus proche de l'emplacement des mesures optiques pour minimiser l'influence de la variabilité spatiale. La profondeur du puits variait entre 50 cm et la hauteur totale du manteau en fonction de l'épaisseur à échantillonner. La face du puits était toujours orientée vers le nord pour éviter son exposition au rayonnement solaire direct, susceptible de modifier les propriétés de la neige. La Figure 3.12 montre un exemple de puits réalisé au site Nord lors de la campagne au Lautaret.



FIGURE 3.12 – Puits de mesure creusé le 08/03/2018 au site Nord, ici pendant une mesure de température. Crédit photo : Paul Billecocq

Les grandeurs intégrées du manteau neigeux étaient d'abord mesurées, suivies de profils verticaux de différentes propriétés physiques.

Grandeurs intégrées La hauteur totale de neige à l'emplacement du puits était d'abord mesurée à l'aide d'une sonde graduée. Ensuite, l'équivalent en eau de la neige était mesuré à l'aide d'un carottier. Pour rappel, l'équivalent en eau de la neige correspond à la masse de neige présente sur 1 m² au sol. Une carotte était prélevée, verticalement à la surface, sur

l'épaisseur totale du manteau neigeux puis pesée à l'aide d'une balance. La masse de cette carotte était ensuite divisée par la section du carottier pour obtenir l'équivalent en eau.

La surface spécifique (SSA) Au cours des deux saisons, des profils verticaux de SSA ont été mesurés grâce à des méthodes optiques. Le principe de ces mesures est basé sur l'hypothèse que, dans des conditions d'illumination connues, la réflectance de la neige dans l'infra-rouge (ici à 1310nm) ne dépend que de la SSA. Ainsi, sous certaines hypothèses de modélisation du transfert radiatif, une mesure de réflectance permet de déduire la valeur de SSA d'un échantillon de neige. Afin d'établir une relation entre le signal mesuré et la réflectance d'un échantillon, une étape de calibration est nécessaire. Cette étape consiste à enregistrer le signal mesuré par l'instrument pour plusieurs spectralons de réflectance connue. Cette étape doit être répétée à minima chaque jour car la réponse de l'instrument dépend de la température et des conditions d'illumination. Il est également important d'effectuer l'étape de calibration dans des conditions d'illumination similaires à celles de la mesure. Pendant la campagne, l'instrument était installé à l'ombre dans le puits de mesure, pour minimiser les variations de température et de conditions d'illumination.

Pendant la saison 2016-2017, les profils de SSA ont été mesurés avec l'instrument DUFISSS (Gallet et al., 2009). Cet instrument permet de mesurer la SSA d'un échantillon de neige prélevé à l'aide d'un carottier dédié. La Figure 3.13 montre la réalisation d'un échantillon pour l'instrument DUFISSS juste avant la mesure. Réaliser rapidement un échantillon pour une mesure de SSA demande un peu d'habitude et il faut être particulièrement attentif à trois points :

- Il est préférable de réaliser l'échantillon à l'ombre dans le puits pour minimiser le métamorphisme de l'échantillon après prélèvement. Lorsque la température de l'air est basse ($< -5^{\circ}\text{C}$ environ) cet effet est négligeable. Cependant, si la température est plus élevée la décroissance de SSA au sein du porte échantillon peut être très rapide. C'est également pour cette raison qu'il est important de thermaliser le porte échantillon et le carottier à la température la plus froide possible en les maintenant dans la neige.
- L'échantillon de la surface doit être aussi plat et lisse que possible.
- Lors de la création de l'échantillon, il faut éviter de briser des grains de neige sous peine d'impacter la mesure de SSA. Pour établir la surface plate de l'échantillon, il faut être précautionneux. Il est possible de tasser légèrement l'échantillon, en le compactant uniquement mais sans briser de grains. La surface peut également être lissée à l'aide d'une spatule métallique, toujours avec précaution.

Trois échantillons de la surface étaient d'abord prélevés. Ensuite, un échantillon était prélevé tous les trois centimètres de profondeur, à l'exception des couches très dures (e.g. croûtes de regel), pour lesquelles créer une surface lisse d'échantillon est presque impossible.

Pendant la saison de neige 2017-2018, les profils de SSA ont été mesurés avec l'instrument ASSSAP, qui est une version légère de POSSSUM (Arnaud et al., 2011). Cet instrument permet de réaliser des profils verticaux de SSA de manière rapide. Pour ce faire, un trou rond du diamètre de l'instrument (12.5 cm) est creusé verticalement dans le manteau neigeux (souvent le même trou que la carotte d'équivalent en eau) puis un rail est inséré dans ce trou. L'instrument vient ensuite coulisser sur le rail et mesure la réflectance de la neige en continu ainsi que la profondeur. Cela permet d'obtenir des profils de SSA avec une meilleure résolution verticale et de manière bien plus rapide (environ 10 minutes contre 1 heure pour



FIGURE 3.13 – Mesure de SSA avec l'instrument DUFISSS. 29/12/2016. Crédit Photo : Marie Dumont

un profil DUFISSS de 1m). En raison de l'impact du rayonnement solaire à 1310 nm dans les premiers centimètres du manteau, la mesure n'est utilisable qu'à partir de quelques centimètres de profondeur. ASSSAP permet également de mesurer la SSA d'échantillons de neige qui doivent être réalisés avec les mêmes précautions que pour DUFISSS. La SSA de surface était mesurée en collectant trois échantillons de surface comme lors de la première saison.

La masse volumique La masse volumique de la neige correspond au rapport entre la masse et le volume d'un échantillon de neige. Elle était mesurée en prélevant un échantillon de neige de volume connu puis en pesant cet échantillon grâce à une balance. Pour environ 90% des mesures, un carottier cylindrique de volume 0.5L et de hauteur 6 cm était utilisé. Les mesures étaient prélevées de manière continue, à l'exception des couches de glace qui sont difficiles à échantillonner. La résolution verticale de ces mesures correspond à la hauteur du carottier : 6 cm. Lorsque la précision requise était moindre (e.g. dans des couches homogènes loin de la surface), un carottier métallique de 10 cm de hauteur était utilisé.

Pour les mesures de masse volumique, il est important de ne pas compacter l'échantillon prélevé et de s'assurer que le carottier est intégralement rempli de neige avant de peser l'échantillon. Il est également important de mettre la balance à l'abri du vent pour ne pas être influencé lors de la mesure de masse.

La température La température du manteau neigeux était également acquise à l'aide d'un thermomètre avec une résolution verticale de 5 cm. Cette mesure doit être effectuée à l'ombre pour minimiser l'échauffement de la sonde de mesure par le rayonnement solaire en

profondeur. Cette précaution est surtout nécessaire dans les 10 premiers centimètres où la quantité d'énergie solaire est assez importante pour réchauffer sensiblement le thermomètre. La température de l'air était également acquise à l'ombre à environ un mètre de la surface.

Le type de neige Pour finir, le type de neige était estimé visuellement à l'aide d'une loupe, en se basant sur la classification internationale proposée par Fierz et al. (2009). Un ou deux types de grains étaient identifiés pour chaque couche. Contrairement à un relevé standard de nivologie, nous ne nous intéressions pas à déterminer l'humidité, la dureté, et la taille des grains d'une couche. La taille des grains optiquement équivalente était en effet déterminée par les mesures de SSA et les autres informations avaient moins d'intérêt pour notre problématique.

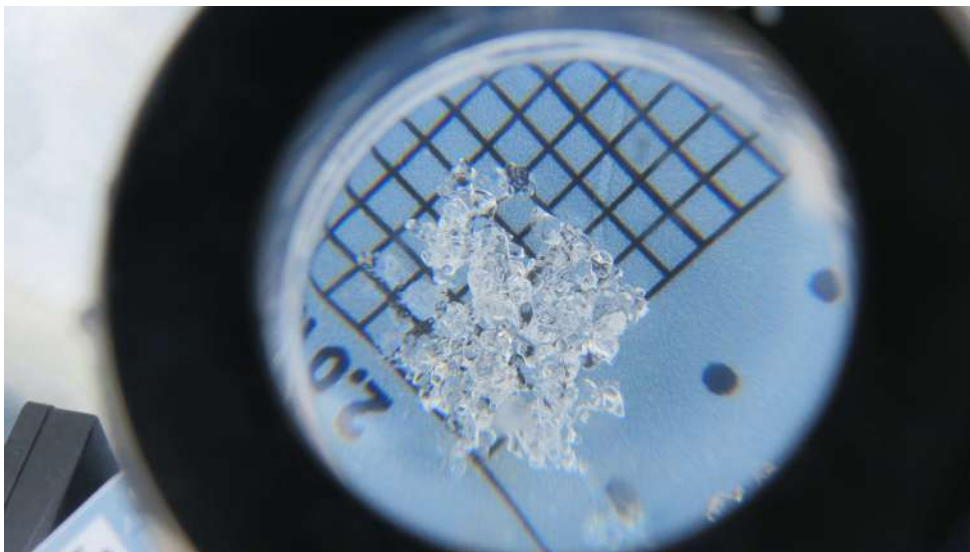


FIGURE 3.14 – Observation du type de neige à la loupe. Ici, des grains ronds.
Crédit photo : Laura Armelin

Prélèvement des échantillons de chimie

Le prélèvement des échantillons de chimie était systématiquement effectué le plus tard possible dans la journée pour minimiser leur fonte lors du transport. Il est, en effet, préférable d'éviter les cycles de fonte/regel des échantillons après prélèvement car ces cycles affectent les propriétés des impuretés absorbantes présentes dans la neige. Ces cycles décalent notamment les distributions de taille du carbone suie vers les grosses particules (Schwarz et al., 2013). Toujours pour minimiser leur fonte, les échantillons étaient également stockés dans une glacière .

La face de mesure du puits était étendue d'environ dix centimètres afin de prélever les échantillons de chimie dans une zone propre. Les analyses chimiques en laboratoire ne sont pas détaillées ici car elles ne sont pas directement l'objet de cette thèse. Les informations principales sont disponibles dans la Section 4.4 (en anglais).

Les échantillons étaient prélevés dans des contenants propres en utilisant des gants en plastique jetables pour éviter la contamination (Figure 3.15).



FIGURE 3.15 – Prélèvement des échantillons de chimie par Didier Voisin, également coordinateur des analyses en laboratoire. En bas à droite : une boîte de petits tubes de centrifugation en polypropène.

D'abord, des tubes de centrifugation en polypropylène de 3 centimètres de hauteur et 50 mL de contenance étaient prélevés (Figure 3.15). Trois échantillons de ce type étaient prélevés tous les trois centimètres sur toute l'épaisseur à étudier. Le prélèvement était effectué en insérant l'échantillon directement dans la couche à prélever. Ces échantillons étaient utilisés pour des analyses de concentration et de granulométrie en rBC (BC mesuré par des méthodes basées sur l'incandescence induite par laser) et en poussières minérales. La réalisation d'un profil complet de chimie avec ce type d'échantillon prenait généralement 1 à 2 heures.

Ensuite des échantillons de plus grande contenance étaient prélevés avec une résolution verticale plus grossière. Ces échantillons de 500 mL de contenance étaient destinés à des analyses de concentration en EC (BC mesuré par des méthodes basées sur l'évolution du carbone) et en carbone organique. Un prélèvement vertical était réalisé en continu avec une résolution de 10 à 20 cm. Le prélèvement était effectué au moyen d'une petite pelle à neige.

3.3.3 Mise au propre des données collectées

Une fois les mesures terminées, le matériel était rangé dans les pulkas et ramené à la voiture. Une fois au CEN, le matériel était disposé à l'air afin qu'il puisse sécher, et les batteries des divers instruments étaient mises en charge. Au total, une journée complète de mesure durait entre 9 et 13h.

Le lendemain, le matériel était rangé et vérifié pour s'assurer qu'il serait opérationnel pour la prochaine journée de mesure. Il est préférable d'effectuer les vérifications le plus rapidement possible après une sortie pour être toujours prêt à partir sur le terrain (e.g. en cas

d'événement de dépôts de poussières minérales). Ce conseil de bon sens devient une obligation absolue lorsque le matériel de mesure est partagé entre plusieurs utilisateurs comme cela était le cas lors de la seconde année.

Ensuite l'intégralité du carnet de terrain était recopiée sous format texte dans un fichier .txt et placée dans un répertoire dédié. Ce répertoire contient également un fichier texte par type de donnée. Il est primordial d'organiser le stockage des données et de bien se fixer une convention d'écriture dès le début de la campagne de mesure.

Le code permettant de lire les données à partir d'un de ces répertoires a été écrit au tout début de la campagne de mesure, ce qui a été un gain de temps considérable par la suite. En effet, cela permet de vérifier à chaque fin de journée de mesure qu'aucune erreur dans les conventions d'écriture n'a été faite et que le code est capable de lire toutes les mesures collectées. Il est toujours mieux de s'assurer au plus vite de la validité des données acquises tant que les souvenirs de la journée de mesure sont encore frais. Enfin, le répertoire contenant toutes les données de la campagne (les photos, le code d'analyse et les données) est versionné sous git. Cela permet à la fois un stockage robuste des données, accessible de n'importe quel ordinateur ainsi qu'un suivi de modification des fichiers, particulièrement utile pour le code.

3.4 Données acquises

Une grosse quantité de données a été acquise au cours de cette campagne. À ce jour, ces données ont permis de réaliser deux études qui sont l'objet des Chapitres 4 et 5. La première étude présente une méthode novatrice visant à estimer les concentrations en impuretés absorbantes, en profondeur dans le manteau neigeux, à partir de profils d'irradiance spectrale. La seconde étude compare les concentrations en impuretés absorbantes et les propriétés physiques de la neige de surface mesurées de différentes manières au cours de ces deux années.

Cependant, ces deux études n'exploitent pas le jeu des données acquises dans son intégralité. C'est la raison pour laquelle ce jeu de données sera prochainement fourni en libre accès sous un DOI. Cette section offre un bref aperçu des principales données qui ont été collectées au site FluxAlp et qui ont été utilisées au long du manuscrit. L'annexe C présente des données supplémentaires qui n'ont pas encore été utilisées comme les profils de température, les profils de concentration en carbone organique et les données du site Nord.

3.4.1 Concentrations en BC et poussières minérales

Au total, au cours de cette thèse, 1143 petits échantillons de chimie de 50 mL ont été prélevés ainsi que 154 échantillons de 500mL. Cela représente environ 40 kilogrammes de neige qui ont été transportés du col du Lautaret jusqu'à Grenoble avant de subir des analyses chimiques. La Figure 3.16 illustre les différentes mesures de concentration en BC et en poussières minérales qui ont été obtenues au site FluxAlp au cours de cette thèse.

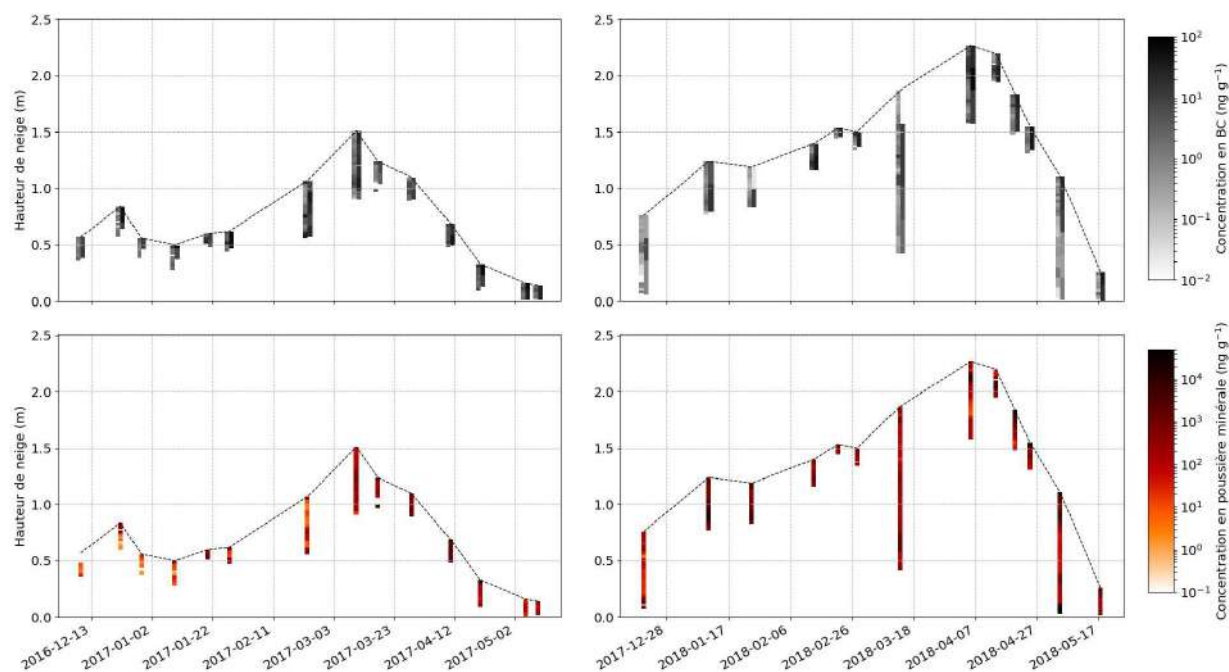


FIGURE 3.16 – En haut : récapitulatif des mesures de concentration en carbone suie pour les deux années de mesure. Pour chaque journée, les mesures de rBC sont représentées à droite et celles d'EC sont représentées à gauche. En bas : récapitulatif des mesures de concentration en poussières minérales pour les deux années de mesure.

3.4.2 SSA et masse volumique

Pour les mesures de SSA avec les instruments DUFISSS ou ASSSAP, environ 280 échantillons de neige ont été collectés. 20 profils automatiques ont également été effectués. Pour la masse volumique, 270 mesures ont été réalisées. La Figure 3.17 présente l'ensemble des données de SSA et de masse volumique acquises au site FluxAlp au cours des deux années.

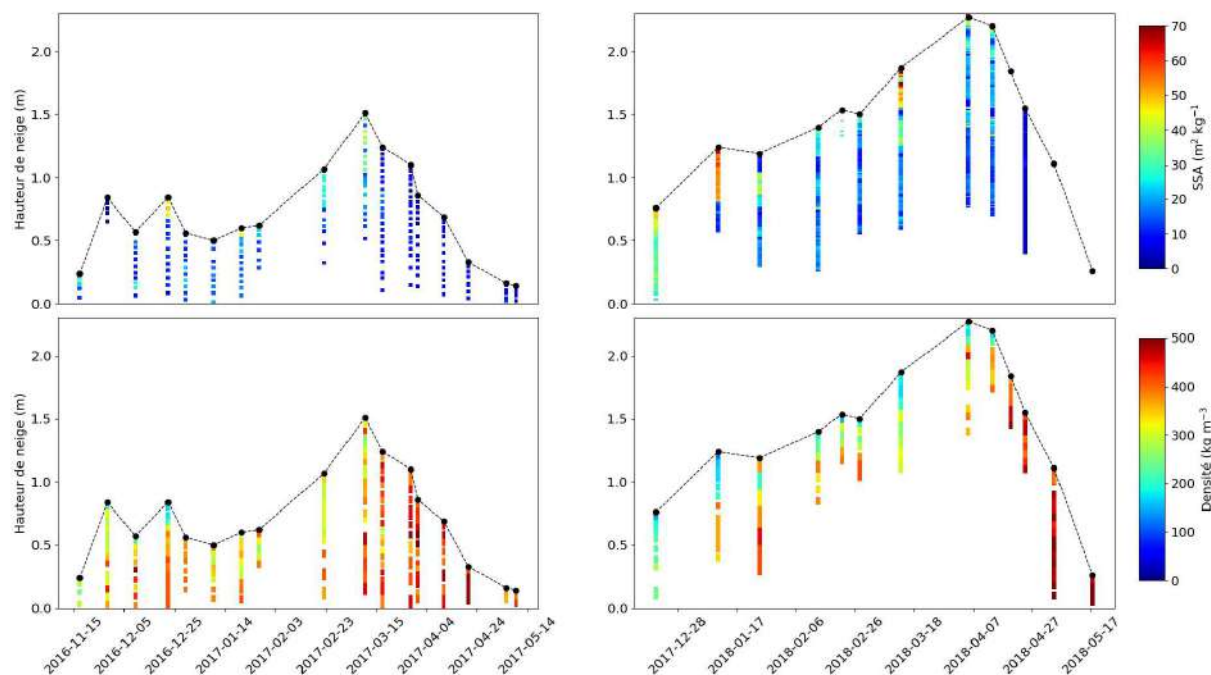


FIGURE 3.17 – Récapitulatif des mesures de SSA (en haut) et de masse volumique (en bas) pour les deux années de campagne de mesure

3.4.3 Propriétés optiques

Albédo spectraux et ratio diffus/total

Au cours de ces deux années de mesure, 91 spectres d'albédo ont été acquis ainsi que 54 ratios entre l'illumination diffuse et l'illumination totale.

La Figure 3.18 illustre un exemple des données d'albédo et de ratio diffus/total acquises lors d'une journée de mesure. L'article du Chapitre 5 offre une vision temporelle des données d'albédo acquises.

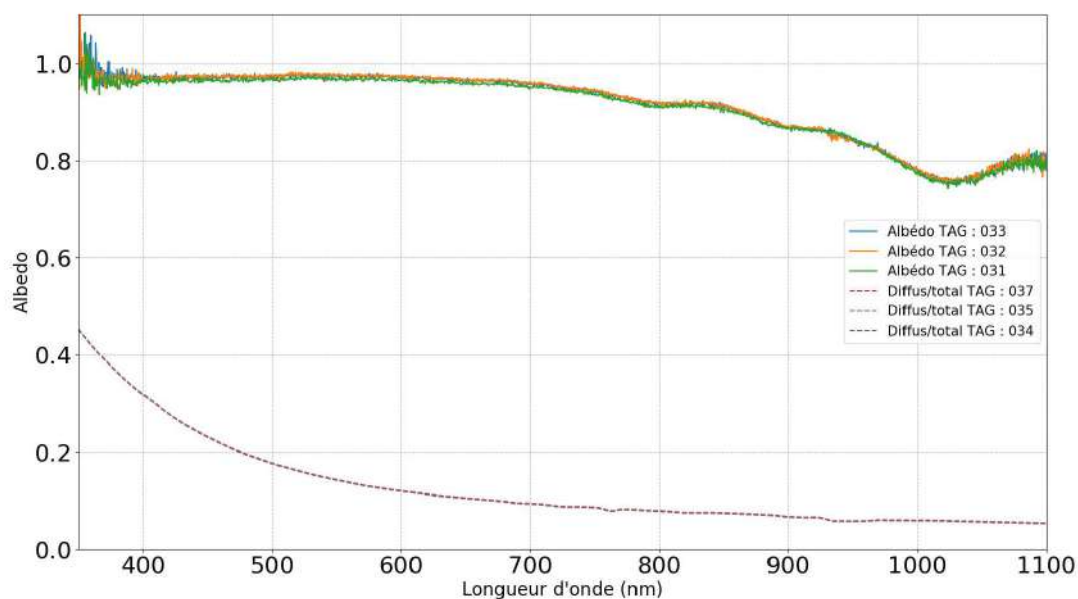


FIGURE 3.18 – Mesures d'albédo spectraux (trait plein) et des ratios entre illumination diffuse et illumination totale (trait pointillé) acquis le 05/04/2018 au site FLuxAlp

Profils spectraux d'irradiance

Un total de 58 profils spectraux d'irradiance a également été acquis au cours de ces deux années. 26 de ces profils d'irradiance spectrale, acquis sur les deux sites de mesure, sont analysés minutieusement dans l'article du Chapitre 4.

La Figure 3.19 présente un exemple des données de profils d'irradiance spectrale acquises lors d'une journée de mesure au site FluxAlp.

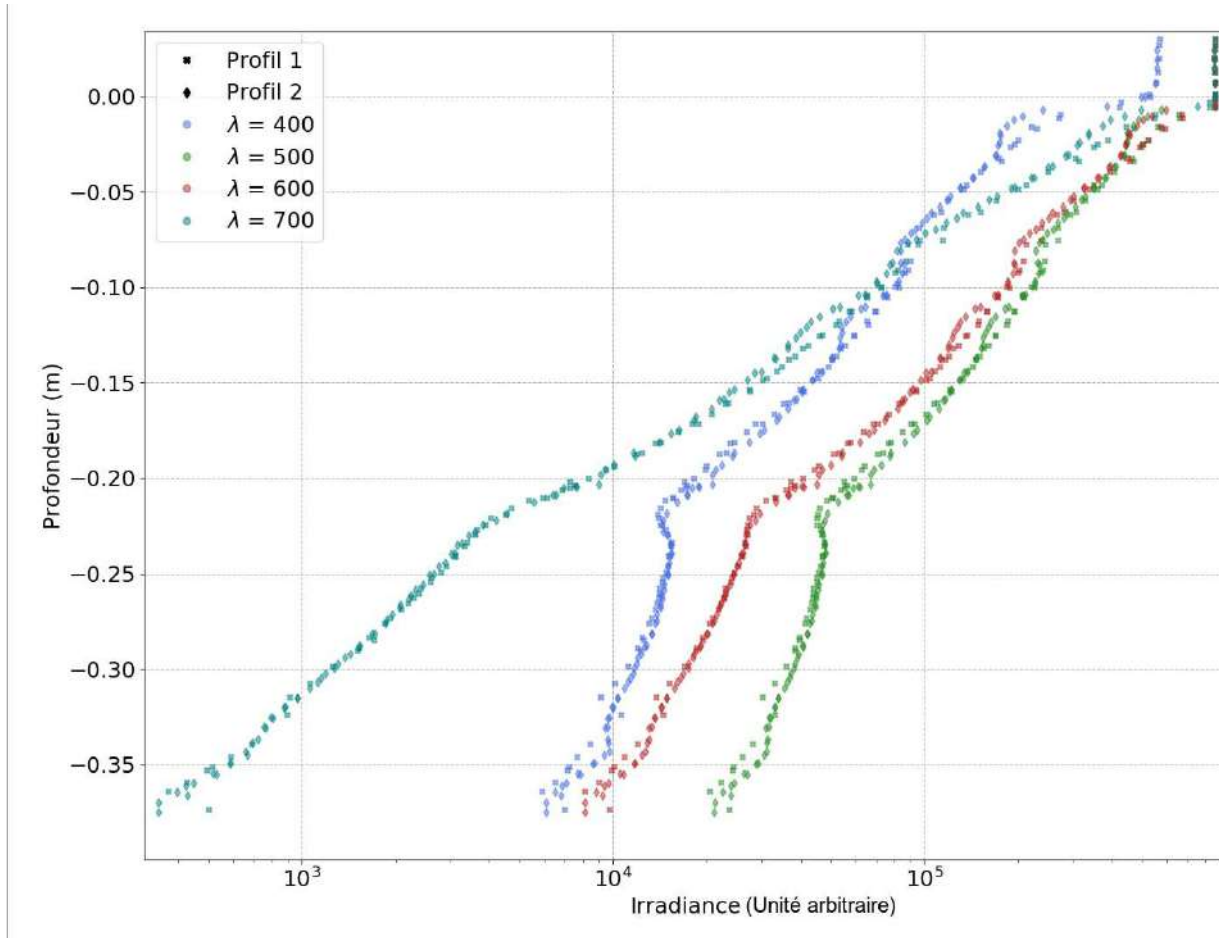


FIGURE 3.19 – Profils d'irradiance spectrale acquis le 13/02/2018 au site FLuxAlp

3.5 Apports personnels de la campagne

L'une des choses que j'ai apprises au cours de ma thèse est qu'organiser une campagne de terrain et analyser les données récoltées sont des tâches bien plus complexes qu'il n'y paraît. Mener une campagne terrain demande beaucoup de rigueur, d'organisation et d'adaptation. Ce sont trois qualités que j'ai particulièrement améliorées grâce à cette campagne. C'est également une expérience enrichissante tant au point de vue scientifique que personnel.

Lorsque l'on recherche sur la neige, et je pense sur bien d'autres sujets, la connexion avec le terrain apporte un recul considérable sur la notion de mesure. Au premier abord, avant d'effectuer mes premières mesures, j'avais tendance à considérer les mesures comme une "vérité" qu'il fallait approcher avec les modèles. Ma campagne de mesure m'a premièrement fait prendre conscience de la forte variabilité spatiale qui peut être rencontrée sur le terrain. J'ai ainsi réalisé que même si les résultats d'une simulation concordent avec des mesures, cela aurait été différent si les mesures de validation avaient été réalisées à quelques mètres de là. J'ai aussi pris conscience de la complexité de réaliser des mesures fiables en toutes conditions. Lorsque les conditions ne sont pas propices, il faut parfois recommencer dix fois

un échantillon avant d'obtenir une mesure correcte et parfois il faut y renoncer. Le fait d'avoir acquis soi-même les mesures permet d'être pleinement conscient de la qualité des mesures effectuées lors de l'analyse des données.

D'un point de vue scientifique, il est extrêmement intéressant de se rendre sur le terrain car au delà des variables mesurées, c'est la neige dans sa globalité que l'on observe. Cela permet d'avoir une image complète de l'objet d'étude : la neige ; et de ne pas se cantonner aux seules propriétés d'intérêt pour la campagne. Cette vision d'ensemble permet notamment d'éveiller une certaine curiosité sur le lien entre le processus observé et les autres aspects de la physique de la neige. D'un point de vue plus personnel, je trouve que garder une connexion physique avec l'objet de son étude aide à attiser l'exaltation et la curiosité scientifique. Je me posais beaucoup de questions sur la physique de la neige qui ne me seraient probablement jamais venues à l'esprit sans aller sur le terrain. La collaboration avec les autres activités de terrain menées au Lautaret m'a également permis de prendre du recul sur la problématique de ma thèse. Il est important de se rappeler que le phénomène que l'on étudie n'est qu'une petite partie de ce qui fait la complexité de la neige, même si cela peut parfois avoir un côté déprimant.

Cette campagne de mesure ne peut cependant pas se résumer à son apport scientifique. Une campagne de mesure c'est aussi et avant tout un moment de partage et d'interactions humaines. La préparation d'une journée de mesure me permettait d'interagir avec des personnes de différents horizons, que ce soit les techniciens ingénieurs du CEN, les écologistes de la SAJF, les chimistes de l'IGE ou les opticiens de l'IGE. Interagir avec toutes ces personnes a été extrêmement formateur, autant au point de vue scientifique que personnel. J'ai notamment pris pleine conscience des moyens humains nécessaires à la réalisation d'une campagne de mesure. Chaque journée sur le terrain est également un moment de partage privilégié avec la/les personnes qui nous accompagnent. Les discussions, l'entraide et parfois la confrontation à des conditions difficiles crée des liens forts. Enfin, une campagne de mesure c'est une occasion de travailler dans le plus bel environnement qui soit : la montagne. Je pense qu'il n'y a pas une journée sur le terrain où je ne me suis pas fait cette réflexion.



Chapitre 4

Impact des impuretés absorbantes sur les profils d'irradiance spectraux

Sommaire

4.1	Résumé étendu	105
4.2	Abstract	111
4.3	Introduction	112
4.4	Data and study site	114
4.4.1	Spectral irradiance profiles (SIPs)	114
4.4.2	Snow pit data	115
4.4.3	Chemical analyses	115
4.5	Methods	116
4.5.1	LAP concentration	116
4.5.2	Selection of homogeneous layers in SIP measurement	117
4.5.3	Asymptotic flux extinction coefficient estimation	118
4.5.4	LAP retrieval algorithm	119
4.6	Results	124
4.6.1	LAP estimation with optimal parameters	124
4.6.2	Impact of LAP properties	125
4.6.3	Impact of snow physical parameters	126
4.6.4	SIP spectral information	127
4.6.5	Impact of liquid water	129
4.7	Discussion	129
4.7.1	Discrepancy between measured LAP concentrations and induced absorption	129
4.7.2	Impact of water	131
4.7.3	Additional sources of error in the measurements	132
4.8	Conclusion	133
4.9	Summary of the acronyms	135

4.1 Résumé étendu

Établir un lien entre les mesures chimiques de concentration en impuretés absorbantes et leur impact radiatif dans le manteau neigeux est une tâche complexe (e.g. Doherty et al., 2016). En effet, de nombreuses incertitudes affectent à la fois des mesures de concentration (e.g. Schwarz et al., 2012, 2013) et la modélisation de leur impact radiatif (e.g. Schnaiter et al., 2005; Caponi et al., 2017; Flanner et al., 2012) ce qui rend difficile la compréhension du problème. La majorité des études qui se sont penchées sur le sujet se sont focalisées sur l'impact des impuretés absorbantes sur l'albédo de la neige (e.g. Hadley and Kirchstetter, 2012). Cependant, les impuretés absorbantes n'affectent pas que les propriétés de surface de la neige mais également le transfert radiatif en profondeur (e.g. Warren, 1982). En effet la présence d'impuretés absorbantes dans la neige augmente l'extinction de la lumière dans les longueurs d'onde du visible¹. L'étude de Picard et al. (2016a) suggère que des quantités faibles de carbone suie (de l'ordre de 5 ng g^{-1}) ont un effet détectable sur les profils spectraux d'irradiance. Cela laisse à penser que des informations sur ces impuretés absorbantes peuvent être retrouvées à partir de profils spectraux d'irradiance. De précédentes études ont utilisé des profils d'irradiance pour estimer des concentrations en impuretés absorbantes mais ces estimations n'ont pas été comparées à des mesures chimiques (e.g. Reay et al., 2012; Libois et al., 2014b).

En s'appuyant sur les données collectées au Col du Lautaret (Chapitre 3) le problème de l'absorption des impuretés absorbantes est abordé sous cet angle, en comparant l'impact des impuretés absorbantes sur les profils d'irradiance spectraux dans le manteau neigeux et les concentrations chimiques d'impuretés. L'objectif principal est de déterminer quelles informations sur les impuretés absorbantes peuvent être retrouvées à partir de profils spectraux d'irradiance. Pour ce faire, une méthode d'analyse des profils spectraux d'irradiance est développée. La Figure 4.1 illustre cette méthode dont les grands sont énumérés ci-après :

1. D'après la théorie du transfert radiatif dans une couche homogène de neige loin de toute interface, l'intensité lumineuse $I(z, \lambda)$ à une longueur d'onde λ décroît exponentiellement avec la profondeur z :

$$I(z, \lambda) = I(z_0, \lambda)e^{-k_e(\lambda)(z-z_0)} \quad (4.1)$$

où $k_e(\lambda)$ est le coefficient d'extinction du flux asymptotique (appelé coefficient d'extinction par la suite) exprimé en m^{-1} , z est la profondeur augmentant vers le bas et z_0 est une profondeur de référence. En se basant sur ce critère, un total de 100 couches homogènes ont été sélectionnées dans les profils d'irradiance collectés au Col du Lautaret.

2. Pour chacune des couches homogènes le coefficient d'extinction est estimé à chaque longueur d'onde à partir de l'Équation 4.1. Le signal est ensuite lissé et les parties du spectre bruitées sont retirées de l'analyse. Le coefficient d'extinction est ainsi calculé sur une plage de longueur d'onde variant de 350–680 nm à 350–944 nm selon la couche.
3. Les variations spectrales du coefficient d'extinction (sa signature spectrale) peuvent être reliées à la concentration en impuretés absorbantes et aux propriétés physiques de la glace. En utilisant la théorie asymptotique du transfert radiatif (AART; Kokhanovsky and Zege, 2004), le coefficient d'extinction k_e dans une couche homogène

1. En raison de leur absorption

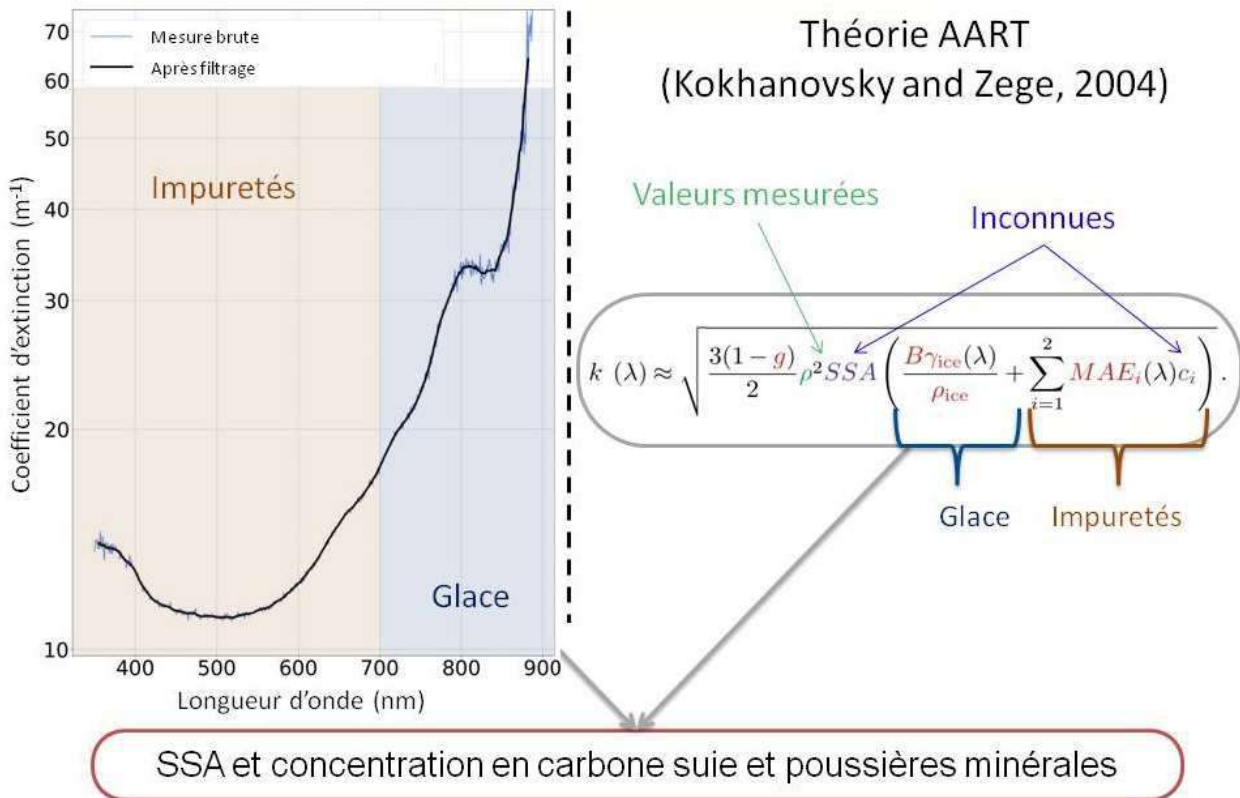


FIGURE 4.1 – Schéma de la méthode d’analyse des profils spectraux d’irradiance. À gauche : la mesure de coefficient d’extinction est filtrée pour lisser le signal et enlever les zones bruitées. Pour simplifier, la forme spectrale du coefficient d’extinction dans les longueurs d’onde inférieure à 700 nm est majoritairement influencée par les impuretés absorbantes et par les propriétés de la glace dans les longueurs d’onde supérieures. À droite : expression théorique du coefficient d’extinction selon la théorie AART (Kokhanovsky and Zege, 2004). La grandeur en vert est mesurée sur le terrain, les grandeurs en rouges sont fixées par des hypothèse de modélisation basées sur la littérature et les grandeurs en bleues sont les inconnues que l’on cherche à déterminer. Les valeurs de SSA et concentration en impuretés minimisant la distance entre cette équation et le coefficient d’extinction mesurées sont retenues.

s’exprime comme suit :

$$k_e(\lambda) \approx \sqrt{\frac{3(1-g)}{2} \rho^2 SSA \left(\frac{B\gamma_{ice}(\lambda)}{\rho_{ice}} + \sum_i MAE_i(\lambda)c_i \right)}. \quad (4.2)$$

Brièvement, B et g sont des paramètres de modélisation permettant de prendre en compte la forme des grains sur l’absorption de la neige. ρ et ρ_{ice} sont la densité de la neige dans la couche et de la glace respectivement. γ_{ice} est le coefficient d’absorption de la glace. c_i et MAE_i sont les concentrations et les efficacités massiques d’absorption (MAE) des différents types d’impuretés ; ici le carbone suie et les poussières minérales.

Plus de détails de trouvent en anglais dans la partie 4.5.

4. En faisant des hypothèses sur B , g , γ_{ice} , et les MAE des différents types d'impuretés, une minimisation de la distance entre cette équation et le coefficient d'extinction mesuré permet d'estimer la SSA de la neige ainsi que son contenu en poussières minérales et en carbone suie. Ce contenu est par la suite exprimé en BC équivalent (eqBC), c'est-à-dire la quantité équivalente de BC qui aurait le même impact sur l'extinction que les poussières minérales et le BC effectivement présents.

Cette méthode est ensuite appliquée aux 26 profils d'irradiance collectés au Col du Lautaret avec l'instrument SOLEXS (Libois et al., 2014b; Picard et al., 2016a). Ainsi pour chacune des 100 couches homogènes de nos profils, ces trois quantités sont estimées et comparées aux mesures de SSA et de concentration en impuretés effectuées dans le puits de neige².

La Figure 4.2 présente la comparaison entre les concentrations retrouvées grâce aux profils d'irradiance et les mesures de chimie. Au total, 55 couches homogènes sont analysées. Voici les principaux résultats :

- Lorsque les concentrations mesurées sont inférieures à $5 \text{ ng g}^{-1} \text{ eqBC}$, notre méthode ne peut être appliquée et les concentrations retrouvées divergent.
- En dessus de ce seuil, une relation peut être établie entre les concentrations retrouvées et les concentrations mesurées chimiquement avec une bonne corrélation au regard des incertitudes de mesure ($r^2 \simeq 0.81$). Cependant il y a un biais systématique entre les deux : les concentrations retrouvées à partir de l'extinction sont supérieures aux concentrations mesurées.
- Les incertitudes sur les mesures chimiques ainsi que les hypothèses de modélisation des propriétés physique de la neige (B et g) et des efficacités massiques d'absorption du carbone suie et des poussières minérales pourraient expliquer une grande partie des différences observées. Cependant, le biais systématique restant n'est que partiellement expliqué, soulevant un problème dans la compréhension actuelle.
- L'eau liquide semble avoir un impact important sur l'extinction de la lumière dans les longueurs d'onde du visible, ou du moins sur les mesures, ce qui n'était pas attendu.
- Notre méthode arrive dans certains cas à séparer l'impact des poussières minérales de celui du carbone suie mais uniquement lorsque leur absorption est importante et quand l'un des deux types domine nettement l'absorption.
- L'estimation de la SSA de la neige dans les couches homogènes est également bien corrélée aux mesures dans les puits ($r^2 \simeq 0.71$) sans biais significatif.

La méthode décrite ici apporte une nouvelle pierre à la compréhension de la relation complexe entre mesures chimiques d'impuretés absorbantes et transfert radiatif. Cependant, à l'heure actuelle, la précision avec laquelle notre méthode estime les concentrations en impuretés est faible, ce qui n'est pas surprenante étant donné les fortes incertitudes abordées. Néanmoins, le biais observé ne peut être entièrement expliqué en supposant des incertitudes raisonnables dans les paramètres de modélisation. Les causes potentielles du biais sont discutées : incertitudes de mesure des profils d'irradiance, incertitudes des mesure chimiques ou sous-estimation de l'efficacité massique d'absorption des impuretés absorbantes dans la neige. Cette dernière hypothèse est avancée comme étant la plus probable. Ce biais entre l'impact radiatif des impuretés et les mesures chimiques est difficile à expliquer dans son intégralité pour plusieurs raisons. Tout d'abord, les mesures chimiques dans la neige prennent

2. Certaines couches homogènes de nos profils d'irradiance n'ont pas de mesure de chimie ou de SSA associées.

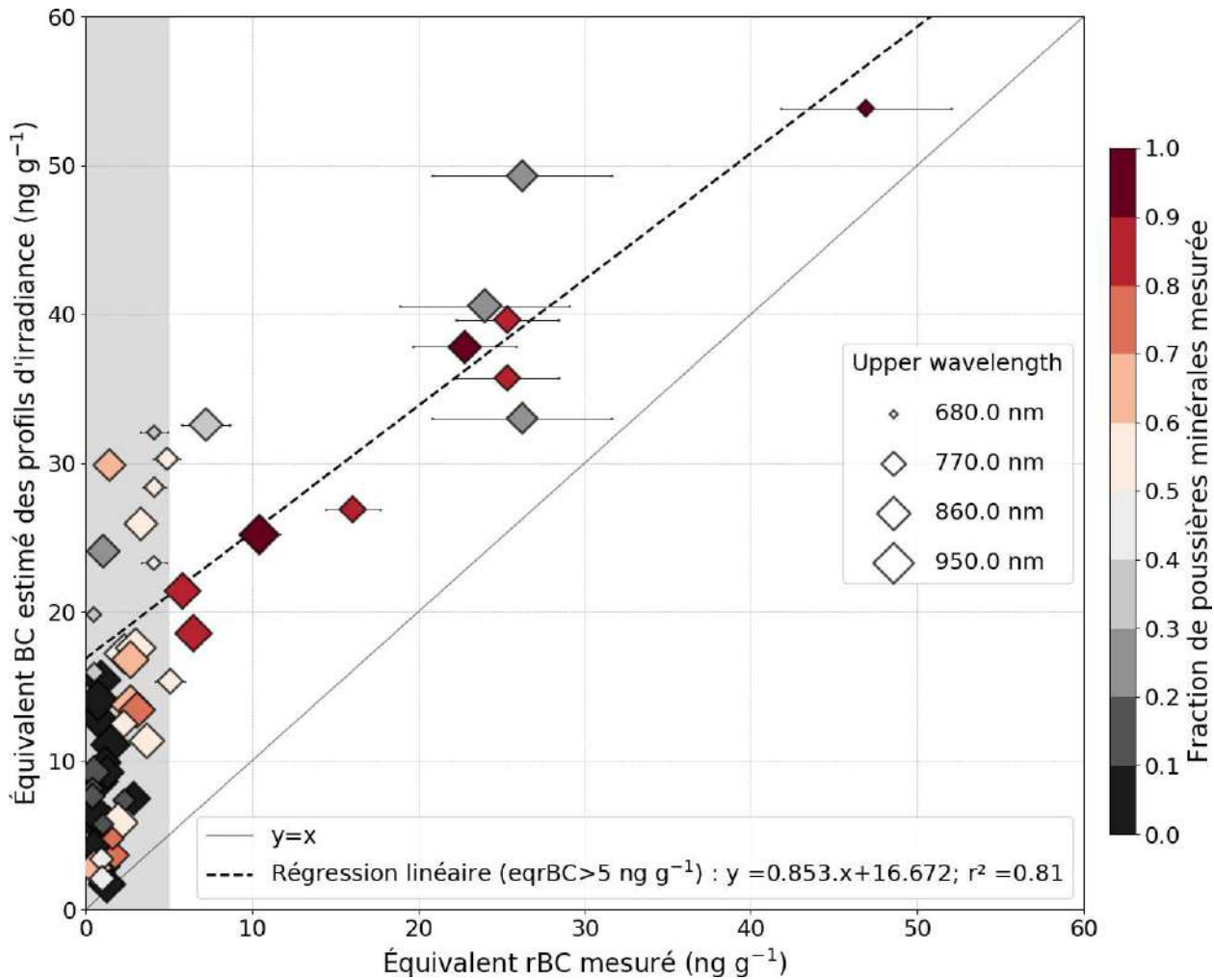


FIGURE 4.2 – Concentrations d'impuretés absorbantes mesurées comparées aux concentrations retrouvées par notre méthode d'analyse des profils d'irradiance. La couleur des points correspond à la fraction de l'extinction causée par les poussières minérales. Leur taille correspond à la largeur de la bande spectrale sur laquelle le coefficient d'extinction est estimé.

beaucoup de temps et sont affectées par de nombreuses incertitudes telles que la dépendance de la distribution de la taille des particules ou les biais de nébulisation (Schwarz et al., 2012, 2013). Deuxièmement, les propriétés optiques des impuretés absorbantes dans la neige sont très variables et l'évolution de ces propriétés est difficilement mesurable. L'état de mélange (interne ou externe à la glace), le "coating" (i.e. l'enrobage de la particule par une membrane d'un autre composé chimique) ou la présence d'eau liquide affectent l'efficacité d'absorption des impuretés et doivent être mieux caractérisés. Troisièmement, les incertitudes sur la représentation de la neige dans les modèles de transfert radiatif (ici les paramètres de forme B et g ainsi que le coefficient d'absorption de la glace) introduisent également des incertitudes sur l'estimation de l'absorption des impuretés.

Lorsque notre compréhension de ces questions aura avancé, la méthode présentée ici pourrait être prometteuse pour déterminer rapidement des profils verticaux des concentrations

en impuretés absorbantes dans le manteau neigeux, tout du moins dans les couches homogènes. En effet, comme les mesures de profils d'irradiance sont beaucoup plus rapides que la collecte manuelle de profils verticaux de mesures chimiques, notre méthode pourrait être une alternative intéressante pour extraire des informations à haute résolution verticale sur les concentrations en impuretés en profondeur dans le manteau neigeux.

Citation :

Tuzet F., Dumont M., Arnaud L., Voisin D., Lamare M., Larue F., Revuelto J. and Picard G. (2019). Influence of light absorbing particles on snow spectral irradiance profiles. The Cryosphere. URL <https://www.the-cryosphere.net/13/2169/2019/>

Contribution de l'auteur :

Le travail présenté dans cet article a été possible grâce à la participation de tous les co-auteurs. Une contribution de chaque auteur peut être trouvée dans l'article et voici mes contributions personnelles :

- Direction de la campagne de mesure pendant laquelle ont été acquises les données (voire Chapitre 3).
- Tri et analyse des données terrain, dont la sélection des couches homogènes des profils d'irradiance.
- Modification de l'algorithme d'estimation de la SSA et du contenu en impuretés absorbantes dans une couche (Libois et al., 2014b; Picard et al., 2016a). Notamment : ajout des poussières minérales et filtre du signal de coefficient d'extinction.
- Analyse des résultats.
- Rédaction de l'article.

The Cryosphere, 13, 2169–2187, 2019
https://doi.org/10.5194/tc-13-2169-2019
© Author(s) 2019. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.



The Cryosphere  Open Access

Influence of light-absorbing particles on snow spectral irradiance profiles

Francois Tuzet^{1,2}, Marie Dumont¹, Laurent Arnaud², Didier Voisin², Maxim Lamare^{1,2}, Fanny Larue², Jesus Revuelto¹, and Ghislain Picard²

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

²UGA, CNRS, Institut des Geosciences de l'Environnement (IGE) UMR 5001, Grenoble, France

Correspondence: Francois Tuzet (francois.tuzet@meteo.fr)

Received: 18 March 2019 – Discussion started: 9 April 2019

Revised: 10 July 2019 – Accepted: 11 July 2019 – Published: 19 August 2019

4.2 Abstract

Light-absorbing particles (LAPs) such as black carbon or mineral dust are some of the main drivers of snow radiative transfer. Small amounts of LAPs significantly increase snow-pack absorption in the visible wavelengths where ice absorption is particularly weak, impacting the surface energy budget of snow-covered areas. However, linking measurements of LAP concentration in snow to their actual radiative impact is a challenging issue which is not fully resolved. In the present paper, we point out a new method based on spectral irradiance profile (SIP) measurements which makes it possible to identify the radiative impact of LAPs on visible light extinction in homogeneous layers of the snowpack. From this impact on light extinction it is possible to infer LAP concentrations present in each layer using radiative transfer theory. This study relies on a unique dataset composed of 26 spectral irradiance profile measurements in the wavelength range 350–950 nm with concomitant profile measurements of snow physical properties and LAP concentrations, collected in the Alps over two snow seasons in winter and spring conditions. For 55 homogeneous snow layers identified in our dataset, the concentrations retrieved from SIP measurements are compared to chemical measurements of LAP concentrations. A good correlation is observed for measured concentrations higher than 5 ng g^{-1} ($r^2 = 0.81$) despite a clear positive bias. The potential causes of this bias are discussed, underlining a strong sensitivity of our method to LAP optical properties and to the relationship between snow microstructure and snow optical properties used in the theory. Additional uncertainties such as artefacts in the measurement technique for SIP and chemical contents along with LAP absorption efficiency may explain part of this bias. In addition, spectral information on LAP absorption can be retrieved from SIP measurements. We show that for layers containing a unique absorber, this absorber can be identified in some cases (e.g. mineral dust vs. black carbon). We also observe an enhancement of light absorption between 350 and 650 nm in the presence of liquid water in the

snowpack, which is discussed but not fully elucidated. A single SIP acquisition lasts approximately 1 min and is hence much faster than collecting a profile of chemical measurements. With the recent advances in modelling LAP–snow interactions, our method could become an attractive alternative to estimate vertical profiles of LAP concentrations in snow.

4.3 Introduction

Snow is a highly reflective medium in the wavelengths of the visible and of the near infrared (up to $1.4\ \mu\text{m}$, referred to as NIR) where most of the solar energy is available (Warren, 1982). The amount of solar energy absorbed by snow-covered areas is hence small compared to other surfaces such as bare soil, vegetation or oceans, making snow a singular component of our climate system (Armstrong and Brun, 2008). Snow optical properties depend on its physico-chemical characteristics whose evolution is driven by atmospheric conditions (Colbeck, 1982; Aoki et al., 2006). This dependence involves snow in strong optical feedback loops that are of crucial importance for the snowpack evolution and are still poorly understood (Hall, 2004; Box et al., 2012). Light-absorbing particles (LAPs) in snow, such as mineral dust (referred to as dust in the following; Di Mauro et al., 2015), black carbon (BC; Painter et al., 2013a) or algae (Cook et al., 2017), trigger and amplify these snow albedo feedbacks, impacting significantly the cryosphere and its evolution under a changing climate (Skiles et al., 2018).

Linking snow albedo to snow physical properties and LAP concentrations has been an active field of research over the last decades (e.g. Wiscombe and Warren, 1980; Hadley and Kirchstetter, 2012; Skiles, 2014; Adolph et al., 2017). Nowadays the underlying theory is well known (Warren, 1982), and many radiative transfer models are able to numerically compute snow optical properties for given physical properties and LAP concentrations (e.g. Flanner and Zender, 2006; Aoki et al., 2011; Tuzet et al., 2017). However, from a practical point of view, modelling the impact of LAPs on the optical properties of snow still remains challenging due to several issues. Firstly, chemical analyses of snow samples to determine concentrations and size distributions of LAPs are time consuming and suffer from intrinsic limitations, since most analytical techniques are only sensitive to certain particle sizes. In the case of BC, where direct determinations which are only sensitive to small size particles coexist with filtration-based techniques mostly sensitive to larger size particles, Schwarz et al. (2012, 2013) estimate that the resulting uncertainties on total BC concentrations in snow can be as high as 60%. Secondly, the radiative impact of a given concentration of LAPs is highly uncertain due to strong variations of the LAP intrinsic optical characteristics driven by their physical (e.g. size distribution, density, ageing) and chemical (e.g. coating, hygroscopicity) properties. Coating of LAPs by non-absorbing aerosols is, for example, suspected to enhance their absorption efficiency by up to a factor of 3 (e.g. Schnaiter et al., 2005; Moffet and Prather, 2009). Caponi et al. (2017) highlighted the high variability of the optical properties of dust particles with respect to their size distribution and their origin, leading to a 1-order-of-magnitude uncertainty in absorption by dust for a given mass. Thirdly, the interactions between LAPs and snow are known to impact LAP absorption efficiency but are still poorly understood. Flanner et al. (2012) highlighted that for a given BC concentration in snow, the absorption can be up to twice as much if particles are inside the ice rather than in the air surrounding the ice, but estimating LAP mixing state is challenging. Moreover, knowledge about the impact of LAP–snow interactions on other particle properties such

as size distribution, coating or hygroscopicity is still at an early stage. Dong et al. (2018) recently revealed that more particles are coated by other species in snow and ice than in the atmosphere, but the impact on radiative transfer has not yet been evaluated. All these issues have been reported for years (e.g. Doherty et al., 2010; Flanner et al., 2012; He et al., 2017) and are still unsolved, mostly due to the difficulty in observing LAPs in snow with simultaneous measurements of their optical properties.

Determining LAP absorption in snow is a complex experimental problem which can be difficult to address with a direct approach such as joint measurements of chemical concentrations and albedo. Indeed, not only do chemical measurements present high uncertainties as mentioned above, but albedo measurements also have uncertainties of their own, hindering the detection of the effect of LAPs on albedo at low concentrations (Warren, 2013). Even at higher concentrations, the precise vertical distribution of the LAPs in the uppermost millimetres is crucial for an accurate estimation of albedo. However, sampling snow with such a high vertical resolution in snow pits is rarely achieved. Recent studies based on hyperspectral (e.g. Dal Farra et al., 2018) or TEM-EDX (e.g. Dong et al., 2018) microscopy bring an understanding of the physico-chemical properties of LAPs in snow at the particle scale but remain difficult to apply to a large number of samples. To date, the understanding of LAP absorption efficiency in snow remains strongly uncertain although it is a crucial parameter to accurately model their impact on the cryosphere.

In this study, we propose an alternative approach, based on spectral irradiance profile (SIP) measurements in snow, from which snow extinction can be retrieved and compared to the expected optical impact of LAPs. Even if most of the energy is absorbed in a very thin top layer (few millimetres; Brandt and Warren, 1993; Libois et al., 2013), understanding light penetration is of crucial importance for the thermal regime of the snowpack (Flanner and Zender, 2005; Picard et al., 2012), for photosynthetic activity of underlying vegetation (Richardson and Salisbury, 1977) and for in-snow photochemistry (Grannas et al., 2007; Domine et al., 2008; France et al., 2012). Light penetration and transmittance measurements in snow started with Liljequist (1956). Section D.3 in Warren (1982) summarises available measurements at that time. They were mostly limited to monochromatic or spectrally integrated radiation. More recently, spectrally resolved irradiance profiles have been measured in the UV and visible for photochemistry purposes (e.g. King et al., 2001; France et al., 2012). In addition to their SIP measurements, France et al. (2012) had concomitant chemical measurements of carbonaceous species (Voisin et al., 2012). They observed that measured LAP concentrations were too low to explain the absorption of the snowpack in the visible assuming state-of-the-art LAP absorption efficiencies.

A few studies have undertaken comparisons between SIP measurements and radiative transfer theory. Libois et al. (2013, 2014b) measured SIPs in the visible and NIR to determine the absorption enhancement factor related to the shape of the ice crystals in snow. Warren et al. (2006) and Picard et al. (2016a) refined the absorption spectrum of pure ice by combining SIP measurements and radiative transfer theory relying on the absence of LAPs in Antarctic snow. Picard et al. (2016a) suggested that BC traces as low as 5 ng g^{-1} have a detectable effect on SIP measurements, meaning that SIP measurements could be an order of magnitude more sensitive to LAPs than albedo measurements. It is consistent with the study of Reay et al. (2012) that highlighted that OH and NO₂ production in depth is strongly impacted by small changes in LAP concentration in snow. Accounting for LAPs when modelling light penetration in snow is hence of the utmost importance even when

concentrations are too low to significantly impact albedo.

This paper investigates the relationship between SIP measurements and chemically measured LAP concentrations in snow to assess the absorption efficiency of LAPs. To this end, 26 SIP measurements acquired in the French Alps are analysed using a radiative transfer model. LAP concentrations and snow physical properties explaining the spectral signature of SIP measurement are compared to in situ measurements. The uncertainties affecting the measurements and model parameters are also investigated.

Section 4.4 presents the measurement dataset consisting of combined measurements of SIPs, snow physical properties and chemical measurements profiles of BC, and dust concentrations. Section 5.5 details the processing applied to the SIP measurements and the method used to compare them with radiative transfer modelling. Finally the results are presented in Sect. 4.6 and limitations of the method are discussed in Sect. 4.7.

4.4 Data and study site

Data were measured over 33 d during two winter seasons in 2016–2017 and 2017–2018 at the Col du Lautaret site ($45^{\circ}02'28.7''$ N, $6^{\circ}24'38.0''$ E) around 2100 m a.s.l. in the French Alps. This unique dataset includes SIP measurements with snow physico-chemical properties from a coincident snow pit. All the field sampling and measurements were performed by a single operator for the two seasons, ensuring a stable protocol, detailed in the following section. The dataset spans across a wide range of meteorological, illumination and snow conditions as the measurements were taken both in winter and spring conditions from the onset of the snow season to the total melt-out of the snowpack.

4.4.1 Spectral irradiance profiles (SIPs)

Up to three SIPs were collected each day on a flat, horizontal and unaltered snow surface using the SOLEXS (SOlAR EXtinction in Snow; Libois et al., 2014b) instrument, which consists of a fibre optic connected to a spectrometer. A full description and schematic illustrations of the instrument can be found in Libois et al. (2014b) and in Sect. 2.1 of Picard et al. (2016a).

First, a vertical hole of 10 mm diameter is drilled by inserting a metal rod up to a depth of 50 cm depending on the presence of hard layers in the snowpack. Second, the fibre optic, fitted in a white rod, is slowly inserted in this hole, taking precautions not to enlarge the hole. A few millimetres of snow was systematically added on the surface around the rod to shield the void space from direct sun beam in order to minimise the leak of additional solar radiation into the hole. The depth of the fibre is precisely measured with a magnetic coding ruler with 1 mm resolution. The fibre transmits light to a spectrophotometer operating in the spectral range 300–1100 nm with 3 nm spectral resolution. A spectrum is acquired every 5 mm during descent and ascent, ensuring a 5 mm vertical resolution or better. An acquisition takes from 7 to 1000 ms depending on the overall irradiance, which is mainly a function of depth. In total a two-way profile is completed in about a minute, a period during which the incoming radiation can vary. A photosensor is placed at the surface to record variations of broadband incident irradiance in order to detect large variations and allow the correction of small variations.

The SIPs for which incident irradiance had varied more than 3 % during the measurements were discarded. Spectral data at wavelengths less than 350 nm and more than 950 nm are usually very noisy and are not exploited here, because of the sharp decrease in the irradiance with wavelength in the NIR, associated with the low sensitivity of the spectrometer in that range, as well as the limited incoming radiation in the UV. When the operator begins the acquisition of the SIP, the magnetic ruler measurement is set to 0 in order to acquire depth from the top of the snowpack. For six profiles of the whole dataset, a vertical offset of a few millimetres was introduced in the SIP measurement during operation. By visualising the profiles, we applied an ad hoc correction by taking the first point where irradiance starts decreasing as $z = 0$. In total, these six profiles were corrected by an offset smaller than 2 cm.

4.4.2 Snow pit data

Vertical profiles of snow physical properties were collected at the exact position where the SIP was acquired. When multiple SIP acquisitions were performed on the same day, the physical properties were collected in between the different SIPs, which were never separated by more than 50 cm. In the snow pit, density was measured at a 6 cm vertical resolution using a cylindrical cutter with a volume of 0.5 L. Ice layers were excluded for practical reasons. Following Proksch et al. (2016), who suggest an uncertainty on density measurements between 2 % and 5 %, we consider a 5 % relative uncertainty in our measurements. Specific surface area (SSA) vertical profiles were also collected. During the snow season 2016–2017, these profiles were measured with the DUFISSS instrument (DUal Frequency Integrating Sphere for Snow SSA measurement ; Gallet et al., 2009), with one sample every 3 cm, excluding ice layers. During the snow season 2017–2018, SSA profiles were measured with the ASSSAP instrument (Alpine Snowpack Specific Surface Area Profiler), which is a lightweight version of POSSSUM (Profiler Of Snow Specific Surface area Using SWIR reflectance Measurement ; Arnaud et al., 2011). Over both seasons, measured SSA values range from 5 to 55 m² kg⁻¹. For this range of values, Gallet et al. (2009) and Arnaud et al. (2011) suggest that the DUFISSS and ASSSAP accuracy is around 10 %. It is noteworthy that Arnaud et al. (2011) also realised an inter-calibration of these two instruments and obtained a 6 % rms difference. Concomitant measurements of temperature, wetness and snow grain type according to Fierz et al. (2009) were also performed in snow pits.

4.4.3 Chemical analyses

The vertical profiles of dust and refractory black carbon (rBC) concentration were measured with a 3 cm vertical resolution on the samples taken from the uppermost 20 cm of the snowpack at least. Snow was sampled in triplicates in sterile 50 mL polypropylene centrifugation tubes with extra care to avoid any contamination by the operator. The samples remained frozen until analysis, avoiding freeze–thaw cycles suspected to impact LAP size distribution in snow (e.g. Lim et al., 2014; Schwarz et al., 2013). In the laboratory, BC was analysed immediately after melting as rBC, using a single particle soot photometer (SP², Droplet Measurement Technologies). Samples were nebulised and the resulting aerosol was analysed in the laboratory following the procedure described in Wendl et al. (2014). External calibration samples with freshly prepared Aquadag standards were run before each sample series. As the size distribution of the Aquadag samples was close to the size distribution of

BC in snow, the nebulisation biases between standards and samples were minimised. Typical analytical repeatability and calibration uncertainties cumulate to $\sim 5\%$, but this does not account for potential nebulisation biases due to dissimilarities between the size distributions of BC in snow and the standards. The nebuliser used in the analysis causes potential maximum biases up to 20%. The maximum uncertainty of rBC measurements combining in quadrature nebulisation biases, calibration uncertainties and repeatability is estimated to $\sim 21\%$.

Dust size distributions and concentrations were measured with a Coulter counter following Delmonte et al. (2004). The measured sizes span a range of 0.6 to 21 μm , in 256 logarithmically spaced size bins. Coulter counter counts and measures insoluble particles, so we assume here that insoluble particles above 0.6 μm are mainly dust particles, which agrees well with the measured volume weighted average size for our measurements (typically 1.2 to 4 μm). Depending on initial concentrations, samples were diluted by a factor of up to 100 and the blank concentration was subtracted. This correction stayed below 7% for three-fourths of the samples. The Coulter counter measurement total uncertainty for dust concentration is estimated to $\sim 10\%$.

4.5 Methods

4.5.1 LAP concentration

Since several LAP types are present in the snowpack at any time over a season, it is convenient to present results in terms of effective optically equivalent BC (eqBC) concentrations c_{eqBC} as in Dumont et al. (2017). For both measured and estimated LAP concentrations, the eqBC concentration is calculated as

$$c_{\text{eqBC}} = c_{\text{BC}} + \psi(c_{\text{dust}}), \quad (4.3)$$

where c_{BC} is the BC concentration and c_{dust} is the dust concentration. ψ is a function computing the BC concentration that would have the same integrated radiative impact from 350 to 900 nm as the input dust concentration (Fig. 4.3b). To do so, the energy absorbed by a semi-infinite snowpack with a SSA of 15 $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$ is computed at each wavelength between 350 and 900 nm. The spectral incoming irradiance is computed with the detailed atmospheric radiative model SBDART (Ricchiuzzi et al., 1998a), for mid-latitude winter in clear sky conditions. It is noteworthy that the function ψ has a strong dependence on the spectral distribution of the incident solar radiation and on the radiative transfer model parameters, mainly on the selected values of BC and dust mass absorption efficiency (MAE). These MAE values are represented in Fig. 4.3a and detailed in Sect. 4.5.4. Strictly speaking, ψ also depends on the BC concentration and on the SSA of the snowpack, but this minor impact is neglected here.

In the following, the LAP concentrations are expressed in ng g^{-1} eqBC. Concerning the measurements, the concentration of a layer is computed as the mean of all concentration measurements in this layer, weighted by the measured density associated with this layer. As BC in our snow samples is analysed as rBC, we use the abbreviation eqrBC for measurements. Using eqBC makes it possible to represent all LAP impacts with a single number, which is clearer but comes with assumptions that must be kept in mind for the interpretation.

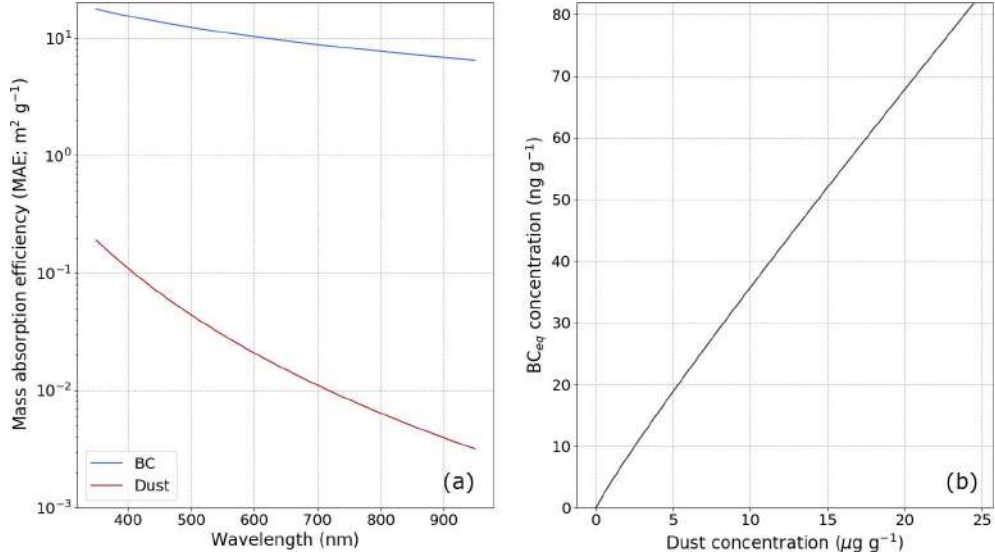


FIGURE 4.3 – **(a)** Mass absorption efficiency (MAE) values of BC and dust used in the present study as a function of wavelength. **(b)** The eqBC concentration corresponding to a given dust concentration using these MAE values and the methods described in Sect. 4.5.1.

Since different types of LAPs have different spectral signatures (Fig. 4.4), it is theoretically possible to assess the dominant type of LAPs using our SIP measurements. With this aim in mind, we compute the relative optical impacts of dust and BC within this eqBC concentration. The fraction of total LAP absorption caused by dust (η) is computed as follows :

$$\eta = \frac{\psi(c_{\text{dust}})}{c_{\text{eqBC}}}. \quad (4.4)$$

4.5.2 Selection of homogeneous layers in SIP measurement

Following the radiative transfer theory in a homogeneous layer far from any interface, the intensity at a given wavelength λ , $I(z, \lambda)$, decreases exponentially with depth. This is written as

$$I(z, \lambda) = I(z_0, \lambda) e^{-k_e(\lambda)(z-z_0)}, \quad (4.5)$$

where $k_e(\lambda)$ is the asymptotic flux extinction coefficient (AFEC ; m^{-1}), z is the depth increasing downwards and z_0 is a reference depth. Simpson et al. (2002) explain that this equation is only applicable in the asymptotic region, the region where light is only diffuse and where the ground absorption has no influence. For this reason the uppermost 7 cm of the snowpack and the profiles acquired in shallow snowpacks (less than 50 cm) are discarded from our analysis. Note that the minimum distance between the ZOI and the ground is 18 cm, which we believe is thick enough to prevent any significant disturbance of the measured signal due to the presence of the ground.

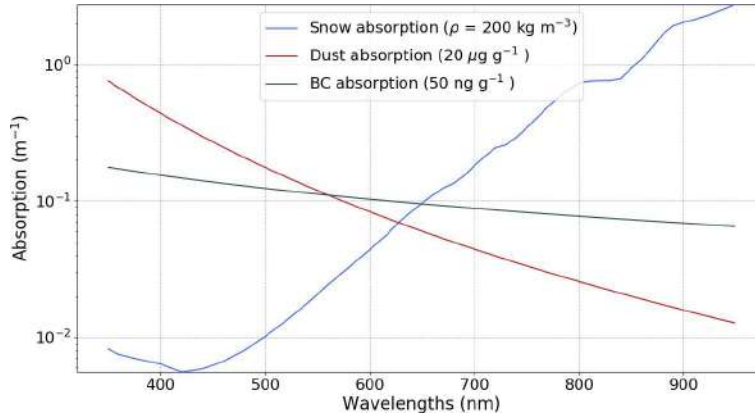


FIGURE 4.4 – Spectral signature of the absorption coefficients σ_a for snow and different types of LAPs assuming a snow density of 200 kg m^{-3} .

For a homogeneous layer in the asymptotic region, the AFEC can hence be computed as the gradient of the log-radiance (logarithm of the irradiance) in the layer. However, Picard et al. (2016a) have shown that the rod of SOLEXS can disturb the gradient of the log-radiance in the first centimetres around a transition between two layers of different scattering properties. For this reason, only homogeneous layers of the snowpack thicker than 3 cm can be exploited. Following the approach of Warren et al. (2006) and Picard et al. (2016a), we visually determine zones having homogeneous properties based on the linearity of the log-radiance in the asymptotic region. We refer to those vertical layers with homogeneous properties as zones of interest (ZOIs). In total, we identified 100 ZOIs over the 26 SIPs measured over both seasons. Figure 4.5a shows an example of selected ZOIs.

4.5.3 Asymptotic flux extinction coefficient estimation

For every ZOI, we estimate the AFEC with a least-squares linear regression of the log-radiance versus depth, based on Eq. (4.5). To deal with the spectrometer noise for wavelengths where the signal is the weakest, the procedure to compute the AFEC for a specific ZOI is as follows :

1. For a given wavelength λ , if any $I(z, \lambda) \leq 0$, the AFEC is not computed.
2. The AFEC is computed for all remaining wavelengths as a linear regression of the log-radiance. Nevertheless the computed AFEC is often affected by SIP measurement noise for the largest wavelengths. To address this issue, the AFEC is decomposed into signal and noise. The signal is calculated by applying a convolution filter with a period of 11 nm on the raw estimate, and the noise is calculated as the difference between the raw AFEC and the filtered one.
3. The signal-to-noise ratio of the AFEC is estimated as the ratio between the average signal and the average noise over a window of 30 nm at the higher range of the spectrum. If this ratio is lower than 15, the AFEC in this range is discarded. If the signal-to-noise ratio is still lower than 15 in the next 30 nm, the last step is repeated. It should be noted that the signal-to-noise ratio is constantly higher than 15 at the lower range of the spectrum, i.e. around 350 nm. Figure 4.6 shows the selected maximum

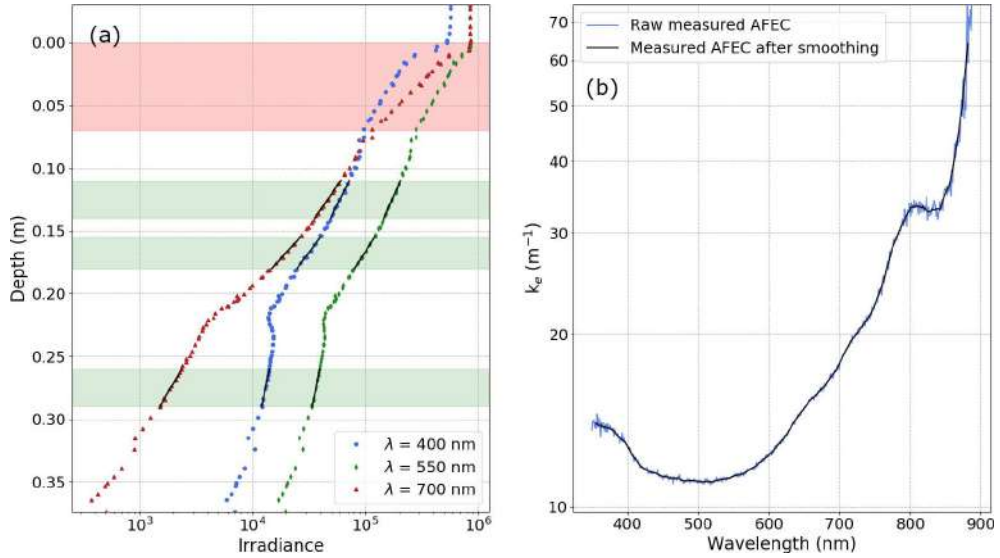


FIGURE 4.5 – (a) Irradiance as function of depth for selected wavelengths for SOLEXS profile 002 on 13 February 2018. Green shading shows the zones of interest (ZOIs), which are homogeneous layers where the decrease in irradiance is visually linear on a logarithmic scale. The red shading corresponds to the part of the snowpack discarded due to the potential influence of direct light. (b) Measured AFEC (blue curve) and filtered AFEC (black curve) as a function of wavelength. Note that the ordinate scale is logarithmic.

wavelength as a function of the bottom depth of the ZOI. Overall, the computation window varies between [350–680] nm and [350–944] nm with in general wider ranges at shallower depths. The maximum wavelength decreases with depth since the absorption of ice increases with wavelength. The relation is not deterministic because the available energy at a given depth also depends on the illumination conditions and on snow properties at the time of the measurement.

Figure 4.5b shows an instance of the spectral AFEC computation obtained for a ZOI before and after applying the convolution filter. For more clarity, the AFEC estimated from SIP measurements will be referred as “measured AFEC” in the following.

4.5.4 LAP retrieval algorithm

Theory

The spectral AFEC ($k_e(\lambda)$) is related to snow single scattering properties (Wiscombe and Warren, 1980). Following Libois et al. (2013), under the delta-Eddington approximation (Joseph et al., 1976), for media and wavelengths where scattering is much stronger than absorption, the AFEC can be expressed as

$$k_e(\lambda) \approx \sigma_e \sqrt{3(1 - g\omega(\lambda))(1 - \omega(\lambda))}, \quad (4.6)$$

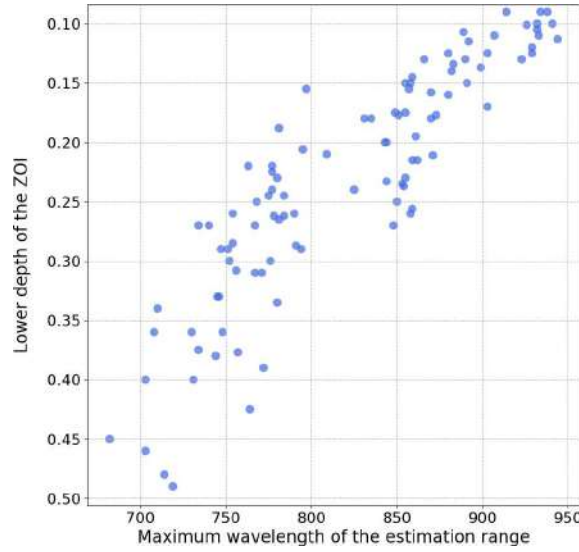


FIGURE 4.6 – Upper limit of the spectral range where the AFEC estimation shows a signal-to-noise ratio over 15 for the whole dataset (100 ZOIs).

where σ_e (m^{-1}), g and ω are the extinction coefficient, the asymmetry factor and the single scattering albedo respectively. This equation applies, among others, to snow in the wavelength range targeted by this study (350–950 nm) where snow is strongly scattering. The asymptotic approximation of the radiative transfer theory (AART; Kokhanovsky and Zege, 2004) for pure snow shows that for convex crystals

$$\sigma_e = \frac{\rho \text{SSA}}{2}, \tag{4.7}$$

where ρ is the density of snow and SSA is its specific surface area ($\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$; Legagneux et al., 2002). It can be expressed as $\text{SSA} = \frac{S}{\rho_{\text{ice}} V}$, where S is the ice matrix surface area (m^2) of a given volume of ice (V ; m^3) and ρ_{ice} is the density of ice equal to 917 kg m^{-3} .

This theory also shows that

$$\sigma_a = \frac{\rho B \gamma_{\text{ice}}(\lambda)}{\rho_{\text{ice}}}, \tag{4.8}$$

with σ_a (m^{-1}) the absorption coefficient of snow due to ice and B the absorption enhancement parameter. The term $\gamma(\lambda)$ (m^{-1}) is the absorption coefficient of bulk ice and is related to the imaginary part of ice refractive index $n_i(\lambda)$ as follows :

$$\gamma_{\text{ice}}(\lambda) = \frac{4\pi n_i(\lambda)}{\lambda}. \tag{4.9}$$

It follows that

$$(1 - \omega)(\lambda) = \frac{\sigma_a}{\sigma_e} = \frac{2B \gamma_{\text{ice}}(\lambda)}{\rho_{\text{ice}} \text{SSA}}, \tag{4.10}$$

where ρ is the snow density (kg m^{-3}). In the case of snow containing LAPs, assuming that scattering is only due to the ice–air interfaces (Libois et al., 2013), Eq. (4.10) can thus be written as

$$(1 - \omega)(\lambda) = \frac{\sigma_a + \sigma_{a,\text{LAP}}}{\sigma_e}, \quad (4.11)$$

with $\sigma_{a,\text{LAP}}$ the absorption coefficients due to LAPs. Assuming external mixing, $\sigma_{a,\text{LAP}}$ is expressed as

$$\sigma_{a,\text{LAP}} = \sum_i \text{MAE}_i(\lambda) \rho_i = \rho \sum_i \text{MAE}_i(\lambda) c_i, \quad (4.12)$$

where i runs over the different types of LAPs present in snow. For each LAP type i , MAE_i is the mass absorption efficiency ($\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$; e.g. Caponi et al., 2017), ρ_i is the mass concentration (kg m^{-3}) and c_i the mass fraction (kg kg^{-1}). Equation (4.11) yields

$$(1 - \omega)(\lambda) = \frac{2}{\text{SSA}} \left(\frac{B\gamma_{\text{ice}}(\lambda)}{\rho_{\text{ice}}} + \sum_i \text{MAE}_i(\lambda) c_i \right) \quad (4.13)$$

and finally

$$k_e(\lambda) \approx \sqrt{\frac{3(1-g)}{2} \rho^2 \text{SSA} \left(\frac{B\gamma_{\text{ice}}(\lambda)}{\rho_{\text{ice}}} + \sum_i \text{MAE}_i(\lambda) c_i \right)}. \quad (4.14)$$

The interesting feature of this equation is that the spectral dependence of the AFEC comes only from two terms, $\gamma_{\text{ice}}(\lambda)$ and $\text{MAE}_i(\lambda)$ of the different types of LAPs. Figure 4.4 represents the spectral dependence of $\sigma_{a,\text{snow}}$, $\sigma_{a,\text{dust}}$ and $\sigma_{a,\text{BC}}$. As their three spectral signatures are remarkably different in the visible range, it is theoretically possible to separate the absorption due to ice and that due to each type of LAP.

Algorithm

In order to exploit Eq. (4.14) to retrieve LAP concentrations from measured AFEC, several assumptions have to be made.

- The imaginary part of the refractive index of ice is known and is taken from the most recent estimate (Picard et al., 2016a).
- The types of LAPs present in the snowpack are known. Here we assume two types : BC and dust without distinction within these categories.
- The mass absorption efficiency (MAE) of these LAPs is known.
 - For BC it is derived from the constant BC refractive index advised by Bond and Bergstrom (2006), i.e. $m = 1.91 - 0.79i$. As in the study of Hadley and Kirchstetter (2012), BC density is scaled to obtain a MAE of $11.25 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ at 550 nm ($11 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ in their study), which is an intermediate value between fresh BC (around $7.5 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ at 550 nm) and internally mixed aged BC (up to $15 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ at 550 nm).
 - One of the prevailing dust source regions for the Alps is the Saharan desert (Di Mauro et al., 2019). Consequently, the MAE of dust was set according to

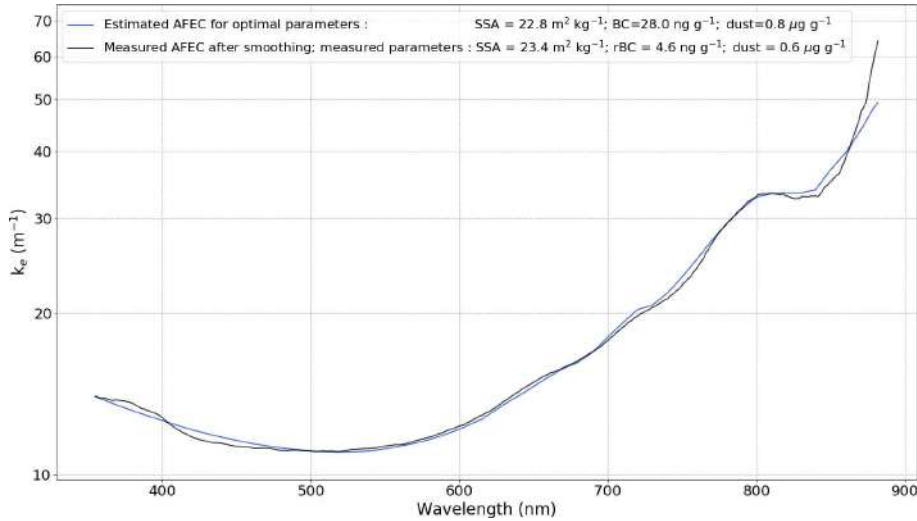


FIGURE 4.7 – AFEC as a function of wavelength for the ZOIs between 11 and 14 cm on the SOLEXS profile 002 on 13 February 2018. Measured AFEC after convolution filtering (black curve) is compared to the estimated AFEC from Eq. (4.14) with optimal parameters (blue curve). Note that rBC is the measured refractory BC concentration by the SP² instrument.

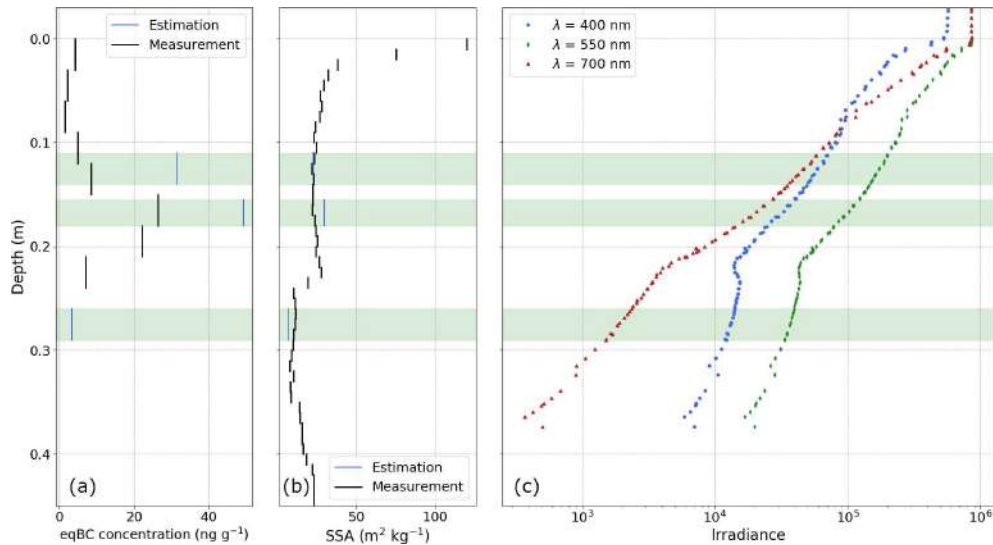


FIGURE 4.8 – Comparison between snow pit measurements and estimated SSA and LAP concentrations for the SOLEXS profile 002 on 13 February 2018; green shading corresponds to the different ZOIs of the profile. (a) Vertical profile of eqBC concentration, measured (black) and estimated from AFEC optimisation on each ZOI (blue). (b) Vertical profiles of SSA, measured (black) and estimated from AFEC optimisation on each ZOI (blue). (c) SIP measurement from which AFEC has been derived.

the values found in Caponi et al. (2017) for Libyan dust. The value advised for particles with a diameter smaller than $2.5 \mu m$ ($PM_{2.5}$) was chosen consistently

with our chemical size distribution measurements.

- The snow shape parameters B and g are constant over time and for all types of snow. These parameters have a small dependence on the wavelength λ implemented following Kokhanovsky (2004) and Appendix F of Libois et al. (2014a). This dependence is a function of the real part of ice refractive index r_i which is taken from Warren and Brandt (2008) and is written as follows :

$$B(\lambda) = B_0 + 0.4 (r_i(\lambda) - 1.3), \quad (4.15)$$

$$g(\lambda) = g_0 - 0.38 (r_i(\lambda) - 1.3). \quad (4.16)$$

The absorption enhancement parameter B_0 is set to 1.6 and the asymmetry factor g_0 is set to 0.85, which are considered to be good approximations to describe all types of snow (Libois et al., 2014b). As the spectral dependence of $B(\lambda)$ and $g(\lambda)$ is small over the range of wavelengths targeted by this study, they are referred to as B and g for sake of simplicity.

Under these assumptions, the unknowns of the retrieval problem are BC concentration (c_{BC}), dust concentration (c_{dust}) and $\rho^2\text{SSA}$. As $\rho^2\text{SSA}$ is not an intuitive measure, we inject the measured density in Eq. (4.14) so that our third unknown becomes SSA. However, other choices are equally possible without any interference in the LAP retrievals. For instance, leaving both density and SSA as free parameters would not impact the LAP retrievals. For each ZOI, once the measured AFEC has been computed (Sect. 4.5.3), a non-linear optimisation on SSA, c_{BC} and c_{dust} in Eq. (4.14) is then performed to minimise the mean square error over all valid wavelengths between the estimated and the measured AFEC. The optimal parameters of this minimisation are our best estimates of c_{BC} , c_{dust} and SSA. Figure 4.7 shows an example of comparisons between the estimated and measured AFEC for a specific ZOI.

In some rare cases, the estimated AFEC does not fit well with the measured one, resulting in a RMSE between the estimated and the filtered measured AFEC higher than 3 m^{-1} . In these cases, the ZOI is discarded (5 out of 100). Since the theory described above does not account for the presence of liquid water, 16 ZOIs containing liquid water are discarded, as we found this has a great influence on SIP measurements that is not yet understood. For the 79 remaining ZOIs, 55 have concomitant chemical measurements. Figure 4.8 shows the comparison between the retrieval algorithm on a specific SIP measurement and the corresponding snow pit measurements for a given field day.

In order to test the sensitivity of the method to the different modelling assumptions, numerical sensitivity analyses were performed. The impact on LAP estimation is calculated by varying each parameter within its range of uncertainty, keeping the other parameters unchanged. The impact of the different modelling assumptions is discussed in Sect. 4.6.2 and 4.6.3.

A scheme synthesising the whole methodology found in this section is presented in Fig. 4.9.

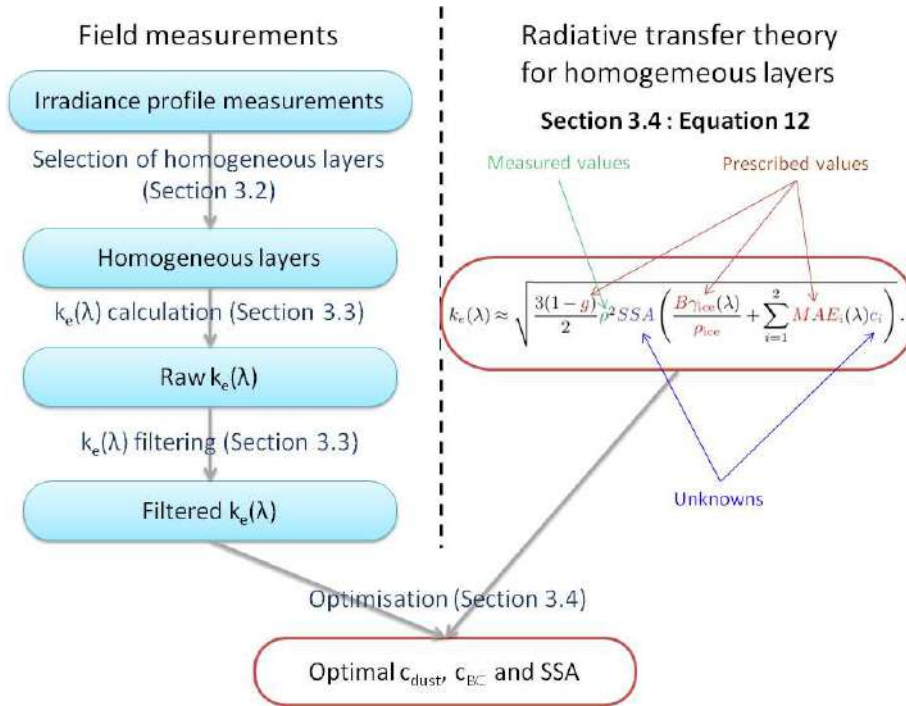


FIGURE 4.9 – Scheme synthesising the principle of the LAP retrieval method presented in Sect. 5.5.

4.6 Results

4.6.1 LAP estimation with optimal parameters

Figure 4.10 compares the LAP concentrations estimated from the SIP measurements to the snow pit chemical measurements under the assumptions detailed in Sect. 4.5.4. The symbols correspond to the 55 ZOIs for which corresponding chemical measurements are available. The horizontal error bars correspond to the measurement uncertainties described in Sect. 4.4. The colour of the symbols indicates the contribution of dust to the total LAP impact according to chemical measurements (η_{mes} from Eq. 4.4). The size of the symbols corresponds to the span of wavelengths used for the estimation – in other words the size of the symbols increases with the maximum wavelength on which the retrieval algorithm is applied. Neither the wavelength range used for the retrieval estimation nor the value of η_{mes} is found to be correlated with the accuracy of the retrieval.

This figure has two important implications; first, the retrieval method is not sensitive to LAP amounts lower than $5 \text{ ng g}^{-1} \text{ eqBC}$, which may seem disappointing because it greatly reduces the number of validation points; nevertheless it was expected that the algorithm has a limit of sensitivity. The value of 5 ng g^{-1} is in line with the observations of Picard et al. (2016a) in Antarctica. For this reason all the points with a measured eqrBC concentration lower than 5 ng g^{-1} are discarded from the statistics presented in the following. Second, the algorithm shows a sensitivity in the range $5\text{--}60 \text{ ng g}^{-1}$. Indeed, the correlation in this range has an r^2 of 0.81 in spite of a significant bias of $14.6 \text{ ng g}^{-1} \text{ eqBC}$, with the chemically measured concentrations being lower than the SOLEXS retrieval. The main purpose of the

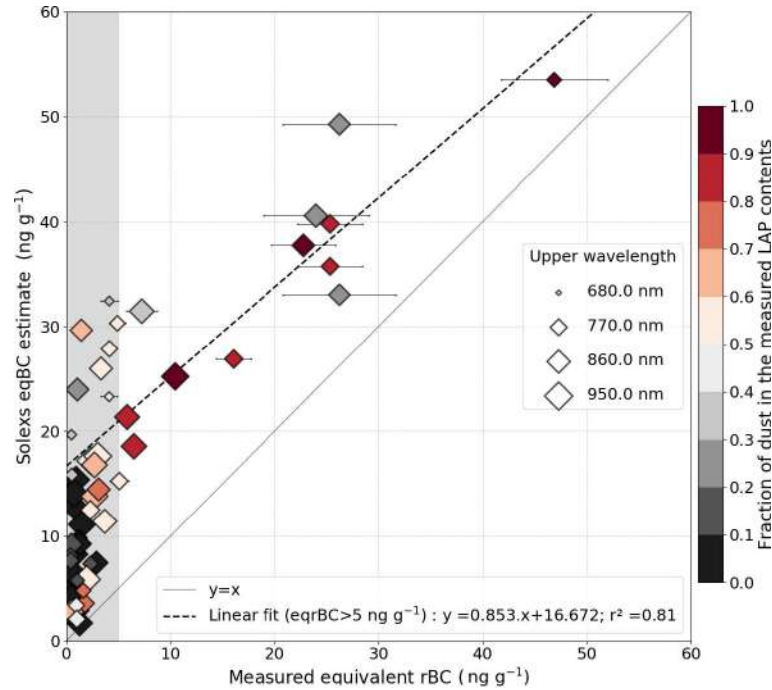


FIGURE 4.10 – Comparison between measured and estimated eqBC concentrations for all the ZOIs with concomitant LAP measurements. The grey shading corresponds to the zone below the sensitivity limit of our method (i.e. 5 ng g^{-1}). The linear fit in the dotted black line is computed for points where eqrBC measured concentration is higher than 5 ng g^{-1} . The colour of the symbols corresponds to the proportion of LAP absorption coming from dust, and their size is related to the upper wavelength of the AFEC estimation.

following is thus to investigate the cause of this bias by focusing on the snow layers with sufficient LAPs to be detected.

4.6.2 Impact of LAP properties

Figure 4.11 shows how the algorithm is impacted by uncertainties on LAP optical properties. The symbols are the same as in Fig. 4.10 with additional vertical error bars corresponding to the retrieval uncertainties caused by uncertainties on LAP MAE. The uncertainty on BC MAE is considered to be bounded by the two extreme values found in Hadley and Kirchstetter (2012) (7.5 and $15 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ at 550 nm). This uncertainty induces a -26.6% , $+46.6\%$ uncertainty on our BC estimation, shown by the vertical bars in Fig. 4.11a. Figure 4.11b shows the impact of dust MAE, considered as follows. Caponi et al. (2017) suggest that for dust particles smaller than $2.5 \mu\text{m}$ ($\text{PM}_{2.5}$), which is the major dust type in regard to measured size distribution, dust MAE at 407 nm is between 0.071 and $0.127 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ (0.103 for Fig. 4.10) for north Saharan dust. The variations of dust MAE are assumed to span this range, inducing an asymmetric uncertainty of -19% , $+45.1\%$ on dust estimation. The impact of changes in the spectral signature of dust absorption is not included here but is discussed in Sect. 4.7.3. It should be noted that higher values of dust MAE can be found in the literature and in turn higher uncertainties associated with this parameter could be

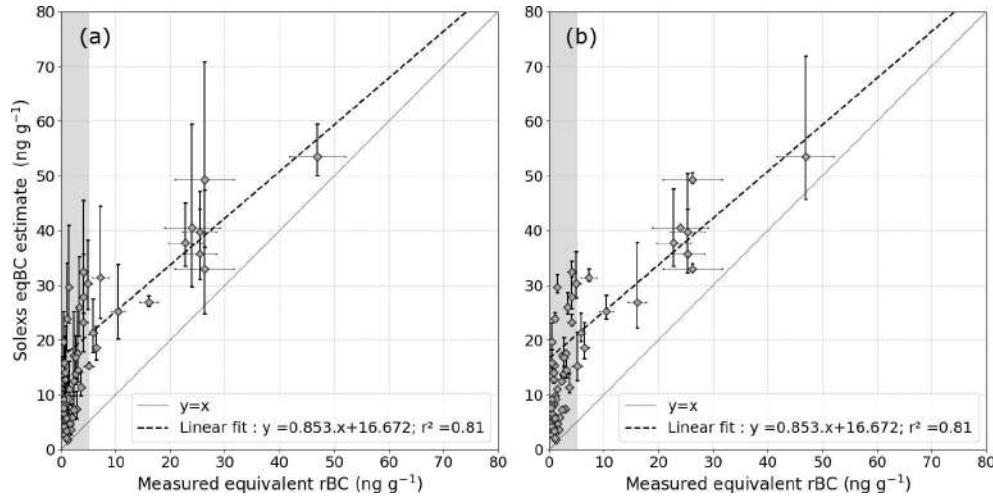


FIGURE 4.11 – Comparison between measured and estimated eqBC concentrations for all the ZOIs with concomitant LAP measurements. The grey shading corresponds to the zone below the sensitivity limit of our method (i.e. 5 ng g^{-1}). (a) Error bars show how uncertainties on BC MAE affect LAP estimates. (b) Error bars show how uncertainties on dust MAE affect LAP estimates.

considered. However, these values correspond to source regions that less likely affect our study area (e.g. up to $0.6 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ in the Sahel desert, Caponi et al., 2017).

4.6.3 Impact of snow physical parameters

Both density and SSA were measured in the field. These measurements are not necessary to apply our LAP retrieval algorithm, but it is interesting to check if the SSA leading to the correct absorption is consistent with the measured SSA. Figure 4.12 shows the estimated SSA compared to the measured SSA for the 68 ZOIs previously selected for which SSA measurements are available. The horizontal error bars correspond to uncertainties on SSA measurements described in Sect. 4.4. Following Eq. (4.14) the AFEC is proportional to $\sqrt{\rho^2 \text{SSA}}$. For a given AFEC, the 5% uncertainty on density measurements thus introduces an asymmetric uncertainty of -9.1% , $+11.1\%$ on SSA estimation (vertical error bars). There is a correlation between estimated and measured SSA with an r^2 of 0.71 and no significant bias indicating that SSA variations are well captured by our retrieval algorithm. This result indicates that our LAP retrieval algorithm coupled with density profile measurements can also bring a relatively accurate estimation of SSA.

The SSA measurements are obtained from NIR reflectance based on the hypothesis that the shape parameters B and g , from Eq. (4.14), are related by $\frac{B}{1-g} = 10.7$. This value is considered to be good approximation to describe all types of snow (Gallet et al., 2009; Arnaud et al., 2011; Libois et al., 2014b). However, the enhancement parameter B and the asymmetry factor g are expected to vary during snow metamorphism (Libois et al., 2013; Kokhanovsky and Zege, 2004), but their evolution is poorly documented. Libois et al. (2013) quantified the theoretical variations of B and g for different geometric shapes highlighting a high variability of these parameters. Under the constraint $\frac{B}{1-g} = 10.7$, B and g can still vary

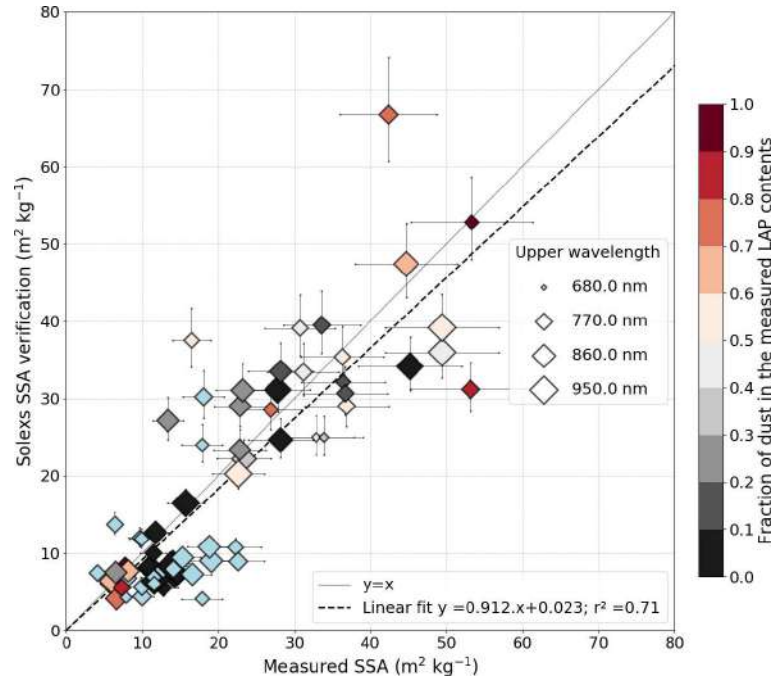


FIGURE 4.12 – Comparison between measured and estimated SSA for all the ZOIs with concomitant SSA measurement. The colour of the symbols corresponds to the proportion of LAP absorption coming from dust, and sizes are related to the upper wavelength of the AFEC estimation. Symbols are blue when chemical measurements are not available.

according to grain shape, leading to potential variations of $B(1 - g)$ affecting our retrieval method. To account for these variations we selected extreme B and g values regarding this constraint based on Fig. 1 in Libois et al. (2013). Figure 4.13 illustrates the impact of B and g variations on the retrieval of LAP concentrations. The numerical analysis shows that the relative impact of shape parameter variations on the estimation is independent of the SSA and LAP concentration values. Overall, B variations lead to -10% , $+25\%$ uncertainty on impurity estimation. The variations of g do not impact LAP retrievals since SSA is left as a free parameter in our method and can counterbalance any variation of g (see Eq. 4.14).

Uncertainties on the imaginary part of the refractive index of ice may also slightly impact our results. The values proposed by Warren et al. (2006), being lower than the one of Picard et al. (2016a) used in this study, would lead to less absorbing ice in the spectral range 400–600 nm, implying higher estimates of LAP concentrations. This would increase the bias observed in Fig. 4.10 of around $1 \text{ ng g}^{-1} \text{ eqBC}$ (estimate not shown). The impact is low regarding other sources of uncertainties and is not further explored.

4.6.4 SIP spectral information

Figure 4.14 illustrates the impact of considering only one type of LAP (BC here) instead of two in our retrieval algorithm. In a first example of ZOI (Fig. 4.14a), the absorption is dominated by BC, and both retrievals have similar performances considering dust or not. In a second ZOI (Fig. 4.14b), dust is clearly the dominant absorber and has been measured

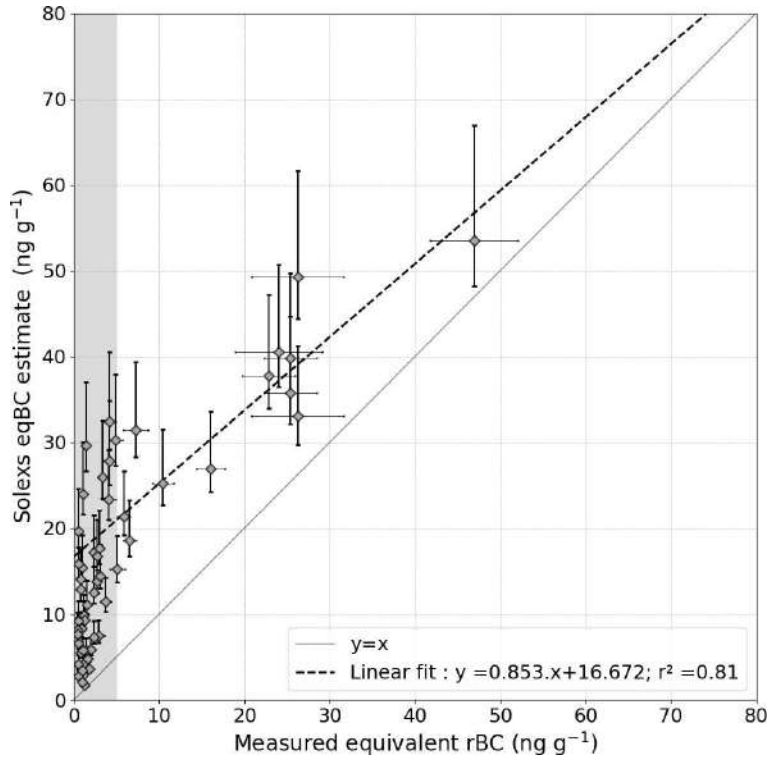


FIGURE 4.13 – Comparison between measured and estimated eqBC concentrations for all the ZOIs with concomitant LAP measurement. The grey shading corresponds to the zone below the sensitivity limit of our method (i.e. 5 ng g^{-1}). Error bars show how uncertainties on the enhancement parameter of ice B affect the LAP retrieval algorithm.

with a concentration of about $13 \mu\text{g g}^{-1}$. In this case the estimated AFEC from the retrieval algorithm does not reproduce the measured one by accounting only for BC. The presence of a different LAP type with a higher Ångström exponent, dust here, is necessary to explain the spectral signature of the AFEC in the visible.

In order to investigate if finer information on the LAP prevailing type can be retrieved, the estimated contribution of dust to the total LAP impact (η_{est} from Eq. 4.4) is shown in Fig. 4.15 and compared to the measured dust proportion over the 14 ZOIs with a measured eqrBC concentration higher than 5 ng g^{-1} . The retrieval method is sensitive to the type of LAP present in the snowpack with a low η_{est} when BC dominates (median value of 0.1) and higher values of η_{est} when dust dominates (median value of 0.6). At this stage of development, only these cases can be distinguished but not quantitative measure of the relative contribution. The estimated dust fraction is almost systematically lower than the measured dust fraction (12/14 points). This may either indicate that the relative absorption of dust versus BC used in this study could be improved or that there are systematic biases in dust or rBC measurements. However, the small number of validation points and the presence of dust in most of the ZOIs where measured eqrBC concentrations are higher than 5 ng g^{-1} make it difficult to draw a reliable conclusion, and this result has to be taken with care.

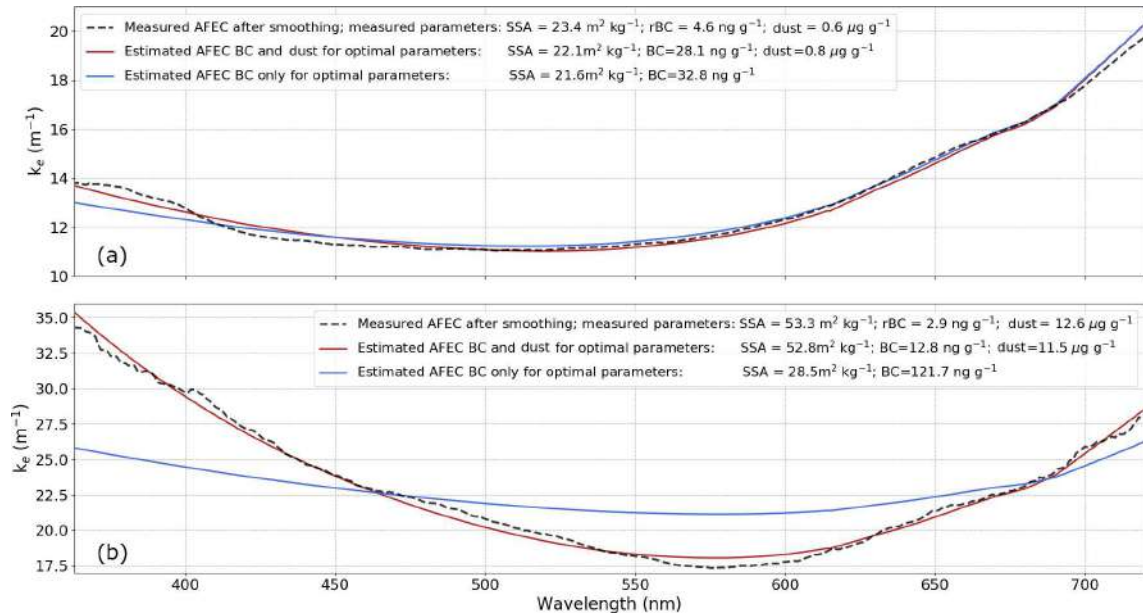


FIGURE 4.14 – AFEC measured (black dotted line) and estimated considering both dust and BC (red curves) or considering only BC (blue curves) in the retrieval algorithm. **(a)** On a ZOI located between 11 and 14 cm on the SOLEXS profile 002 measured on 23 February 2018, where LAP absorption is dominated by BC. **(b)** On a ZOI located between 33 and 36 cm on the SOLEXS profile 004 measured on 1 October 2018, where LAP absorption is dominated by dust (around $10 \mu\text{g g}^{-1}$ of dust measured).

4.6.5 Impact of liquid water

Figure 4.16 shows an example of application of our method to a ZOI containing liquid water. The estimated LAP concentration is 1 order of magnitude higher than the measured one. A similar phenomenon has been systematically observed in the 16 ZOIs in which liquid water is present, which is why they were discarded from Fig. 4.10. The measured AFEC is abnormally high between 350 and 700 nm in regard to the measured LAP concentration, causing a strong overestimation of LAP concentrations. Further investigation is needed to understand the cause, but the consequence is that information about LAPs cannot be retrieved in the presence of liquid water with our methodology.

4.7 Discussion

4.7.1 Discrepancy between measured LAP concentrations and induced absorption

Figure 4.10 shows a correlation between LAP concentrations estimated from SIP and chemically measured ones, which suggests that easy measurements of the optical impact of LAPs may be possible in the future. However, there is still a strong uncertainty and clear positive bias between impurity contents estimated from the measured AFEC and the measured

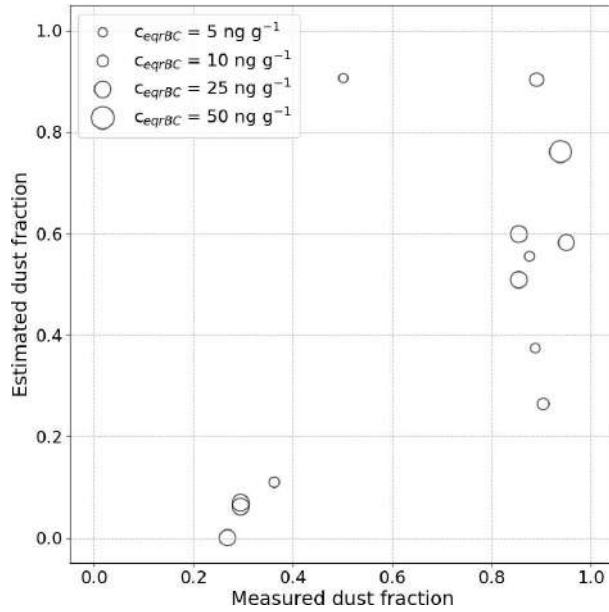


FIGURE 4.15 – Comparison between measured and estimated proportion of LAP absorption coming from dust for all the ZOIs with concomitant LAP measurements. The size of symbols corresponds to the measured eqBC concentration of the associated ZOI.

ones. Most of the uncertainties may be due to uncaught variations of LAP optical properties (Fig. 4.11) and snow physical parameters (Fig. 4.13), which is illustrated by the fact that, when subtracting the 15.7 ng g^{-1} eqBC positive bias, all measured LAP concentrations higher than 5 ng g^{-1} are within the range of uncertainty of the retrieval.

Even with the aforementioned uncertainties, the eqBC concentration retrieved in some ZOIs does not match the measurements. This suggests that for a given measured concentration of LAPs, the radiative impact induced on snow absorption is too low. We see three potential explanations for this.

- A problem in our SIP measurements cannot be excluded : the disturbance caused by the fibre rod is discussed in Sect. 4.7.3. However, France et al. (2012) also noticed that BC and humic-like substances estimated from SIP measurements were abnormally higher than the one measured at the same location during the OASIS campaign (Voisin et al., 2012). As they used a different measurement technique, the bias is probably not due to the measurement technique.
- The problem may come from chemical measurements of LAPs in snow. The bias observed here could be explained by a systematic underestimation of chemically measured LAP concentrations in snow as suggested in Schwarz et al. (2012) for BC. The particle size of BC was found to be larger in snow than in the atmosphere (Schwarz et al., 2013), which may lead to the underestimation of measured rBC concentrations because the larger sizes are not detected by the SP². This is partly accounted for in the chemical data processing but implicitly depends on having an external calibrant with a size distribution close enough to that of the actual BC in snow. The calibrant chosen here (Wendl et al., 2014) reduces the underestimation to a minimum, without excluding it totally. As for dust, our measurements present potential biases in both

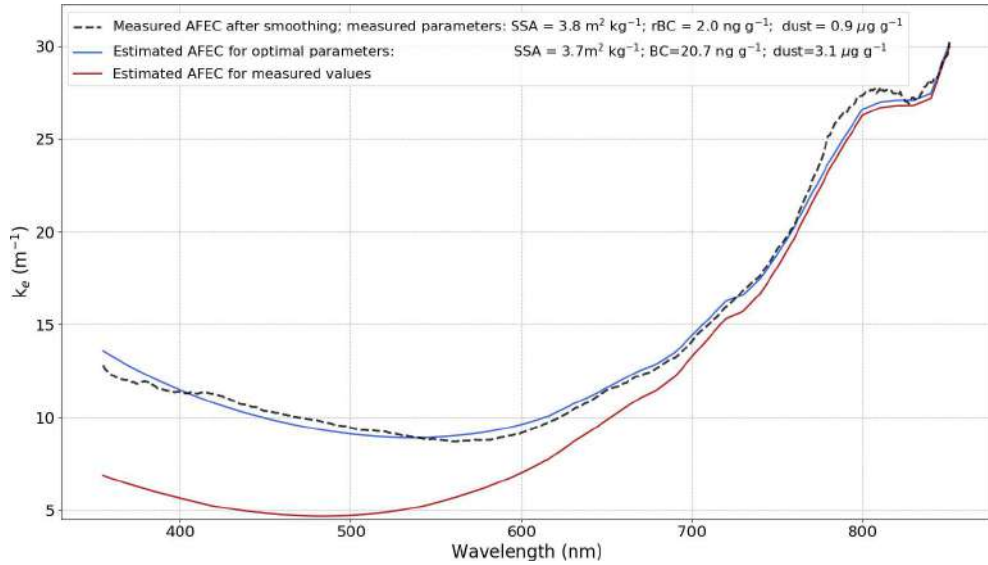


FIGURE 4.16 – AFEC computation on a ZOI containing liquid water (between 15 and 18 cm on the SOLEXS profile 002 measured on 28 March 2017). The measured AFEC after filtering (black dotted line) is compared to the AFEC modelled using optimal parameters (blue curve) and to the AFEC modelled with measured values (red curves).

directions : some sedimentation during the handling of the sample is always possible, although our protocol was designed to minimise the risk (the samples are gently shaken while waiting for analysis). In contrast, we assume that all the measured insoluble particles above $0.6 \mu\text{m}$ are light-absorbing dust, which may lead to overestimating the dust concentrations : some of the higher size particles might be non-light-absorbing dust (such as quartz or calcite). It is thus unlikely that the whole bias can be explained with this sole hypothesis.

- This suggests a third hypothesis : our LAP MAE uncertainty estimation does not span across a wide-enough range. LAP enhancement absorption when deposited in snow may be underestimated due to LAP–snow physico-chemical interactions. The absorption enhancement of LAPs is often attributed to internal mixing of LAPs in snow (e.g. Flanner et al., 2012) but might be partly due to other physical processes such as coating of LAPs in snow. This process remains poorly investigated in snow (e.g. He et al., 2014; Dong et al., 2018) despite its strong impact on LAP absorption in the atmosphere (Moffet and Prather, 2009).

4.7.2 Impact of water

Figure 4.16 reveals a strong unexplained extinction enhancement in the visible if liquid water is present. This phenomenon has been observed in all ZOIs containing liquid water. In some cases, an abnormally high extinction is also observed in the NIR part of the spectra. We propose two possible explanations. First, liquid water may enhance LAP absorption due to chemical or optical interactions, having a consequent impact on light extinction. For instance, the inclusion of externally mixed LAPs in liquid water might cause a lensing effect,

increasing consequently the MAE of the present LAPs. Mikhailov et al. (2006) suggest that soot-water drop aggregates can enhance absorption of the soot particle by a factor up to 3 compared to the sole particle. This could explain the extinction enhancement observed on the AFEC of layers containing liquid water observed in Sect. 4.6.5. Second, it might be due to an experimental problem as the hole in which the fibre is inserted is made of air. In the case of a very wet snowpack, inserting the metal rod into the snowpack may create a water lens around the rod, creating an additional air–water interface around the optic fibre. This might perturb the SIP measurement and in turn the AFEC.

Libois et al. (2013) tried to determine the value of the shape parameter B from data in the literature based on AFEC estimations with concomitant reflectance measurements. The two values of B retrieved for snowpacks containing liquid water are questionable, which may originate from the same issue observed in our study.

4.7.3 Additional sources of error in the measurements

Impact of the rod

The uncertainties affecting SIP measurements with the technique used in this study have been assessed in Picard et al. (2016a) for pristine snow. As the measurement protocol advised by their study has been strictly followed in our SIP measurements, they suggest that uncertainties are expected to be less than $1 \text{ ng g}^{-1} \text{ eqBC}$. In the study of Picard et al. (2016a) the impact of the rod is significant below 500 nanometres for extremely small amounts of LAPs (about 1 ng g^{-1}), i.e. AFEC around 5 m^{-1} . Despite the higher level of LAPs in Alpine than Antarctic snow, we also observe on our SIP measurements some non-physical behaviour at the transitions between the homogeneous layers that Picard et al. (2016a) estimated to be only possible for pristine snow. This includes for instance short zones in the profiles with increasing radiance with depth (e.g. in Fig. 4.5a around 32 cm depth). This clearly violates the radiative transfer theory for 1-D plane parallel media and might explain a part of the uncertainties of the present method, especially for low impurity contents. Figure 4.10 clearly shows that retrieval under 5 ng g^{-1} is not possible, spotlighting a strong dispersion of the LAP estimation which might be partly explained by the impact of the rod.

Presence of other LAPs

Here, we consider BC and dust to be the only absorbers present in the snowpack. The presence of other LAP types in the snowpack uncaptured by our chemical measurements might explain a part of the bias between optically retrieved and chemically measured LAP concentrations observed in this study. For instance, organic carbon (OC) may play an important role in snowpack absorption (Lin et al., 2014; Wang et al., 2019). However, the peak absorption of OC is located between 350 and 400 nm, and the impact at wavelengths higher than 400 nm is expected to be limited (Chen and Baker, 2010). It is hence expected to have a low impact on this work though more impact for photochemistry in the UV.

Spectral signature of LAPs

In addition to the uncertainty on absorption efficiency of LAPs discussed in Sect. 4.6.2, the spectral signature of LAP absorption can also vary. For BC, the absorption Ångström

exponent is around 1 and is not expected to vary significantly (Bond and Bergstrom, 2006). On the contrary, the dust Ångström exponent can vary from 2 to 5 depending on the source and size distribution of dust (e.g. Caponi et al., 2017) and is assumed to be 4.1 in the present study (Libyan dust). Considering a different Ångström exponent for dust would not impact significantly the eqBC retrieval but would modify the partition of LAP impact between dust and BC.

4.8 Conclusion

This paper presents a unique dataset including two seasons of near-weekly surveys of snow physical properties (SSA, density) associated with measurements of spectral irradiance profiles (SIPs). The asymptotic flux extinction coefficient (AFEC) is estimated from SIP measurement in homogeneous layers of the snowpack in the visible and NIR. In each layer, we determine the optimal LAP concentration explaining the measured spectral AFEC using the asymptotic approximation of the radiative transfer theory (AART; Kokhanovsky and Zege, 2004). Through a comparison of these optimal LAP concentrations with chemical LAP measurements, we demonstrate that valuable information on properties of LAPs in snow can be estimated from SIP measurements.

For the first time, we compare the spectral signal of LAPs with snow extinction and chemical analyses of LAP concentrations. For now, the limit of sensitivity of our method is around 5 ng g^{-1} , and smaller concentrations cannot be detected. For higher concentrations, we highlight a correlation between estimated eqBC concentrations and measured ones ($r^2 = 0.81$). We also demonstrate that the spectral information of LAPs can be retrieved from SIP measurements. It is possible to determine the prevailing type of LAPs present in a layer based on its spectral signature. However, the reliability of this method is relatively poor for now. Our results suggest that LAP absorption is enhanced in layers containing liquid water, where our method does not apply. This might come from the formation of LAP–water aggregates as described in Mikhailov et al. (2006) or from a measurement artefact. The method proposed also gives valuable information on snow physical properties which are left as a free parameter. We verify that the estimated snow properties are consistent with measurements, demonstrating a good correlation between estimated SSA and in situ SSA measured by NIR reflectometry ($R^2 = 0.71$).

This study is a promising first step to easily determine vertical profiles of LAP concentrations within the snowpack. However, the accuracy of our retrieval method is low and a marked positive bias of around 16 ng g^{-1} eqBC is observed. The low accuracy is not surprising given the strong uncertainties of LAP absorption efficiency and of snow physical parameters in the modelling. Nevertheless, the cause of the bias cannot be explained assuming reasonable uncertainties in the modelling parameters. The potential causes of the bias discussed raise different issues: SIP measurement uncertainties, chemical measurement uncertainties, or underestimation of LAPs in snow absorption enhancement due to interactions between LAPs and snow. The bias between LAP radiative impact and chemical measurements is challenging to address owing to several reasons. Firstly, chemical measurements in snow are time consuming and are affected by many uncertainties such as the dependence on the size distribution of the particles or the nebulisation biases. Secondly, LAP optical properties in snow are highly variable and their evolution is poorly understood. The mixing state, the coating or the presence of liquid water affect the absorption efficiency of LAPs and need to

be further investigated. Thirdly, uncertainties on snow microstructure introduce high uncertainties in the retrieval method. Using Monte Carlo ray tracing on real micro-tomography snow samples might be a way to better understand these parameters along with snow metamorphism (Kaempfer et al., 2007). Any advances on one of these points are expected to lower the uncertainties affecting LAP absorption efficiency in snow and in turn the method presented here. As SIP measurements are much faster than manually collecting profiles of chemical measurements, our method could be attractive as an alternative to extract vertically resolved information on LAP concentrations in snow.

Code and data availability The datasets analysed during this study and the code used to produce the figures are available from the corresponding author on request.

4.9 Summary of the acronyms

Acronym	Full name
SIP	Spectral irradiance profile
LAP	Light-absorbing particle
AFEC	Asymptotic flux extinction coefficient
SSA	Specific surface area
MAE	Mass absorption efficiency
ZOI	Zone of interest
BC	Black carbon
rBC	Refractory black carbon
eqBC	Equivalent black carbon
eqrBC	Equivalent refractory black carbon
NIR	Near infrared

Author contribution FT led the study and was in charge of the field measurement campaign over the two seasons. FT along with MD and GP performed the major part of the data analysis. LA and GP developed the SOLEXS instrument and the code library to process the measured spectral irradiance profile data. DV supervised the chemical measurement analysis. ML, FL and JR contributed significantly to the field data acquisition. All authors contributed to the manuscript.

Conflict of interest The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgement CNRM/CEN and IGE are part of Labex OSUG@2020 (investissement d'avenir – ANR10 LABX56). This study was supported by the ANR programs 1-JS56-005-01 MONISNOW and ANR-16-CE01-0006 EBONI; the INSR/LEFE projects BON and ASSURANCE; and the Ecole Doctorale SDU2E of Toulouse. This research was at least partially supported by Lautaret Garden – UMS 3370 (Univ. Grenoble Alpes, CNRS, SAJF, 38000 Grenoble, France), member of AnaEE France (ANR-11-INBS-0001AnaEE-Services, Investissements d'Avenir frame) and of the eLTER European network (Univ. Grenoble Alpes, CNRS, LTSER Zone Atelier Alpes, 38000 Grenoble, France). The authors are grateful to LISA and PSI for chemical analysis of snow samples presented in this study. Jesus Revuelto is supported by a Post-doctoral Fellowship of the AXA research fund (ref. CNRM 3.2.01/17). The authors would like to thank the editor, the reviewers and the typesetter for their precious help in improving our manuscript. The authors are also very grateful to all the people that helped perform the field measurements and chemical analyses : Bertrand Cluzet, Ines Ollivier, Clement Delcourt, Paul Billecocq, Natasha Bradford, Anthony Vella, Vincent Lucaire, François Besson, Matthieu Vernay, Frederic Flin, Céline Vargel and Mark Flanner. Finally, special thanks to Jacques Roulle for his commitment to fixing the field instruments, his help in the field, and his precious insight.

Financial support This research has been supported by the ANR (grant nos. ANR-16-CE01-0006 EBONI and 1-JS56-005-01 MONISNOW).

Review statement This paper was edited by Mark Flanner and reviewed by two anonymous referees.

Chapitre 5

Impact des impuretés au Col du Lautaret

Sommaire

5.1	Résumé étendu	139
5.2	Abstract	144
5.3	Introduction	145
5.4	Materials	148
5.4.1	Study site	148
5.4.2	Snow spectral albedo measurements	149
5.4.3	Snowpit measurements	149
5.4.4	Ensemble snowpack simulations	150
5.5	Methods	152
5.5.1	Radiative transfer modeling	152
5.5.2	LAP and SSA estimation from spectral albedo	152
5.5.3	LAP concentration terminology	153
5.5.4	Handling of the ensemble simulation	154
5.6	Results	155
5.6.1	Two contrasted snow seasons	155
5.6.2	Measured near-surface properties	156
5.6.3	Ensemble simulations	159
5.6.4	LAP radiative impacts and consequence on melt	161
5.6.5	Apportionment between BC and dust impacts	162
5.7	Discussion	163
5.7.1	On chemical measurements in snow	163
5.7.2	Discrepancies between optical and chemical measurements	163
5.7.3	On the impact of LAP	164
5.8	Conclusion	165
5.9	Summary of the acronyms	168
5.10	Informations supplémentaires	169
5.10.1	Nouveaux développements du modèle	169
5.10.2	Simulations supplémentaires	170

5.1 Résumé étendu

Dans les Alpes, des analyses de carottes collectées sur des glaciers ont montré l'importance de deux types d'impuretés absorbantes dans le manteau neigeux : le carbone suie et les poussières minérales (e.g. De Angelis and Gaudichet, 1991; Thevenon et al., 2009; Gabbi et al., 2015). Ces études, portant sur des sites de très haute altitude (souvent > 4000 m), apportent une vision historique des dépôts en impuretés dans les Alpes avec une information sur le cumul de dépôts saisonnier. De Angelis and Gaudichet (1991) a par exemple souligné une augmentation des dépôts de poussières minérales entre 1955 et 1985. Une augmentation des dépôts de carbone suie entre 1850 et 1950 avec l'ère industrielle a aussi été mise par l'analyse de telles carottes (Thevenon et al., 2009; Jenk et al., 2006). Cette augmentation de dépôt de carbone suie sur les glaciers alpins est avancée comme une cause de la fin du petit âge glaciaire (Painter et al., 2013a).

Cependant, peu de données sont disponibles sur l'évolution et les impacts des impuretés absorbantes dans les manteaux neigeux saisonniers alpins. Les études de Di Mauro et al. (2019, 2015) présentent chacune une journée de mesure de concentration en poussières minérales après des dépôts importants. L'étude de Dumont et al. (2017) présente un suivi de deux mois de l'impact des impuretés absorbantes au col de Porte basé sur des mesures d'albédo¹. La récente revue de Skiles et al. (2018) met l'accent sur l'importance de mesurer la variabilité des concentrations en impuretés dans les régions enneigées à l'échelle globale afin de caractériser le forçage radiatif des impuretés. Une telle caractérisation dans les Alpes fait, à ce jour, défaut.

La présente étude exploite le jeu de données collecté au site principal du Col du Lautaret, le site FluxAlp (Chapitre 3), et se propose de répondre à deux questions scientifiques :

1. Quelle est la concentration en différents types d'impuretés absorbantes en surface au manteau neigeux du Col du Lautaret et comment évolue-t-elle au cours des deux saisons 2016-2017 et 2017-2018 ?
2. Quel est l'impact de ces impuretés absorbantes sur le manteau neigeux sur cette même période ?

Ces deux hivers ont été particulièrement contrastés, tant en terme de conditions météorologiques que de dépôt d'impuretés. La première année est caractérisée par un faible cumul de précipitations neigeuses sans dépôt majeur de poussières minérales sahariennes tandis que la seconde année présente un cumul de neige plus important et un fort dépôt de poussières minérales début avril. Deux saisons de mesures quasi-hebdomadaires ont été effectuées comprenant : des profils de concentration en poussières minérales, en carbone suie et en carbone organique ainsi que des profils de propriétés physiques du manteau neigeux et des albédos spectraux manuels et automatiques.

Pour répondre à la première question, nous nous intéressons aux propriétés physico-chimiques de surface du manteau neigeux que nous comparons avec les mesures d'albédo spectraux. Dans un premier temps, les concentrations en impuretés absorbantes et les SSA de surface du manteau neigeux sont estimées à partir des mesures d'albédo spectraux (Dumont et al., 2017). La Figure 5.1 présente une comparaison de ces informations retrouvées des mesures d'albédo avec les mesures effectuées dans les puits de neige. Concernant les impuretés absorbantes, les informations retrouvées à partir des albédos spectraux sont comparés à deux

1. Ce jeu de données est ré-utilisé au Chapitre 2 de ce manuscrit

types de mesures chimiques de BC (EC et rBC). Les concentrations sont présentées comme du BC équivalent (eqBC) c'est-à-dire la concentration équivalente de BC qui entraînerait la même absorption d'énergie que poussières minérales + BC (poussières minérales + EC et poussières minérales + rBC pour les mesures). Les résultats et discussions issues de cette analyse sont les suivants :

- Les concentrations de surface sont plus importantes lors de la deuxième saison que lors de la première. Ceci est en partie expliqué par un fort dépôt de poussières minérales sahariennes qui a eu lieu début avril 2018.
- Les concentrations en carbone suie mesurées par les différentes mesures chimiques ne concordent pas. Les mesures de rBC sont en moyenne 10 fois moins élevées que les mesures de EC dans la même couche (avec des ratios EC/rBC variant entre 0.5 et 30). Des différences entre les diverses mesures de carbone suie ne sont pas inattendues. En effet, ce problème a déjà été rencontré dans les sciences de l'atmosphère pour les mesures de carbone suie dans l'air (e.g. Watson, 2005; Petzold et al., 2013). De plus, dans la neige, certains processus viennent ajouter un degré de complexité supplémentaire au problème (e.g. Schwarz et al., 2012, 2013). Les différences dans la neige s'en trouvent accrues ce qui a déjà été observé par le passé (e.g. Mori et al., 2019; Doherty et al., 2016; Lim et al., 2014). Il s'avère donc nécessaire d'établir un consensus sur la façon de mesurer le carbone suie dans la neige ou d'homogénéiser les différents types de mesures. D'autant plus que relier ces différentes mesures à leur impact sur les propriétés radiatives de la neige est un point crucial pour la modélisation du transfert radiatif.
- Les concentrations retrouvées par les méthode optiques sont bien corrélées ($r^2 \approx 0.8$) aux mesures chimiques de eqrBC (rBC + poussières minérales) et de eqEC (EC + poussières minérales). Cependant, les concentrations retrouvées depuis l'impact sur l'albédo sont supérieures aux mesures chimiques de eqrBC (rBC+poussières minérales). Ces résultats confirment ce qui a été observé au Chapitre 4. L'écart est moins marqué pour les mesures de eqEC (EC + poussières minérales) pour lesquelles le biais devient négligeable. Les valeurs d'efficacité massique d'absorption utilisées dans notre étude ($11.25 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$) paraissent plus adaptées aux mesures d'EC que de rBC. Il paraît urgent de déterminer une efficacité massique d'absorption de BC adaptée à chaque type de mesure tant que les divergences entre mesures d'EC et de rBC ne sont pas comprises.

Quelque soit le type de mesure de BC utilisé, un biais persiste entre chimie et impact radiatif en fin de saison. A ces périodes, l'impact des impuretés est dominé par les poussières minérales ce qui suggère un problème supplémentaire dans les hypothèses faites sur l'absorption des poussières minérales (e.g. Caponi et al., 2017) ou sur la mesures de leurs concentrations. Une étude des incertitudes des mesures de concentration en poussières minérales dans la neige par compteur Coulter manque à l'état de l'art et le peu de littérature sur le sujet suggère des différences importantes avec d'autres méthodes (Di Mauro et al., 2019).

- Les SSA de surface sont généralement plus élevées lors de la seconde saison que lors de la première. Ceci s'explique par les plus nombreuses chutes de neige sèche et les plus faibles températures lors de la seconde année. Les mesures de SSA de surface effectuées dans le puits sont en bon accord avec les mesures manuelles d'albédo ($r^2 \approx 0.8$) mais en moins bon accord avec les mesures automatiques d'albédo ($r^2 \approx 0.6$). Ceci

peut être expliqué par le fait que les mesures manuelles étaient effectuées à l’endroit exact des mesures de puits tandis que l’albédomètre automatique se trouvait sur la station météorologique à environ 10 m.

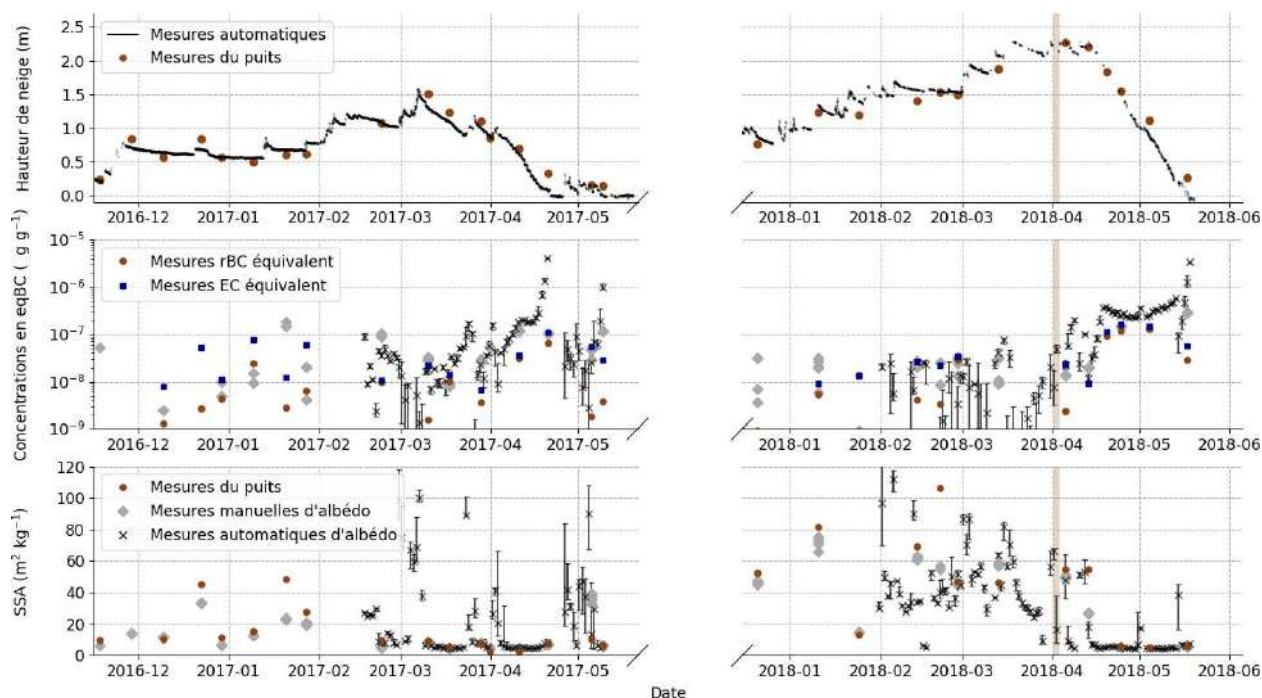


FIGURE 5.1 – Mesures collectées au Col du Lautaret pendant les deux saisons 2016-2017 et 2017-2018. En haut : Mesures manuelles (points marron) et automatiques (lignes noires) de hauteur de neige. Au milieu : Concentrations de BC équivalent en surface mesuré par méthodes chimiques (eqrBC en marron et eqEC en bleu) et estimées des mesures d’albédo spectraux manuelles (losange gris) et automatiques (en noir). En bas : SSA de surface mesurées dans le puits (points marrons) et estimées des mesures d’albédo spectraux manuelles (losange gris) et automatiques (en noir). Pour les mesures automatiques d’albédo, le point correspond à la médiane journalière et les barres d’erreurs au premier et troisième quartile des variations journalières.

Pour répondre à la seconde question, des simulations du manteau neigeux sont réalisées en utilisant le modèle de manteau neigeux Crocus. Les incertitudes des modèles de manteau neigeux sont importantes (e.g. Krinner et al., 2018), et peuvent fortement impacter les conclusions tirées sur les impacts des impuretés absorbantes (Dumont et al., In prep; Skiles and Painter, 2019). Pour représenter ces erreurs de modélisation, la version ensembliste du modèle Crocus (ESCROC, Lafaysse et al., 2017) a été utilisée. ESCROC permet de lancer simultanément plusieurs simulations du modèle Crocus, implémentant différentes paramétrisations des processus physiques afin de prendre en compte les incertitudes du modèle de manteau neigeux. Chacune des simulations de l’ensemble ESCROC est appelée un membre. Dans notre cas, le forçage de chaque membre vient des données météorologiques in-situ de la station FluxAlp ainsi que des flux de dépôts d’impuretés absorbantes issues du modèle de chimie-aérosol ALADIN-Climate (Nabat et al., 2015). Deux simulations d’ensemble composées des mêmes 35 membres sont réalisées : la première prend en compte les

dépôts d'impuretés absorbantes (ensemble impur) tandis que la seconde est effectuée sans aucun dépôts d'impuretés absorbantes (ensemble pur). La comparaison entre ces deux simulations fournit une estimation de l'impact des impuretés absorbantes et de l'incertitude de modélisation associée.

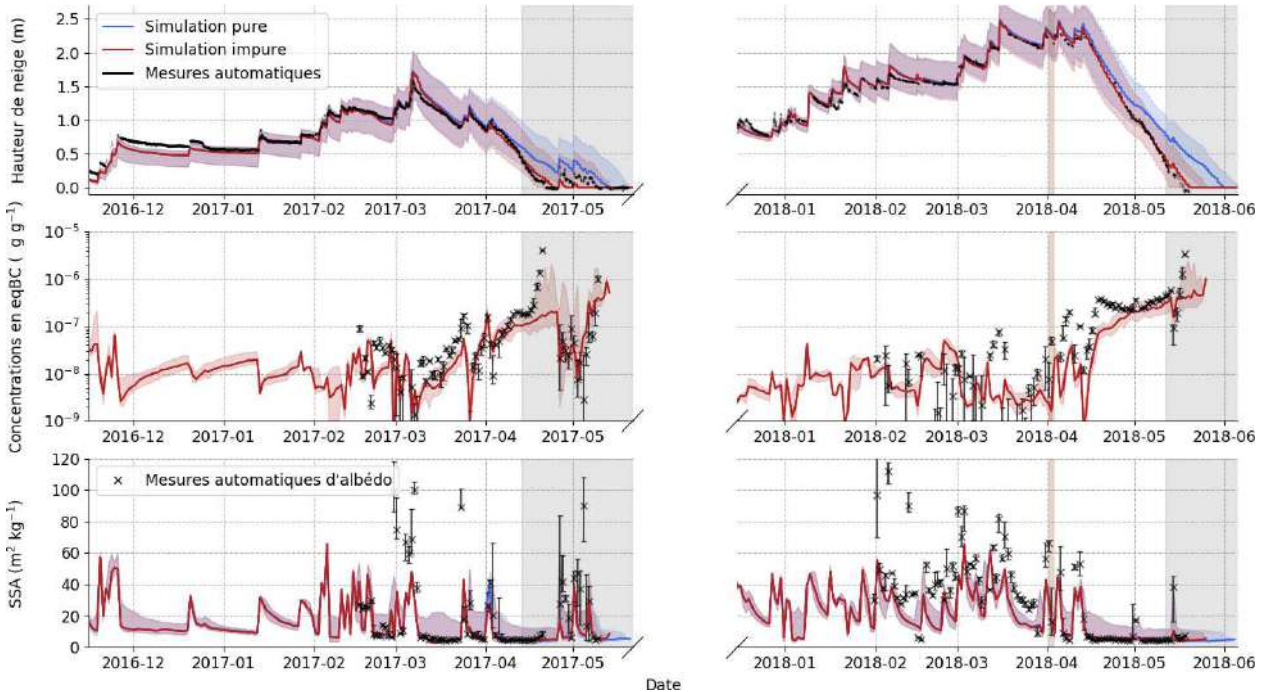


FIGURE 5.2 – Mesure et simulation des propriétés du manteau neigeux au Col du Lautaret. L'ensemble bleu correspond à une simulation sans impureté tandis que l'ensemble rouge prend en compte les impuretés. Pour chaque propriété simulée, la ligne en trait plein correspond à la médiane de l'ensemble et les valeurs de tout l'ensemble sont grisées de la couleur correspondante. En haut : Hauteur de neige mesurée par la station FluxAlp (noir) et simulée avec et sans impureté. Au milieu : Concentration de surface en équivalent BC retrouvées des mesures automatiques d'albédo (noir) et simulées. En bas : SSA de surface retrouvées des mesures automatiques d'albédo (noir) et simulées.

La Figure 5.2 présente la comparaison de ces simulations aux mesures d'albédo automatiques et voici les principaux résultats tirés de la modélisation :

- Les concentrations médianes en impuretés absorbantes de surface modélisées sont bien corrélées avec les mesures et présentent un faible biais négatif. Les valeurs maximales de l'ensemble correspondent aux mesures. Ceci signifie que sur les deux années considérées et pour notre site d'étude du Col du Lautaret, les flux de dépôts d'impuretés fournis par le modèle ALADIN-Climate sont appropriés à la simulation des réflectances de surface dans le visible. Si ces résultats sont étendues à une zone d'étude plus large, ceci marque une avancée significative vers l'assimilation à grande échelle de réflectances satellitaires dans des modèles de manteau neigeux détaillés (Cluzet et al., in review).
- Les SSA de surface modélisées sont en bon accord avec les mesures pour les faibles SSA ($<15 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$) mais le modèle sous-estime les SSA plus élevées. Le bon accord pour

les faibles SSA est en contradiction avec les conclusions du Chapitre 2 et de l'étude de Dumont et al. (In prep). Le biais pour les SSA plus élevées vient probablement de la paramétrisation de la neige fraîche de Crocus qui ne peut pas dépasser $65 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ alors que des valeurs supérieures à $100 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ ont été mesurées.

- Le forçage radiatif des impuretés absorbantes est plus important en fin de saison de par l'accumulation des impuretés en surface (e.g. Sterle et al., 2013) et l'augmentation du rayonnement solaire incident. En raison du dépôt majeur de sable saharien la seconde année et de la fonte plus tardive du manteau, le forçage radiatif est supérieur pour la seconde année que pour la première (d'un facteur 1.33). Les valeurs extrêmes de forçages radiatifs journaliers et instantanés, obtenues lors de la seconde saison ($\approx 50 \text{ W m}^{-2}$ et 210 W m^{-2} respectivement), sont en accord avec les valeurs trouvées dans la littérature (Skiles et al., 2018).
- L'impact sur l'avancement de la date de fonte est de 10 ± 5 et 11 ± 1 jours pour la première et la seconde année respectivement. En dépit du plus fort impact radiatif des impuretés durant la seconde année, l'impact médian sur la fonte est presque similaire. Les valeurs les plus fortes sont même obtenues pour la première année avec 20 jours pour certains membres. Ceci est, en fait, dû à une chute de neige à la fin de la première saison qui ne tient pas forcément sur le sol selon la configuration du modèle. Cela souligne l'importance à la fois de prendre en compte les interactions impuretés/manteau neigeux et les incertitudes du modèle de manteau neigeux, notamment celles associées aux interactions avec le sol.
- Enfin, sur les deux saisons, l'impact indirect des impuretés absorbantes est quasi-nul (-1% pour la première saison et $+1\%$ pour la seconde saison). Cette inefficacité du forçage radiatif indirect des impuretés absorbantes est attribué aux conditions météorologiques. Le manteau neigeux présente rarement de fortes SSA en même temps que des forts contenus en impuretés. L'impact des impuretés sur la métamorphisme est donc limité. Cette différence avec les précédentes études sur le sujet (Tuzet et al., 2017; Skiles and Painter, 2019) souligne l'importance de prendre en compte explicitement ce phénomène pour capturer et mieux comprendre les raisons de sa variabilité.

Cette étude suggère que l'impact des impuretés absorbantes est fortement dépendant des conditions météorologiques et ne peut pas être seulement relié à la concentration en surface. Cela confirme que les interactions entre impuretés absorbantes et manteau neigeux ne sont pas facilement approximables, d'où la nécessité d'une représentation explicite de leurs impacts direct et indirects.

Citation :

Tuzet F., Dumont M., Picard G, Voisin D, Nabat P, Lamare M, Lafaysse M, Larue F, Revuelto J and Arnaud L. 2019. 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). Soumis prochainement à The Cryosphere. In prep.

Contribution de l'auteur :

Le travail présenté dans cet article a été possible grâce à la participation de tous les co-auteurs. Une contribution de chaque auteur peut être trouvée dans l'article et voici mes contributions personnelles :

- Direction de la campagne de mesure pendant laquelle ont été acquises les données (voire Chapitre 3).
 - Tri et analyse des données terrain.
 - Ajout de la prise en compte des poussières minérales dans l'algorithme d'estimation de la SSA et du contenu en impuretés à partir des mesures spectrales d'albédo de Dumont et al. (2017).
 - Réalisation des simulations d'ensemble du modèle Crocus et constitution des forçages météorologique.
 - Analyse de ces simulations.
 - Rédaction de l'article.
-

5.2 Abstract

Light-absorbing particles (LAPs) in snow are a potent driver of its radiative budget. When present near the surface, they cause a decrease in shortwave albedo, impacting the surface energy budget. Quantifying precisely the impacts of LAPs is of crucial importance for understanding snowmelt dynamics and quantifying snow albedo feedback in detail. However, our understanding of the impacts of LAPs is limited by the scarcity of dedicated datasets, as well as the few models able to represent the interactions between LAPs and snow metamorphism. Here, we present a unique dataset collected near the Col du Lautaret site (2058 m a.s.l.; French Alps) for the two snow seasons 2016–2017 and 2017–2018. This dataset is a compound of spectral albedo measurements (manual and automated) and vertical profiles of snow SSA, density, and concentrations of refractive Black Carbon, Elemental Carbon and mineral dust. The spectral albedo are first processed to estimate near surface SSA and absorption equivalent LAP concentrations near the surface of the snowpack. These properties are then compared to chemical measurements of dust and BC concentrations as well as to snowpits SSA measurements using near-infrared reflectometry. Our dataset highlights a problem between the different types of BC concentration measurements with EC concentrations being one order of magnitude higher than rBC measurements. In view of LAP absorption inferred from albedo measurements, the Mass Absorption Efficiency (MAE)

of BC used in our study (11.25 g m^{-2} at 550 nm) is more appropriate for EC measurements than for rBC. Ensemble snowpack simulations of ESCROC – the multi-physics version of the detailed snowpack model Crocus – forced with in-situ meteorological data, dust, and BC deposition fluxes from the ALADIN-Climate atmospheric model are then performed. The results of these simulations are compared to the near-surface properties estimated from automatic albedo measurements, showing that the temporal variations of near-surface LAP concentration and SSA are well simulated. The impact of dust and BC on our simulations is estimated by comparing this ensemble to the same ensemble without LAPs. The seasonal radiative forcing of LAP is 1.33 times higher for the 2017–2018 snow season, highlighting a strong inter-annual variability. However the impact of LAPs on the timing of final melt-out is similar with 10 ± 5 and 11 ± 1 days for the first and the second snow seasons respectively. Finally, the indirect impact of LAPs (i.e. the enhancement of energy absorption due to acceleration of the metamorphism by LAPs) is negligible for the two years considered here, contrary to what was previously found for other sites. This is attributed to the meteorological conditions of the two observed snow seasons. Our results highlight the sensitivity of the impacts of LAPs to meteorological conditions and the necessity to account for modelling uncertainties when quantifying this impact.

5.3 Introduction

Light-absorbing particles (LAPs) such as black carbon (BC) or mineral dust (hereinafter referred to as dust) are important drivers of snow albedo (Warren and Wiscombe, 1980). Indeed, LAPs enhance solar energy absorption in the visible (direct impact), triggering changes in snow properties that further decrease albedo (indirect impacts; e.g. Hansen and Nazarenko, 2004; Painter et al., 2007a; Skiles and Painter, 2019). As a consequence, LAPs have a strong effect on snowpack evolution and melt at global and local scales. Since LAPs are present in snow-covered regions worldwide they have been shown to be a potent climate forcing parameter (Flanner et al., 2007). However, the impact of LAPs varies widely at the regional scale and a recent review (Skiles et al., 2018) recommends to expand local-scale LAP observations. In some regions, intensive field campaigns dedicated to LAPs in snow have already been conducted, providing a good characterisation of local or regional LAP impact (e.g. Doherty et al. (2010) in the Arctic or Skiles et al. (2012); Painter et al. (2012) in the Rocky Mountains; US). For instance, dust deposition in the Rocky Mountains (USA) has been shown to shorten the presence of snow cover by up to 51 days (Skiles et al., 2012).

In the European Alps the only pluri-annual records of LAP concentration are provided by ice-cores for high altitude sites located mostly above 4000 m. In the 1980's, the analysis of ice cores from several alpine glaciers showed the importance of Saharan dust and BC in this region (De Angelis and Gaudichet, 1991; Thevenon et al., 2009). Over the last century, LAP radiative forcing (RF; i.e the enhancement of shortwave radiation absorption caused by LAPs) has been estimated to 3.2 W m^{-2} due to BC and 0.6 W m^{-2} due to dust (Gabbi et al., 2015). De Angelis and Gaudichet (1991) show an increasing trend in Saharan dust deposition on glaciers in the French Alps between 1955 and 1985. The increase of extreme Saharan dust deposition events has also recently been confirmed and partly attributed to the Arctic amplification of global warming (Varga et al., 2019). Other ice-core analyses in the Alps point out the increase of BC concentration from 1850-1870 to the middle of the 20th century owing to industrialisation (Thevenon et al., 2009; Jenk et al., 2006). This BC

increase has been hypothesised as a cause of the end of the Little Ice Age in the Alps (Painter et al., 2013a).

Measurements of LAP concentration in seasonal snow in the European Alps are scarcer than long term measurements from ice-cores. Such measurements are however essential to gather information about the seasonal evolution of LAPs at lower altitudes. Di Mauro et al. (2015) report detailed measurements of dust concentrations using both a particle counter and gravimetry techniques, but only for a single day. A similar dataset is presented in Di Mauro et al. (2019) with one day of dust measurements after a strong deposition event. The longest monitoring program of LAP concentration in this region is presented by Dumont et al. (2017) and covers two months at the end of a snow season at a low altitude site. To our knowledge, no intensive LAP monitoring survey has been conducted on seasonal snow in the Alps.

There are mainly two experimental approaches to determine the radiative impact of LAPs in snow. On the one hand, several types of chemical measurement techniques have been developed to estimate the concentration of different LAP species in snow. Once the concentration determined, it can be related to LAP absorption under an assumption of its mass absorption efficiency (MAE), i.e. the absorption efficiency of the LAP by unit of mass (g m^{-1}). On the other hand, considering the numerous issues associated with the chemical measurements, an alternative approach to study the radiative impact of LAP in snow consists to exploit spectral measurements of snow reflectance. Both these approaches are described hereafter.

Chemically determining BC concentration in the atmosphere has been a major concern over the past decades (e.g. Bond and Bergstrom, 2006) and revealed to be a difficult task. Different measurement techniques have been developed to measure the different properties of BC aerosols, but no consensus has been obtained (Petzold et al., 2013, e.g.). For this reason, Petzold et al. (2013) defined a specific terminology for reporting BC measurements in the literature, where refractory Black Carbon (rBC) refer to BC measured by laser-induced incandescence (e.g.; Schwarz et al., 2008), Elemental Carbon (EC) by methods based on evolved carbon (e.g. Zanatta et al., 2016) and equivalent Black Carbon (eBC) to methods based on light absorption (e.g. Bond et al., 1999). Strong discrepancies between these different methods and between different protocols of each methods are observed. Watson (2005) presents a review of many inter-comparisons of BC measurements techniques highlighting up to 7-fold differences, inducing 1 order of magnitude uncertainty on MAE estimation. Moreover, measurement techniques of BC concentrations used for the atmosphere may not be directly transferable to snow. For instance, BC size distribution is suspected to be shifted towards bigger particles in snow compared to that in the atmosphere (e.g. Lim et al., 2014; Schwarz et al., 2013) and additional measurements uncertainties due to the liquid state of the samples are expected (e.g. : nebulisation biases Schwarz et al., 2012).

Dust concentrations can also be measured with various chemical techniques, for instance using particles counters (e.g. : Coulter counter Delmonte et al., 2004), by gravimetry (e.g. Di Mauro et al., 2015) or based on dust mineralogical properties (e.g. De Angelis and Gaudichet, 1991). As the attention paid to dust has been hitherto lower than on BC, knowledge of uncertainties of dust concentration measurements in snow is incomplete.

The absorption caused by LAPs can also be inferred from optical measurements thanks to the differences between the spectral features of LAP and ice absorption spectra. The retrieved absorption can then be used in two ways. First, by assuming an incoming radiation, it is possible to deduce the RF of LAP from spectral reflectance measurements (e.g. : Painter

et al., 2007a; Skiles et al., 2012). Second, an assumption on the MAE of LAPs enables to estimate an Absorption Equivalent Concentration (AEC) from spectral albedo measurements, i.e. the LAP concentration that would cause the same absorption as observed in albedo measurements. These methods often rely on spectral band ratios (e.g. Kokhanovsky et al., 2018) or on a radiative transfer model including the impact of LAP. For instance Dumont et al. (2017) derive temporal series of near-surface AEC from automated spectral albedo measurements. Similar methods have also been applied to UAVs (e.g. Di Mauro et al., 2015) or satellite reflectance (e.g. Kokhanovsky et al., 2019; Dumont et al., In prep). Recently, a method has been proposed to estimate AEC of homogeneous snow layers in depth from spectral irradiance profiles (Tuzet et al., 2019).

The RF of LAPs can also be computed by model-based approaches, by simulating snow albedo with and without LAPs using measured or simulated LAP concentrations (e.g. Dumont et al., In prep). A wide variety of snow radiative transfer models accounting for the impact of LAPs, allow such calculations (e.g. Warren and Wiscombe, 1980; Stannnes et al., 1988; Flanner and Zender, 2005; Flanner et al., 2007; Aoki et al., 2011; Libois et al., 2013). The computation of the direct RF of LAPs only requires a snow radiative transfer model. In contrast, to estimate the indirect RF of LAPs – which account for the albedo feedbacks, i.e. the interaction between LAP impacts and snow metamorphism – it is necessary to couple a radiative transfer model and a snowpack model that accounts for snow metamorphism. Tuzet et al. (2017) introduced an explicit representation of LAP deposition and evolution in Crocus detailed snowpack model (Brun et al., 1989; Vionnet et al., 2012). Together with the full coupling between Crocus and the Two-stream Analytical Radiative TransfER in Snow model (TARTES, Libois et al., 2013), these developments make it possible to quantify the indirect impact of LAPs. Skiles and Painter (2019) similarly coupled the snowpack evolution model SNOWPACK (Lehning et al., 2002) and the radiative transfer model SNICAR (SNOW, Ice and Aerosol Radiation model; (Flanner and Zender, 2005)). In their study, the deposition of LAPs was not modelled and the concentrations in the snowpack were prescribed from measurements. This approach can hence not be used, as it is, in regions where measurements are unavailable.

Detailed snowpack models are affected by many sources of uncertainties (e.g. Krinner et al., 2018) which can significantly vary the conclusions drawn on the impacts of LAPs Dumont et al. (e.g. In prep). For instance, Skiles and Painter (2019) demonstrated that the estimated shortening of the snow season caused by LAPs varies from 30 to 49 days depending on the snowpack model used. A multi-physics ensemble modelling framework has been developed for Crocus (Essery et al., 2013; Lafaysse et al., 2017) to represent its modelling uncertainties. This framework has been recently used to assess the uncertainties associated with the quantification of the LAP impacts (Dumont et al., In prep), showing a strong dependence of the estimated impact on modelling uncertainties.

This study aims to answer two scientific questions :

1. **What are the concentrations of different types of LAPs near the surface of the snowpack at the Col du Lautaret (2058m a.s.l, French Alps) study site and how do they evolve over the 2016–2017 and 2017–2018 winter seasons ?**
2. **What is the impact of these LAPs on the snowpack over the same period ?**

To answer the first question, two years of near-weekly measurements were performed at the Col du Lautaret study site. This unique dataset, presented in Section 5.4, covers 30

days during the 2016–2017 and 2017–2018 seasons. The spectral albedo measurements are first processed to estimate snowpack near-surface SSA and AEC as described in Section 5.5. These data are then compared to physico-chemical measurements performed in snowpits. Then, to address the second question, the impact of LAPs on snowpack evolution is then computed using ensemble simulations with the multiphysics version of Crocus model (ES-CROC; Lafaysse et al., 2017). Two ensemble simulations accounting or not for the impact of LAP are run and compared to each other, to estimate the impact of LAP on snowpack evolution and the associated uncertainty. The results of our analysis are presented (Section 5.6 and discussed (Section 5.7) before a short conclusion (Section 5.8).

5.4 Materials

5.4.1 Study site

Measurements were collected over 30 days during the two winter seasons 2016–2017 and 2017–2018 at the Col du Lautaret site ($45^{\circ}02'28.7''\text{N}$, $6^{\circ}24'38.0''\text{E}$) around 2100 m a.s.l. in the French Alps (Figure 5.3). This site was chosen due to its accessibility during the winter season and for remote sensing validation purposes (Lamare et al., In prep). Overall, the dataset includes :

- Automated and manual spectral albedo measurements
- Snow physical properties from a snowpit including : snow depth, snow water equivalent as well as vertical profiles of SSA, density, temperature and snow type.
- Vertical profiles of EC, rBC and dust chemical concentrations
- Meteorological measurements and snow depth from an Automated Weather Station (AWS)

All the field sampling and measurements were performed by a single operator for the two seasons ensuring a stable protocol, detailed in the following section.

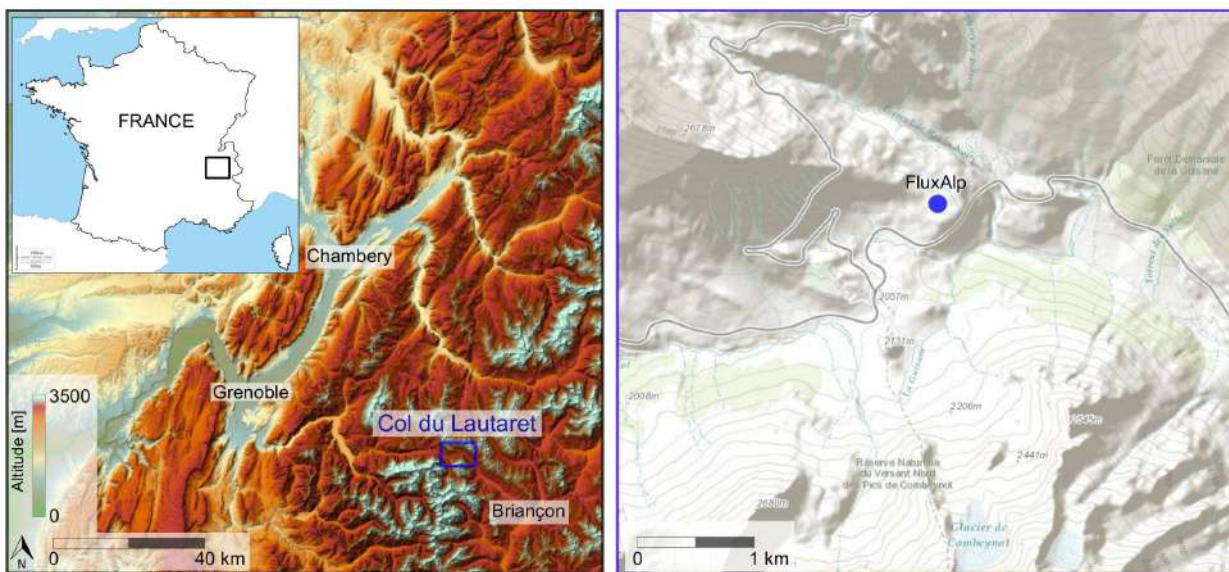


FIGURE 5.3 – Localisation of the study area.

5.4.2 Snow spectral albedo measurements

Spectral albedo measurements were acquired both automatically and manually during the 2016–2017 and 2017–2018 snow seasons. First, spectral albedo was acquired automatically every 12 minutes from February 2017 to May 2018 with the Autosolexs instrument described in Picard et al. (2016b), installed on the AWS. Autosolexs is a spectral albedometer consisting of two measurement heads at the end of a 3 meter metallic arm extending out from the AWS. The first head is equipped with two cosine light collectors, looking upwards and downwards. This head acquires upwelling and downwelling radiation, in order to compute spectral albedo. The second head is equipped of a single upward-looking collector, and measures the spectral ratio between diffuse and total incoming illumination. The diffuse radiation is acquired by hiding the direct solar illumination with a thin strip moved by a sun tracker. The 3 collectors are connected by fiber optics to an optical switch, itself connected to a spectrometer. This device acquires one spectral albedo spectrum and one diffuse to total illumination spectral ratio every 12 minutes with an effective resolution of 3 nm from 350 to 1050 nm. A full description of this instrument detailing the hardware specifications and data processing can be found in Picard et al. (2016b).

Second, on each measurement day, at least three different spectral albedo measurements were acquired manually using a single-channel manual version of the Autosolexs instrument (Picard et al., 2016b). This manual albedometer called Solalb (Larue et al., 2019) is an hand-held instrument made of a single cosine light collector fixed at an extremity of a 3 meters metal bar, with the same characteristics as Autosolexs. The collector is directly connected to the spectrometer by a fiber optic cable and is manually flipped by the operator to point upwards and downwards successively. To obtain an albedo measurement, an upward-looking measurement is first acquired followed by a downward-looking measurement. This operation usually takes up to 30 seconds to execute. A photodiode continuously measures the variations of total incoming irradiance and When incoming irradiance varied by more than 1% between the upward and downward acquisitions, the acquisition is discarded. A digital inclinometer located on the measurement head gives an instantaneous control on the levelling of the sensor, ensuring a 0.1 degree accuracy. The manual measurements were performed at the exact same place as the snowpit physical measurements before any surface disturbance. As with Autosolexs, the diffuse to total ratio is measured by hiding the sun with a thin strip, except that the operation is manual. Slope inclination and azimuth of the snow surface under the sensor was finally measured after the acquisition. To do so, the azimuth of the slope was first visually determined. Successive measurements of the maximum inclination around this azimuth were then performed to find the maximum inclination.

5.4.3 Snowpit measurements

Snowpits measurements were performed on each field day at least for the uppermost 20 centimetres of the snowpack. Tuzet et al. (2019) provides a detailed description of the measurements. The most important features of the dataset are recalled below.

Vertical profiles of dust and refractory Black Carbon (rBC) concentration were obtained with a 3 cm vertical resolution. For this, snow was sampled in triplicates in sterile 50 mL polypropylene centrifugation tubes. The samples remained frozen until analysis in the laboratory and were then immediately nebulised. The resulting aerosol was analysed in the laboratory

using a Single Particle Soot Photometer (SP², Droplet Measurement Technologies) following the procedure described in Wendl et al. (2014).

Dust size distributions and concentrations were measured with a Coulter Counter following Delmonte et al. (2004). The measured sizes span a range of 0.6 to 21 μm and we assume here that insoluble particles above 0.6 μm are mainly dust particles.

Vertical profiles of snow density, snow specific surface area (SSA), temperature and snow grain type according to Fierz et al. (2009) were collected at the exact position where the manual albedo was acquired. Density was measured with a 6 cm vertical resolution using a cylindrical cutter with a volume of 0.5 L. During the snow season 2016-2017, SSA vertical profiles were collected with the DUFISSS instrument (DUal Frequency Integrating Sphere for Snow SSA measurement; Gallet et al., 2009) at a 3 cm vertical resolution excluding ice layers. During the snow season 2017-2018, SSA profiles were acquired with the Alpine Snowpack Specific Surface Area Profiler (ASSSAP)(Libois et al., 2014a). ASSSAP profiles have a vertical effective resolution around 1 cm. One to three samples of the surface were also measured using ASSSAP sample mode. The uncertainty associated with these SSA measurements is of 10% (Arnaud et al., 2011; Gallet et al., 2009).

The dataset also includes Organic Carbon (OC) and Elemental Carbon (EC) measurements in addition to the dataset described in Tuzet et al. (2019). Snow was sampled with a vertical resolution of 10 to 20 cm, following Voisin et al. (2012), with stainless steel instruments and stored frozen (-30°C) in pre-cleaned borosilicate glass bottles until further processing. Snow was then melted and filtered on precombusted QMA quartz filters. EC / OC was quantified on the entire filter (21 mm diameter) by a Thermal Optical Transmission method (Sunset Lab instrument), following the EUSAAR-2 protocol (Cavalli et al., 2010). The significance of the method depends on the filtration efficiency of QMA quartz filters in water, which has been assessed by Lim et al. (2014) : EC mostly measures particles of a diameter higher than 500 nm.

In this study, the focus is put on near-surface SSA and LAP concentrations. To obtain these near-surface properties, all the top layer samples are averaged. This is done for SSA, dust, rBC and EC. It is to note that the EC dataset has a lower vertical resolution (10 or 20 cm) inducing higher uncertainties in the near-surface concentration.

5.4.4 Ensemble snowpack simulations

In this study, two ensemble simulations of the Crocus snowpack model (Brun et al., 1989; Vionnet et al., 2012; Lafaysse et al., 2017) have been performed to simulate the evolution of the snowpack at our study site with and without LAPs. The meteorological forcing and deposition fluxes as well as the model configuration are detailed in the following sections.

Meteorological forcing

During the two snow seasons, the AWS installed on the study site recorded most of the variables needed to run Crocus, namely air temperature, shortwave and longwave incident radiation, wind speed, atmospheric pressure and relative humidity. The specific humidity is computed from available measurements. The simulations are performed at hourly time step and the forcing for a time step t is computed as the mean of available measurements between $t-1\text{h}$ and t .

No precipitation measurements were acquired in 2016–2017 on the AWS. For this season, the precipitation field needed to run the Crocus snow model was obtained by manually adjusting the precipitation field from SAFRAN reanalysis (Durand et al., 1993). The timing of the precipitation was kept but the intensity was tuned to match observed snow depth change variations. In 2017–2018 a rain gauge was installed but considering the high negative bias observed even after state-of-the art corrections (Klok et al., 2001; Kochendorfer et al., 2017; Morin et al., 2012b; data not shown here), only the timing information was kept and the intensity was also manually adjusted to reproduce snow depth variations. The phase of the precipitation is determined with a 1°C threshold.

Forcing of LAP deposition fluxes

Aerosol deposition fields come from the regional climate model ALADIN-Climate version 6 described in Daniel et al. (2019). This model includes an interactive tropospheric aerosol scheme, named TACTIC (Tropospheric Aerosols for Climate In CNRM) and presented in Nabat et al. (2015). TACTIC is able to represent the main anthropogenic (sulfate, BC, organic matter, nitrate and ammonium) and natural (dust and sea-salt) aerosol species in the troposphere. These 7 aerosol types are represented through 16 sectional bins including also two gaseous precursors (sulfur dioxide and ammonia), which are prognostic variables in the model : subject to transport (semi-lagrangian advection, and convective transport), dry deposition, in-cloud and below-cloud scavenging. A simulation has been carried out over a regional domain covering Europe, the Mediterranean Sea and Northern Africa, at a 12 km horizontal resolution with 91 vertical levels. From this simulation, the hourly outputs of BC and dust deposition have been extracted at the closest grid point to the Col du Lautaret. The deposition fields include both dry and wet deposition and are then given as input to the Crocus model to compute the evolution of LAPs and the radiative impact on the snowpack (Tuzet et al., 2017).

Simulation framework

Ensemble simulations are performed with the multiphysics version of Crocus model (ESCROC; Lafaysse et al., 2017). ESCROC is an ensemble framework running several Crocus simulations with different configurations of snow physical processes to represent modelling uncertainties. The different simulations of an ESCROC experiment are called the members of the ensemble. The ensemble used here is composed of 35 members and is similar to the Ensemble E2 described in Lafaysse et al. (2017), whose dispersion has been optimised for a mid-altitude alpine site located around 100 km from our study site. The only difference is that, in our study, TARTES radiative transfer scheme is used for all the member, a requirement of the LAP implementation (Tuzet et al., 2017).

The configuration of TARTES radiative transfer model is the same for all members of the ensemble and is described in Section 5.5.1. As a consequence the modelling uncertainties on radiative transfer scheme are not accounted for.

In order to investigate the impact of LAP on snowpack evolution, two ensemble simulations are performed. The first one is forced by ALADIN-Climate LAP deposition fluxes and is referred to as the LAP simulation. The second one has the same 35 members but does not account for the impact of LAPs and is referred to as the pristine simulation. The comparison

of the LAP simulation with the pristine simulation provides a numerical estimation of LAP impact on snow evolution and of the associated modelling uncertainties.

The height of wind and temperature sensors in the Crocus simulations has been adapted to the AWS configuration ,i.e 5.18 m and 3.53 m from the ground respectively. The sensor height from the snow surface is then adapted by Crocus using the simulated snow depth along the season. At last, LAP scavenging by melt-water was disabled here because Crocus percolation schemes are highly uncertain (Mathieu Lafaysse, personal communication). This means that LAPs can not be transported downward in the snowpack by melt water.

5.5 Methods

5.5.1 Radiative transfer modeling

In the present study, the radiative transfer modeling is based on Kokhanovsky and Zege (2004)'s AART theory (or on a very close formulation for TARTES). The following assumptions are used throughout the manuscript :

- The refractive index of ice is taken from Warren and Brandt (2008).
- We assume that LAP absorption is only due to BC and dust.
- The MAE (Mass Absorption Efficiency) of these LAPs is considered as known. For BC, MAE is derived from the constant BC refractive index advised by Bond and Bergstrom (2006) i.e $m = 1.91 - 0.79i$. The absorption of BC particles is adjusted to account for the potential absorption enhancement due to internal particle mixing or particle coating. Following Hadley and Kirchstetter (2012), a MAE value at 550 nm of $11.25 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ has been chosen. For dust, the MAE is set according to the values correspond to dust from Libya with a diameter inferior to $2.5 \mu\text{m}$ (PM 2.5) suggested by Caponi et al. (2017). These choices are developed in Tuzet et al. (2019).
- The shape parameters B and g are constant over time and the same for all types of snow. These parameters have a small dependence to the wavelength which is function of the real part of ice refractive index r_i (taken here from Warren and Brandt (2008)) and writes :

$$B(\lambda) = B_0 + 0.4(r_i(\lambda) - 1.3) \quad (5.1)$$

$$g(\lambda) = g_0 - 0.38(r_i(\lambda) - 1.3). \quad (5.2)$$

This implementation is adapted from Appendix F of Libois (2014a) and comes from Kokhanovsky and Zege (2004)'s theory. The enhancement parameter B_0 is set to 1.6 as the asymmetry factor g_0 is set to 0.845 consistently with previous studies (Libois et al., 2014a; Dumont et al., 2017).

5.5.2 LAP and SSA estimation from spectral albedo

Snow spectral albedo varies with snow SSA and LAP concentration (e.g, Warren and Wiscombe, 1980) as well as with the solar zenith angle and the relative proportion of direct and diffuse radiation. In order to present a comprehensive interpretation of spectral albedo measurements, the albedo spectra are processed to retrieve near-surface SSA and

LAP Absorption Equivalent Concentration (AEC). The AEC is the concentration of LAPs that would cause the same decrease of the visible albedo under the assumption of MAE detailed in part 5.4.4 To this end a 3-step method following Dumont et al. (2017) is applied to each snow season as follows :

1. A scaling value (A), accounting for the small errors of cross-calibration between the upward and downward-looking sensors is estimated over a full season using acquisitions during fully cloudy days.
2. Optimal values of AEC and SSA are estimated from the spectrum between 400 and 1050 nm accounting for slope, aspect and solar zenith angle. Dumont et al. (2017) consider BC as the only LAP in their AEC estimation, explicitly mentioning the discrepancies caused by this assumption when dust is present near the surface. To overcome this issue, the formulation of the absorption coefficient σ (Equation (5) of Dumont et al. 2017) has been modified to explicitly account for dust absorption as follows :

$$\sigma(\lambda, SSA, c_{BC}, c_{dust}) = \sqrt{\frac{32}{3SSA(1-g)} \times \left(\frac{4\pi n_{ice}(\lambda)B}{\lambda\rho_{ice}} + c_{BC}MAE_{BC}(\lambda) + c_{dust}MAE_{dust}(\lambda) \right)}. \quad (5.3)$$

where SSA is the snow specific surface area, λ is the wavelength, B and g are the shape parameters of Kokhanovsky and Zege (2004)'s AART theory. n_{ice} and ρ_{ice} are the density and the imaginary part of ice refractive index respectively. c_i and MAE_i are the AEC and the mass absorption efficiency (MAE) of the impurity type i . The optimal concentration of BC and dust are then determined under the assumptions of MAE described in Section 5.5.1.

3. Each day the optimal daily slope and aspect are estimated from the diurnal cycle of spectral albedo.

This method is applied to each albedo acquisition during which the solar zenith angle was lower than 65 degrees. The estimations of near-surface LAP concentrations and SSA for which the RMSE between the optimal spectrum and the albedo measurement is higher than 0.022 are discarded. More details about the method can be found in Dumont et al. (2017).

A similar method is also applied to manual spectral albedo to retrieve near-surface SSA and AEC. In this case, we use the slope measured manually as input of the retrieval algorithm, as the slope estimation can only be computed when a diurnal cycle of albedo is measured.

At last, the same method is applied on the spectral albedo computed by Crocus (Tuzet et al., 2017) except that the terrain is considered flat. The retrieval is executed for each member of the LAP and pristine simulations at noon every day when there is snow on the ground. This provides an ensemble of near-surface snow SSA and near-surface AEC.

5.5.3 LAP concentration terminology

This study aims at comparing chemically measured LAP concentration with Absorption Equivalent Concentrations (AEC) estimated from spectral albedo measurements. Here, the choice is made to present all concentrations as equivalent BC concentrations (eqBC; e.g., Dumont et al., 2017; Tuzet et al., 2019). This eqBC concentration represents the amount of

BC that would induce the same absorption than both dust and BC actually present in the snowpack.

For both measured LAP concentrations and optically estimated AECs, the eqBC concentration is calculated as :

$$c_{\text{eqBC}} = c_{\text{BC}} + \psi(c_{\text{dust}}), \quad (5.4)$$

where c_{BC} , c_{dust} c_{eqBC} are the BC, dust and eqBC concentrations respectively. ψ is a function computing the BC concentration that would have the same integrated radiative impact from 350 to 900 nm as the input dust concentration. More details about c_{eqBC} computation with the same values of BC and dust MAE are given in Tuzet et al. (2019).

In the following, eqBC concentrations from chemical measurements are referred to as eqEC and eqrBC concentrations and are computed applying Equation 5.4 with c_{BC} equal to the measured rBC or EC respectively.

The fraction of total LAP absorption which is caused by dust (η) is computed as follows :

$$\eta = \frac{\psi(c_{\text{dust}})}{c_{\text{eqBC}}}. \quad (5.5)$$

For instance, $\eta = 1$ indicates that the radiative impact is solely caused by dust and $\eta = 0$, by BC.

5.5.4 Handling of the ensemble simulation

All the simulation results are represented by the median and the spread (minimum and maximum values) of the ensemble. Unless otherwise specified, the spread and the median of the ensemble are calculated considering only the members with snow on the ground. For each member with snow on the ground, several quantities are computed to represent the impact of LAPs :

- At each time step, the instantaneous radiative forcing (RF) of LAP is computed as the difference between the energy absorbed by the whole snowpack in the LAP and the pristine simulations :

$$RF = E_{LAP} - E_{\text{pristine}}. \quad (5.6)$$

where E_X is the energy absorbed by the snowpack in the simulation X, expressed in W m^{-2} . The daily RF is computed as a 24 h average of the instantaneous RF.

- The indirect impact of LAPs is also estimated at each time step as detailed in Tuzet et al. (2017). A simulation accounting only for the indirect impacts of LAP is performed with TARTES offline using the exact same parameters as used for the Crocus simulations. For each time step, a TARTES calculation is made with the physical properties of the LAP simulation but no LAPs. This way, the direct impact of LAP is ignored and only the radiative impact due to change of snow metamorphism is accounted for. This simulation is hereafter referred to as the indirect simulation. For each member and at each time step the indirect impact R_{ind} is computed as

$$R_{\text{ind}} = \frac{E_{LAP} - E_{\text{indirect}}}{E_{LAP} - E_{\text{pristine}}} = \frac{RF_{\text{indirect}}}{RF}, \quad (5.7)$$

where RF_{indirect} is the indirect radiative forcing. The daily R_{ind} is computed as the ratio between daily RF of the indirect simulation and the daily RF of the LAP simulation.

- The date of definitive disappearance of the snowpack ($t_{\text{melt_out}}$) is also computed as the last date where there is at least 2 mm w.e of snow on the ground. The difference between the melt-out dates in the LAP and pristine simulations is written $\Delta t_{\text{melt_out}}$ and corresponds to the advance of the melt date induced by LAPs.

5.6 Results

5.6.1 Two contrasted snow seasons

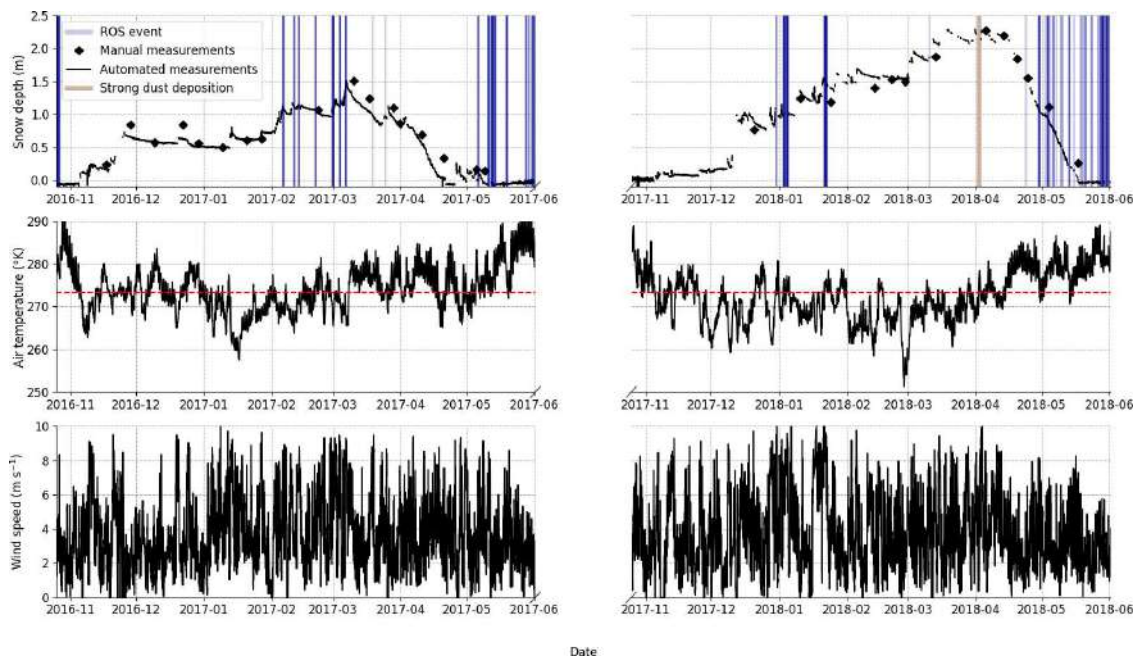


FIGURE 5.4 – Snow depth, air temperature and wind speed measured at the AWS station for the two snow seasons. Rain on snow events are represented by blue shadowing and manual snow depth measurements acquired on each field days are represented by black diamonds.

Figure 5.4 shows the evolution of the meteorological conditions measured by the AWS over the snow seasons 2016–2017 and 2017–2018 and the evolution of the snow depth measured by the AWS and by the operator on each field day (Figure 5.4 a). Both measurements are in good agreement, with snow depth differences below 30 cm, despite the horizontal distance between the automatic sensor and the manual measurements (about 20 m). This highlights the moderate spatial snow depth variability in the study area, despite the occurrence of frequent wind events with wind speeds higher than 6 m s^{-1} for both years (Figure 5.4 c)).

Rain-on-snow (ROS) events are also represented as blue vertical lines and are determined based on the precipitation forcing. A major dust deposition occurred at the beginning

of April 2018 and is represented by brown shading. The evolution of the snowpack is different between the two years. 2016–2017 features low accumulation rates, with few snowfall events in December and January and most of the snowfalls mixed with rain in February and March. The ablation phase started early, around mid-March and the snowpack first disappeared around the 20th of April. Two small snowfalls in May rebuilt an ephemeral snowpack lasting around two weeks. In 2017–2018, the accumulation was higher with many snowfalls from December to mid-April. The ablation phase started approximately one month later, around mid-April and the snowpack also completely disappeared one month later around, the 20th of May. Part of these differences can be explained by the temperatures (Figure 5.4 b) which were higher for the first year especially in March and at the beginning of April. This meteorological overview underlines the contrast between both seasons in term of snow accumulation, temperatures as well as extreme dust deposition events.

5.6.2 Measured near-surface properties

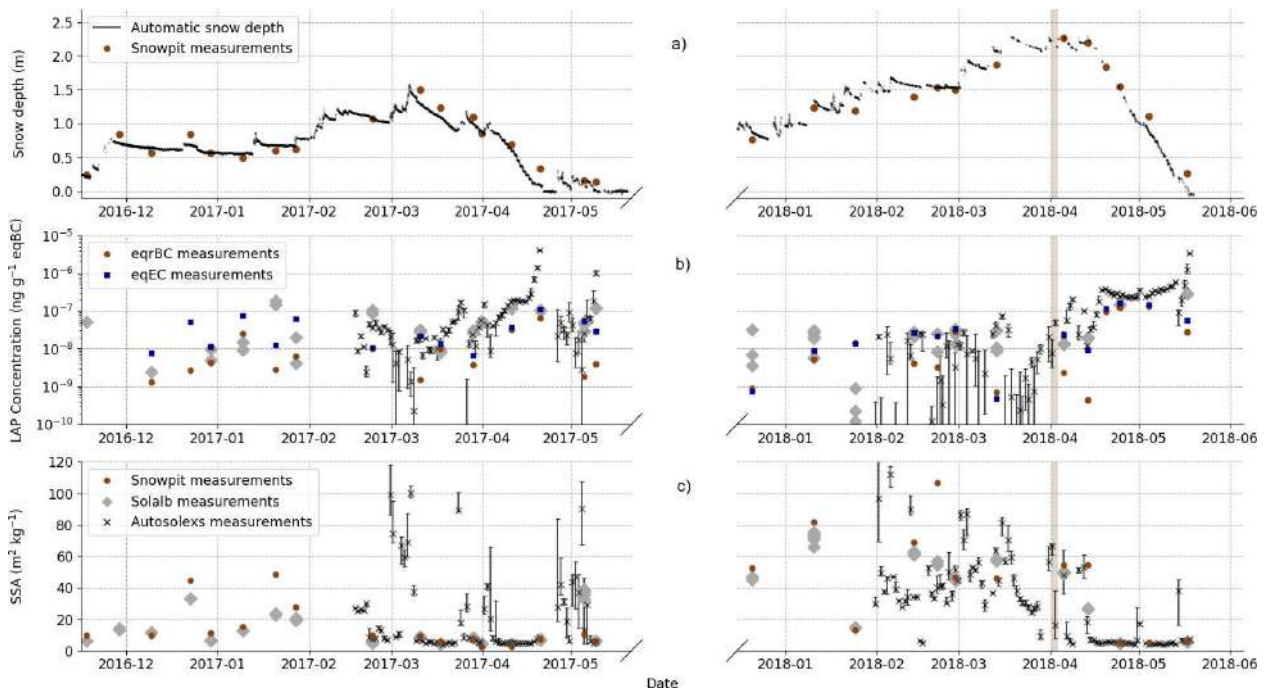


FIGURE 5.5 – Evolution of measured snow depth (a) near-surface LAP concentration (a) and near-surface SSA (b) over 2 the two snow seasons. Information retrieved from automatic spectral albedo are represented by black cross symbols with error bars corresponding to the 25 and 75% quantile of all the measurements of the day. Information retrieved from manual spectral albedo are represented by grey diamonds. Snowpits SSA and eq_{rBC} concentration are represented by brown dot and eq_{EC} concentration is represented by blue square. The major dust deposition of the second year is represented by brown shading.

Figures 5.5 b) and c) show the evolution of near-surface properties measured with the different methods presented in Sections 5.4 and 5.5. The near-surface AEC and SSA retrieved

from Autosolexs correspond to the daily median value and the error bars correspond to the first and third quartiles of all valid daily measurements. The evolution of these near-surface properties is related to snowfall events and melt phases as illustrated with the evolution of the snow depth in Figure 5.5 a).

Parameter	eqEC	Solalb eqBC	Autosolexs eqBC
eqrBC	N=23 RMSE : 23.3 ng g ⁻¹ eqBC; Bias : 15.9 ng g ⁻¹ eqBC; r ² : 0.86	N=21 (18; no outliers) RMSE : 50.4 (23) ng g ⁻¹ eqBC; Bias : 27.5 (12.8) ng g ⁻¹ eqBC; r ² : 0.44 (0.88)	N=10 RMSE : 76.7 ng g ⁻¹ eqBC; Bias : 49.6 ng g ⁻¹ eqBC; r ² : 0.82
eqEC		N=21 (18; no outliers) RMSE : 49.2 (24.7) ng g ⁻¹ eqBC Bias : 13.2 (-3.15) ng g ⁻¹ eqBC r ² : 0.3 (0.72)	N=10 RMSE : 66.9 ng g ⁻¹ eqBC Bias : 37.5 ng g ⁻¹ eqBC r ² : 0.79
Solalb			N=10 RMSE : 46.1 ng g ⁻¹ eqBC Bias : 11.5 ng g ⁻¹ eqBC r ² : 0.78

TABLE 5.1 – Comparison between the different measurements of eqBC concentration. Each cell of the tab contains the number of sample used for the statistics, the RMSE, the bias and the Pearson correlation coefficient between the quantities named in column and in line. The bias is computed as a difference between the quantity named in the column minus the quantity named in the line. The values in blue correspond to value after removing the 3 outliers of solalb analysis.

Figure 5.5 b) presents the evolution of near-surface LAP concentrations. In general, an increase of near-surface concentrations is observed during the melt periods whereas a decrease is observed after snowfalls. This enrichment is particularly marked at the end of the two snow seasons as the snowpack undergoes strong melt and LAPs of the melting layers accumulate at the surface (e.g. Sterle et al., 2013). In the second year, a major dust deposition occurred at the beginning of April (brown shading) and was immediately buried by new snowfalls until it reappeared at the surface mid-April, contributing to the observed high LAP concentrations. Table 5.1 presents the RMSE, bias and Pearson correlation coefficients (r^2) between different estimates of near-surface LAPs. All statistics presented in this section do not account for days when the measured automatic snow depth was lower than 20 cm to ensure that albedo measurements are not affected by the ground signal. Several conclusions can be drawn :

- Both eqrBC (rBC+dust) and eqEC (EC+dust) concentrations from chemical measurements show a good correlation ($r^2 \simeq 0.86$) but eqEC is almost systematically higher than eqrBC. In order to better understand this bias, a direct comparison of EC and rBC measurements on all available samples, including samples that are not near the surface, is presented in Figure 5.6. High discrepancies between both BC measurement techniques can be noted with a ratio EC/rBC ranging from 0.5 to 30, with a mean value around 10.

- The AEC retrieved from Autosolexs shows an equally good correlation with the LAP concentrations from both chemical measurements ($r^2 \approx 0.8$). Autosolexs AEC are systematically higher than chemical measurements, meaning that the measured concentrations are too low to explain the impact on albedo. The difference is more pronounced for rBC measurements than for EC measurements in line with Figure 5.6. The causes of these discrepancies are further discussed in Section 5.7.2. The correlation between Solalb AEC and chemical measurements is low ($r^2 \approx 0.3$ and 0.44 for eqEC and eqrBC respectively). This is mainly due to three measurement days during the first season when Solalb AEC are higher than 100 ng g^{-1} eqBC while chemical measurements are lower than 50 g^{-1} eqBC. The cause of these three outliers is unknown. The values in blue in Table 5.1 corresponds to the statistics without these outliers. Once these points removed, the correlation is good ($r^2 \approx 0.88$ and 0.72 with eqrBC and eqEC respectively). EqrBC concentrations are too low to explain Solalb AEC as for Autosolexs AEC. However there is no significant bias between Solalb AEC and eqEC measurements. It is noteworthy that two of the outlier days are before the beginning of Autosolexs measurements, explaining why the correlation between Autosolexs and chemical measurements is not deteriorated.

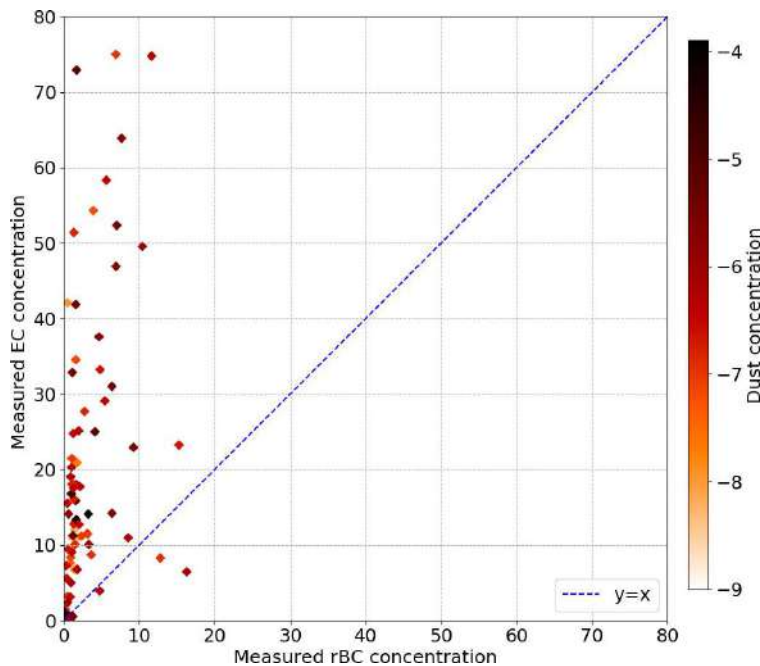


FIGURE 5.6 – Comparison between EC measurements and rBC measurements for all available measurements of the two snow seasons. As the vertical resolution of rBC measurements is higher than the one of EC measurement, the rBC concentration is computed as the average of all rBC measurements weighted by snow density in the corresponding EC layer.

Figure 5.5 c) shows the evolution of measured and retrieved near-surface SSA. In the case of measurements, higher values are generally observed during the second snow season compared to the first one. High SSA values are usually observed for fresh and cold snow that was rarely present at the surface during 2016–2017 season. This can be attributed to the warm and wet meteorological conditions of the season. The measured SSA correlates

better with SSA retrieved from manual albedo ($r^2 = 0.82$) than with the one retrieved from automated albedo measurements ($r^2 = 0.6$). The difference can be partly explained by the spatial and temporal variability between snowpits measurements and the automatic spectral albedometer.

5.6.3 Ensemble simulations

Figures 5.7 b) and c) show respectively the near-surface AEC and SSA simulated at noon compared to Autosolexs estimations. All the statistics presented in this section do not account for values in the grey-shaded area, for which the measured automatic snow depth is lower than 20 cm in order to ensure that Autosolexs measurements are not influenced by the ground.

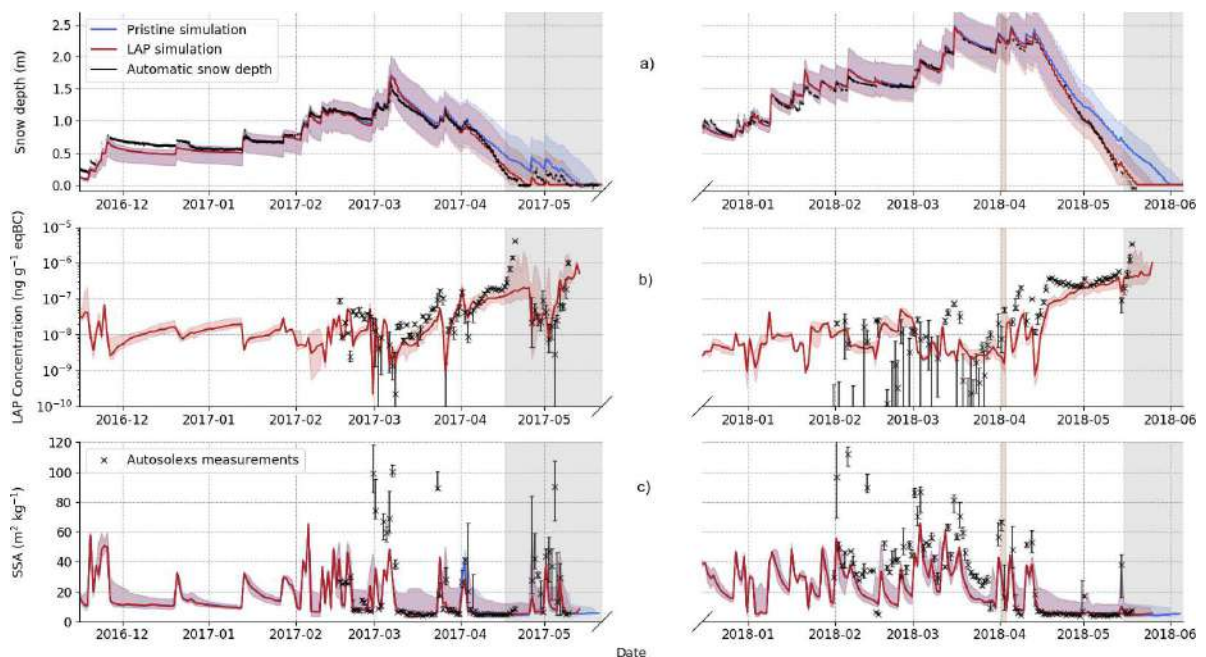


FIGURE 5.7 – Evolution of measured and simulated snow depth (a), near-surface LAP concentration (b) and near-surface SSA (c) over 2 the two snow seasons. Ensemble simulation results are represented by a shadowing and the median value of the different simulation is represented in full line. The information retrieved from automatic spectral albedo are represented by black cross symbols with error bars corresponding to the 25 and 75% quantile of all the measurements of the day. The major dust deposition of the second year is represented by brown shading and grey shading corresponds to areas with less than 40 cms of measured snow depth.

Figure 5.7 b) shows the evolution of near-surface AEC estimated and simulated by the LAP ensemble. The simulated AEC median is correlated with the AEC retrieved from Autosolexs ($r^2 \simeq 0.79$), meaning that temporal variations of near-surface AEC are correctly reproduced. The simulated snowpack absorbs less than estimated from Autosolexs, with an AEC bias of around 33 ng g^{-1} . This means that the median LAP absorption in our simulation is slightly underestimated by our modelling framework. For the two snow seasons the

highest AECs estimated from Autosolexs are within the ensemble simulated concentrations. The extreme values of simulated LAP impact in Section 5.6.4 are hence expected to be representative of Autosolexs measurements. It is noteworthy that the agreement between the ensemble simulations is lower in April 2018, just after the strong Saharan dust deposition.

Figure 5.7 c) shows the evolution of measured and simulated near-surface SSA. The temporal patterns of SSA evolution are well captured by the model and for SSA lower than $15 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ there is no significant bias between Crocus SSA and the measurements contrary to findings of Tuzet et al. (2017); Dumont et al. (In prep). However for higher SSA there is a clear bias between Crocus and measured SSA, with Crocus predicting systematically lower SSA than observed. This bias may be explained by Crocus' parameterisation of fresh snow SSA, which is set to never exceed $65 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ whereas values up to $105 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ were measured in the field. It is to note that there are no significant SSA differences between the simulations with and without LAPs.

Figure 5.7 a) shows the evolution of simulated and measured snow depth over the two snow seasons. Before the beginning of the melt-out phase, both the pristine and the LAP simulations reproduce well the measured snow depth (RMSE $\approx 6.5 \text{ cm}$ until the beginning of the ablation phase). This is expected as the precipitation forcing was adjusted to fit the same snow depth data as used here for the evaluation. Nevertheless, during the ablation phase the LAP simulation reproduces well the melt-rate observed in the measurements whereas the pristine simulation underestimates the melt rate (RMSE $\approx 5.8 \text{ cm}$ and 17.2 cm for the median of LAP and clean simulation respectively on this period).

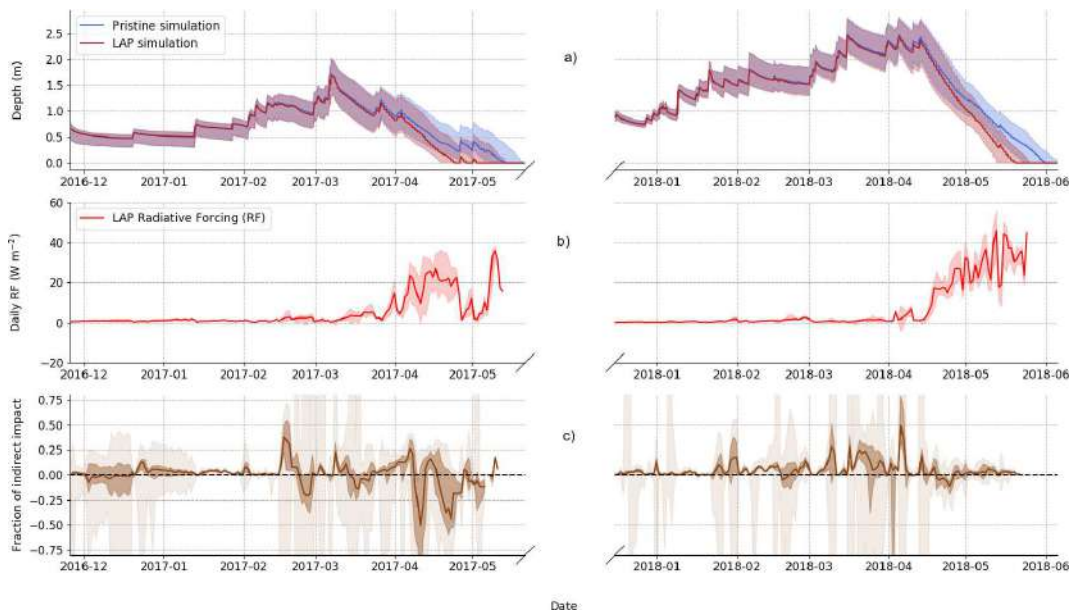


FIGURE 5.8 – a) Simulated daily energy absorption by the snowpack (ground excluded) for the pristine and the LAP simulations for the two snow seasons. b) Evolution of daily radiative forcing (RF) due to LAP. This RF is computed as the difference of energy absorbed between LAP and pristine simulation. (c) Evolution of the daily fraction of indirect impact (r_{ind}), the opaque shadowing corresponds to the ensemble members between the first and third quantile while the light shadowing is the full ensemble spread.

5.6.4 LAP radiative impacts and consequence on melt

Figure 5.8 b) shows the daily RF (W m^{-2}) of LAP estimated from ensemble simulations. The red curve shows the whole RF, including direct and indirect impacts. This whole RF has an increasing trend with time during each snow season as more shortwave energy becomes available from winter to spring. It becomes particularly important during the melt-out phase with the enrichment of LAPs at the surface of the snowpack. This trend is modulated by snowfalls that induce lower surface eqBC concentrations. The seasonal RF of LAPs, computed as the sum of all daily RF, is 1.33 times higher for the second season than for the first one. This is due both to the later triggering of the melt-out phase (and hence occurring with higher solar radiation) and to the higher eqBC concentration (Figure 5.7). The maximum daily RF values of LAP are around 35 and 50 W m^{-2} for the first and the second respectively. Instantaneous values of the RF (not shown) peak at 125 and 215 W m^{-2} for the first and the second year respectively.

Figure 5.8 C) shows the evolution of the fraction of LAP RF coming from the indirect impact. The lightest envelope corresponds to all the members while the darkest one corresponds to the first and third quartiles to disregard the impact of outliers. The indirect impact of LAP varies strongly with time and can be either positive or negative. For both snow seasons, the indirect impact cumulated over the whole season is close to zero (-1 and +1 % of the total RF for 2016–2017 and 2017–2018 seasons respectively). This result is further discussed in Section 5.7.3.

Figure 5.9 shows the evolution $\Delta t_{\text{melt_out}}$ –ie, the number of days by which the snow season is shortened – as a function of the melt-out date of the pristine simulation expressed in Day Of Year (DOY). Each point corresponds to a member of the ensemble simulations. The median $\Delta t_{\text{melt_out}}$ is represented by the horizontal lines for each season. $\Delta t_{\text{melt_out}}$ is respectively 10 and 11 days for the first and the second snow season. For the first snow season $\Delta t_{\text{melt_out}}$ varies widely with the model configuration with most values ranging from 7 to 20 days. For the second snow season, $\Delta t_{\text{melt_out}}$ does not show a strong dependence to the model configuration, with most values between 8 and 12 days.

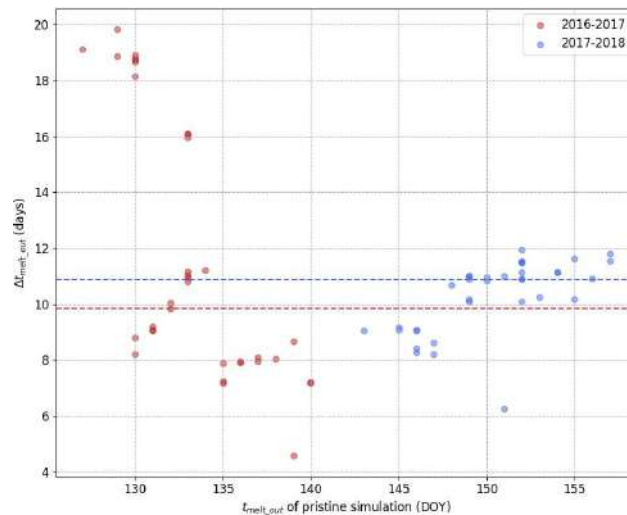


FIGURE 5.9 – $\Delta t_{\text{melt_out}}$ as a function of the date of melt of the pristine simulation for each members and each year.

5.6.5 Apportionment between BC and dust impacts

Understanding the distribution of the direct RF between dust and BC is of importance (Skiles et al., 2018), especially at the end of the snow season when this RF is maximal. For the two seasons considered here, LAP RF remains low ($< 5 \text{ W m}^{-2}$ instantaneous RF) until the final ablation phase (Figure 5.8 b). Figure 5.10 b) shows the evolution of η , i.e. the proportion of the RF of LAPs attributed to dust, during the final melt phase of the snowpack occurring after the peak of snow accumulation for both seasons.

In the Crocus simulations forced with ALADIN-Climate deposition fluxes, less impact is attributed to dust for the first year (around 35% in median) than for the second one (around 55% in median). This is mainly due to the major dust deposition of the beginning of April 2018 that outcrops on April 19th, resulting in a high η value of around 0.85.

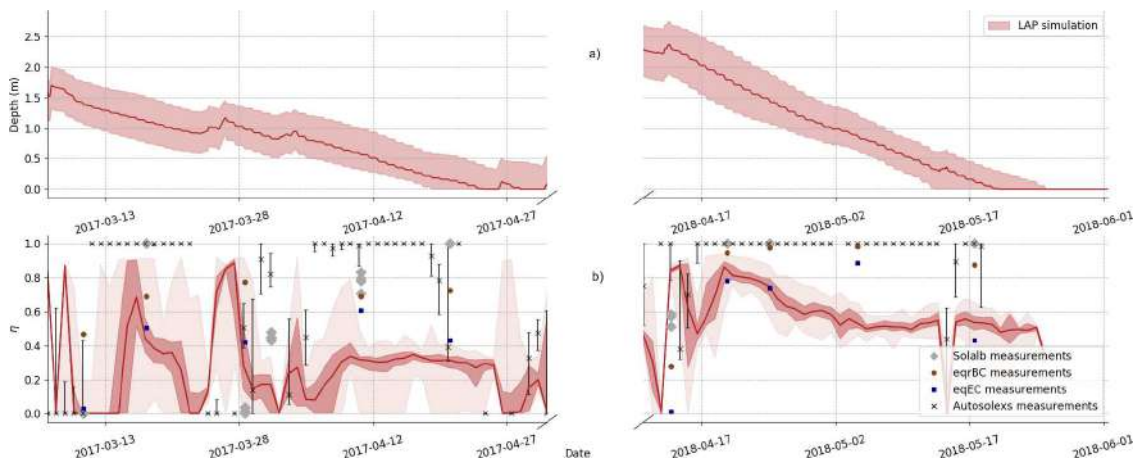


FIGURE 5.10 – Evolution of measured and simulated snowdepth (a) and η (b) – the portion of LAP impact due to dust. η values estimated from the LAP simulation are represented in red, with light shading corresponding to the full ensemble and darker shading corresponding to the 25 and 75 % quantile of the ensemble. Information retrieved from automatic spectral albedo are represented by black cross symbols with error bars corresponding to the 25 and 75 % quantile of all the measurements of the day. Information retrieved from manual spectral albedo are represented by grey diamonds. Chemical measurements of eqEC (EC+dust) and eqrBC (rBC+dust) are represented in darkblue and brown respectively.

For measurements, a clear conclusion is hard to draw because of the strong discrepancies between the different estimates of η . First, the values estimated from Autosolexs are not sensitive to intermediate η values with all impact attributed either to BC or to dust. In turn, they bring little information on η . Second, the values of η estimated from chemical measurements are higher for eqrBC than for eqEC, due to the strong discrepancy between both BC measurements (Figure 5.6). The η values corresponding to eqEC are generally closer from simulated values than rBC ones. Considering all measurements together, it seems that dust contributes more to the RF impact during the second season than during the first one, which is in agreement with Crocus simulations. However, simulated η are almost systematically lower than any measurements over both seasons, meaning that too much impact is attributed to BC in the simulation. As a consequence, the good agreement between

measured and simulated AEC is due to a compensation between the overestimation of BC deposition and the underestimation of dust deposition as already hypothesised in Tuzet et al. (2017).

5.7 Discussion

The previous section first presents a comparison between different measurements of near surface SSA and near surface LAP concentration, highlighting large discrepancies between EC and rBC concentration measurements pointing out an issue in our comprehension discussed hereafter (Section 5.7.1). This issue is of particular importance for linking chemical concentration to the induced absorption as discussed in Section 5.7.2. The measurements are then compared to ensemble snowpack simulations performed with Crocus. The modelled near-surface AEC are in good agreement with automated albedo observations, meaning that LAP absorption is correctly simulated. Despite the strong difference of RF between the two seasons, the median $\Delta t_{\text{melt_out}}$ are similar for both seasons (10 and 11 days respectively). These findings are discussed in Section 5.7.3. Finally, there is no significant indirect impact of LAP these to snow seasons, contrary to what has been observed in previous studies, which is finally discussed in Section 5.7.3.

5.7.1 On chemical measurements in snow

Table 5.1 highlights a high correlation ($r^2 \simeq 0.86$) between eqrBC and eqEC concentrations. This correlation is partly due to the fact that dust concentration is included the same way in both eqEC and eqrBC. However, there is a significant bias between eqrBC and eqEC concentrations. When focusing on the two types of BC measurements, it appears that for all valid snow samples of our dataset, EC measurements are on average 10 times higher than rBC measurements (Figure 5.6) with EC/rBC ratios ranging from 0.5 to 30. Similar findings have recently been observed for Arctic snow in the dataset of Mori et al. (2019) and are not unexpected. Indeed, in atmospheric sciences, comparing different measurement techniques of BC concentration in air has been for several decades, and still is a major concern (e.g., Miyakawa et al., 2016; Petzold et al., 2013; Watson, 2005). In snow, the discrepancies between the different measurements techniques are expected to be higher than in the air due to several additional issues. BC size distribution is suspected to be shifted toward bigger particles in snow than in the atmosphere (Schwarz et al., 2013), impacting the fraction of detected particles by each technique. Moreover, in the Alps, the presence of dust in the analysed samples are suspected to affect BC measurements. High concentration of dust are, for instance, supposed to cause an underestimation of rBC concentrations as shown by (Schwarz et al., 2012), which could explain part of the discrepancies observed here. Nevertheless, the EC/rBC ratio can not be simply related to dust concentration in our dataset, suggesting additional issues (Figure 5.6).

5.7.2 Discrepancies between optical and chemical measurements

Figure 5.5 points out a marked bias between eqrBC concentrations and AEC retrieved from spectral albedo measurements, the chemical concentrations being lower. This suggests that the LAP concentrations measured chemically in the snowpack are too low to explain

the observed LAP absorption under state-of-the-art assumptions about BC MAE. These findings confirms those of Doherty et al. (2016) and Tuzet et al. (2019).

From atmospheric science, we know that MAE values determined from experiments strongly depend on both concentration and absorbance measurement techniques (e.g., Salako et al., 2012; Chan et al., 2011, 2010; Zanatta et al., 2016; Ram and Sarin, 2009; Venkatchari et al., 2006. For instance Chan et al. (2010) suggest that the MAE of BC ranges from 2 to 6 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ when determined from EC concentration against 8 to 55 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ when determined from rBC concentrations (Chan et al., 2011). Watson (2005) indicates similar differences of about 1 order of magnitude. As a consequence, a different value of MAE must be associated to each type of concentration measurements.

In our case, the observed bias between AEC from spectral albedo and chemistry is significantly reduced when using EC measurements instead of rBC (Figure 5.5), in line with the previous section. This suggest that the value of BC MAE used in the present study (11.25 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ at 550 nm) is adapted for EC measurements but too low for rBC ones. Similar issues are likely to affect dust measurements, which could explain the divergence between optically estimated AEC and both chemical concentrations at the end of 2017-2018 snow season (when η varies from 0.9 to 1).

Finally, Bergmann et al. (2019) have recently shown the presence of microplastics in snow in remote snow-covered areas. We thus recommend further work to determine if this new type of particle in snow 1) has a radiative impact ; and 2) affects uncertainties of other LAP concentration measurements.

5.7.3 On the impact of LAP

Variability of the impact on melt date

Figure 5.8 shows the evolution of LAP RF over the two snow seasons. The maximum values of daily and instantaneous RF, around 50 and 200 W m^{-2} respectively, are in range with maximum values for Europe suggested by Skiles et al. (2018). The seasonal radiative forcing of LAPs during the second snow season is higher than during the first one by a factor 1.33. Nevertheless, the median advance of melt-out date due to LAP are close for both seasons. Surprisingly, the higher $\Delta t_{\text{melt_out}}$ estimated for the first season (20 days) is much higher than for the second one (12 days). These contradictory facts can be reconciliated by considering the differences of meteorological conditions between the two snow seasons. Indeed, during the first snow season, two small snowfalls occurred at the beginning of May (Figure 5.4), which deposited 40 kg m^{-2} of snow water equivalent according to all the members of the pristine simulation. In contrast, for the LAP simulation, the evolution of these snowfalls strongly varies from a member to another, depending whether the simulated snowpack has already melted out at the beginning of May or not. If the two snowfalls are deposited on bare-ground, all or part of the snowfall does not hold on the ground depending on the member. All $\Delta t_{\text{melt_out}}$ higher than 15 days correspond to members in which both snowfalls immediately melt, leaving the ground bare. On the opposite, members for which the clean simulation melts after the DOY 135, show that the snowfall is deposited on top of an existing snowpack in LAP simulations. Considering only these members, the median impact is around 8 days, in better agreement with the difference of RF between both years. The intermediate cases correspond to a partial melt of the snowfalls. These different scenarios explain the high variability of $\Delta t_{\text{melt_out}}$ observed for the first snow season. The lower

variability of $\Delta t_{\text{melt_out}}$ between the configurations for the second snow season is explained by the continuity of the snow-cover until the end of the season for all members.

These findings highlights the necessity to account for the complex interplay between LAP dynamics in the snowpack and meteorological conditions to accurately represent their impact on melt.

Indirect impact

Previous studies have shown that the indirect impact of LAPs, i.e. caused by the enhancement of SSA decrease due to LAP direct RF, represents around 20% LAP RF (e.g., : Tuzet et al., 2017 or Skiles and Painter, 2019). On the two years considered here, there is no clear influence of the indirect impact of LAP. The median impact on the first year is around -1% and +1% for the second year. The negative impact that is sometimes observed comes from the outcropping of layers with higher SSA than the surface layer. Indeed, the outcropping of such layers can be accelerated by the impact of LAPs, while they are still buried by snow with low SSA in the pristine simulation. This can lead to a larger energy absorption by the pristine simulation than by the indirect simulation (and sometimes than LAP simulation). The SSA decrease induced by LAP is particularly important when snow both has a high SSA and contains a large concentration of LAPs (Tuzet et al., 2017). In the two seasons considered here, these conditions were rarely observed (Figure 5.7). ROS events and the warm temperatures of the first year maintained low surface SSA during a major part of the season. During the second season, the only period with high LAP concentration ($> 50 \text{ ng g}^{-1} \text{ eqBC}$) and high SSA ($\approx 40 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$) is around March 15th. During the two following weeks, until the beginning of April, the indirect impact of LAP is around 15–20%. These findings suggest a strong dependence of LAP indirect impact on both meteorological condition and LAP deposition.

BC vs. dust

Figure 5.7 b) highlights a strong underestimation of LAPs near-surface concentration around 20 April. This period corresponds to the outcropping of a layer with dust from the major deposition that occurred two weeks before. During the following weeks, the measured concentration remains stable while the simulated concentration continues to rise significantly, eventually reaching the measured values. During the same time (20 April to beginning of May), the value of η –i.e. the proportion of LAP absorption caused by dust – decreases noticeably (Figure 5.10). This features suggests that the strong dust deposition of the beginning of April is underestimated by ALADIN-Climate and that the match between measured and simulated concentrations at the end of the season is due to a compensation by BC. This confirms the findings of Tuzet et al. (2017) that major Saharan dust deposition events are underestimated by ALADIN-Climate.

5.8 Conclusion

On the one hand, this study provides an analysis of a unique dataset collected at Col du Lautaret (2058 m a.s.l., French Alps) site during two contrasted snow seasons. This dataset comprises automated measurements of spectral albedo and meteorological variables as well

as 30 days of manual measurements of spectral albedo, snow physical and chemical properties vertical profiles. Spectral albedo measurements are first processed in order to estimate near surface SSA and LAP concentration of the snowpack. Then these retrieved information are compared to the snowpit measurements. Near-surface SSA retrieved from spectral albedo measurements and measured in the snowpit are in overall good agreement. However, our dataset highlights strong discrepancies between different chemical measurements technique for black carbon, with mean EC/rBC ratio around 10 and ranging from 0.5 to 30. These results underline the need to better understand what is precisely measured by each chemical measurement technique in snow and how to relate each type of measurements to their radiative impact. Indeed discrepancies between chemical measurements and radiative retrievals from spectral albedo are reduced by using EC measurement rather than rBC measurements under our assumption of BC MAE. This issue is particularly critical for studies focusing on the impact of BC on Arctic and Antarctic snow, because in these regions the BC concentrations are often too low to be detected from reflectance measurements. Further studies should aim at comparing the different methods of LAP concentration measurements in snow with concomitant measurements of the induced absorption ,as it has been done for BC in atmospheric sciences.

On the other hand, this dataset is compared to ensemble snowpack simulations performed with the Crocus detailed snowpack model. Two ensemble simulations are performed, one assuming that no LAP are deposited on the snowpack and another one using BC and dust deposition fluxes from the ALADIN-Climate model. This simulation framework makes it possible to isolate the impact of LAPs on snowpack evolution while accounting for modelling uncertainties. Near surface properties of Crocus simulations are in good agreement with measured values, despite a marked SSA bias for high SSA values. This bias is probably due to the parameterisation of fresh snow SSA in Crocus. Near surface LAP concentrations computed by ensemble simulations using ALADIN-Climate as a deposition forcing are in good agreement with automated spectral albedo measurements. The temporal evolution as well as the extreme values at the end of the season are correctly simulated. The radiative impact is hence expected to be captured by our simulation that are used to estimate the impact of LAP. However extreme dust deposition events seems underestimated as hypothesised in Tuzet et al. (2017).

By comparing the pristine simulation to the LAP simulation, the RF of LAPs is estimated, with maximal values of 50 W m^{-2} and 200 W m^{-2} for daily averaged and instantaneous RF respectively. The RF of LAP is higher for the second snow season which was affected by a major dust deposition event but the median impact on snow cover duration are similar for both seasons : 10 and 11 days respectively. This is due to complex interactions between meteorological conditions and snow-LAP synergy, especially for the first year. Indeed, for this year the impact of LAP on the duration of snow cover varies from 5 to 20 days depending on the model configuration. Even though the LAP concentrations are similar in each member of our ensemble, there are strong differences in term of snow cover duration due to modelling uncertainties. This highlights the need to better constrain snowpack modelling, by assimilating observations for example. As our ensemble framework accurately represents the evolution of visible (AEC concentrations) and near-infrared (SSA) reflectances, it would provide a reasonable first guess for further assimilation of optical satellite reflectance ; at least at this site for these two particular seasons. An analysis on a longer period and at larger scale would be needed to extend this finding.

Lastly, our results show that the indirect impact of LAPs – i.e. the enhancement of snow metamorphism induced by LAPs – is negligible. These findings, for the two particular snow seasons studied here at the Col du Lautaret study site, differs from results of previous studies estimating this impact to be around 15–20 % of LAP total RF. Here strong LAPs concentration near the surface of the snowpack only occurs when SSA are already low, explaining the inefficiency of the indirect impact. This suggest that the seasonal indirect impact depends on meteorological conditions and on the timing of LAP deposition on the snowpack. It is hence necessary to explicitly account for the coupling between LAP deposition and snowpack evolution to reproduce the spatio-temporal variability of LAP indirect impact.

Author contributions

F. Tuzet led the study and was in charge of the field measurement campaign over the two seasons. F. Tuzet along with M. Dumont and G. Picard performed the major part of the data analysis. L. Arnaud and G. Picard developed the Autosolexs and Solalb instruments and the associated code library. D. Voisin supervised the chemical measurement analysis. M. Lafaysse made it possible to realise ensemble snowpack simulations with ESCROC. P. Nabat provided the ALADIN-Climate simulations. M. Lamare, F. Larue and J. Revuelto had a major contribution in the field data acquisition. All authors contributed to the manuscript.

Acknowledgments

CNRM/CEN and IGE are part of Labex OSUG@2020 (investissement d’avenir - ANR10 LABX56). This study was supported by the ANR programs 1-JS56-005-01 MONISNOW and ANR-16-CE01-0006 EBONI and APR myosotis; the INSR/LEFE projects BON and ASSURANCE; the Ecole Doctorale SDU2E of Toulouse. This research was at least partially supported by Lautaret Garden-UMS 3370(Univ.Grenoble Alpes, CNRS, SAJF, 38000 Grenoble, France), member of AnaEE-France (ANR-11-INBS-0001AnaEE-Services, Investissements d’Avenir frame) and of the eLTER-Europe network (Univ. Grenoble Alpes, CNRS, LTSER Zone Atelier Alpes, 38000 Grenoble, France). The authors are grateful to LISA and PSI for chemical analysis of snow samples presented in this study.

Code availability

Upon request

Data availability

A public Dataset will soon be created before the submissions of this article to The Cryosphere

5.9 Summary of the acronyms

Acronym	Full name
AEC	Absorption Equivalent concentration
LAP	Light-absorbing particle
SSA	Specific surface area
MAE	Mass absorption efficiency
BC	Black carbon
rBC	Refractory black carbon
EC	Elemental carbon
eqBC	Equivalent black carbon
eqrBC	Equivalent refractory black carbon
eqEC	Equivalent elemental carbon
RF	Radiative forcing
ESCROC	Ensemble system Crocus
DOY	Day Of Year

5.10 Informations supplémentaires

5.10.1 Nouveaux développements du modèle

Dans l'article présenté ici, les développements du modèle Crocus sur la représentation explicite des impuretés absorbantes ont été légèrement modifiés par rapport au Chapitre 2. En effet, durant les trois années de cette thèse, un travail important de maintenance et de débogage du code de Crocus a été effectué². Dans le modèle Crocus, les couches ont une épaisseur variable et l'épaisseur de la couche de surface varie typiquement d'un demi centimètre à 10 centimètres. Lors de l'élaboration des résultats de l'étude de Dumont et al. (In prep), une forte dépendance de l'impact radiatif des impuretés à l'épaisseur de la couche de surface a été remarquée en fin de saison ; lorsque la couche superficielle s'enrichit en impuretés. Dans leur étude, les concentrations en poussières minérales simulées dans le Caucase sont environ dix fois supérieures à celles présentées dans ce Chapitre. La Figure 5.11 illustre l'impact d'une même masse de poussières minérales répartie dans une couche superficielle de taille variable déposée sur un manteau neigeux propre. Pour l'exemple du panneau de gauche, la masse d'impuretés est similaires à celles de ce chapitre et du Chapitre 2, tandis que pour le panneau de droite la masse est dix fois supérieure. Pour de telles masses d'impuretés absorbantes, la variation de leur forçage radiatif en fonction de l'épaisseur de la couche superficielle de Crocus devient importante.

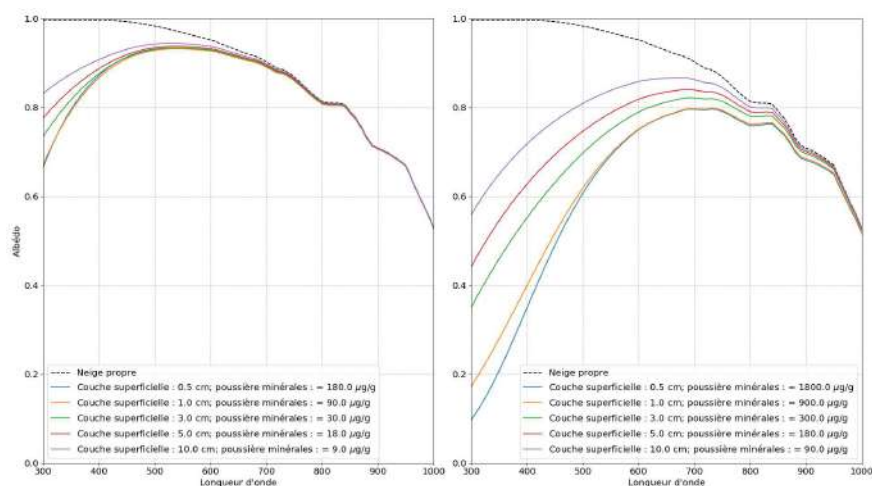


FIGURE 5.11 – Albédo spectral d'un manteau neigeux propre, recouvert d'une couche d'épaisseur variable contenant une masse donnée de poussières minérales. La masse volumique de la neige est ici de 200 kg m^{-3} et sa SSA de $10 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$. Pour le panneau de gauche la masse d'impureté est similaire à celle présenté dans ce chapitre et au chapitre 2. Pour le panneau de droite la masse d'impureté est dix fois supérieures, du même ordre de grandeur que dans l'étude de Dumont et al. (In prep).

2. La majorité des développements supplémentaires sont juste des corrections de problèmes mineurs qui ne sont pas détaillés ici.

Ce phénomène purement numérique est indésirable. Le code a donc été modifié pour répartir la masse d'impuretés absorbantes de manière homogène dans les dix premiers millimètres d'équivalent en eau (correspondant par exemple à 5 cm de neige de masse volumique 200 kg m^{-3}). Cela minimise la dépendance de l'impact radiatif des impuretés à l'épaisseur de la couche de surface des simulations Crocus.

5.10.2 Simulations supplémentaires

Utilisation des flux de dépôts du modèle MOCAGE

Lors de l'analyse des résultats, l'utilisation de flux de dépôts de BC et de poussières minérales provenant du modèle atmosphérique de chimie-aérosol MOCAGE (Josse et al., 2004) a été testé. La Figure 5.12 reprend la Figure 5.7 en ajoutant les résultats obtenus avec les flux de dépôts du modèle MOCAGE.

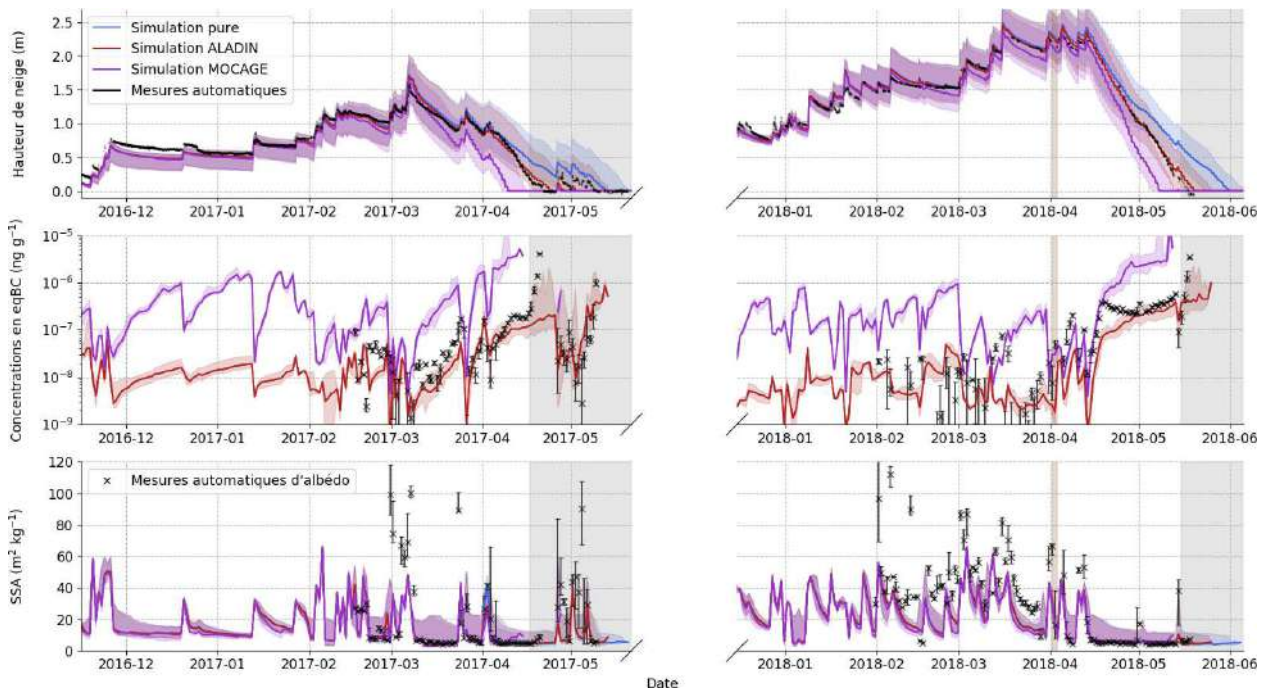


FIGURE 5.12 – Mesure et simulation des propriétés du manteau neigeux au Col du Lautaret avec différent flux de dépôt. L'ensemble bleu correspond à une simulation sans impureté tandis que l'ensemble rouge (ALADIN-Climate) et violet (MOCAGE) prennent en compte les impuretés. Pour chaque propriété simulée, la ligne en trait plein correspond à la médiane de l'ensemble et les valeurs de tout l'ensemble sont grisées de la couleur correspondante. En haut : Hauteur de neige mesurée par la station FluxAlp (noir) et simulée avec et sans impureté. Au milieu : Concentration de surface en équivalent BC retrouvées des mesures automatiques d'albédo (noir) et simulées. En bas : SSA de surface retrouvées des mesures automatiques d'albédo (noir) et simulées.

Les concentrations de surface en impuretés absorbantes simulées (panneau du milieu) en utilisant les flux de dépôts du modèle MOCAGE sont fortement surestimés et sont

presque systématiquement 10 à 100 fois supérieures à celles mesurées. Cela entraîne une sur-estimation de leur impact et par conséquent une fonte trop rapide du manteau (panneau du haut). Il est également intéressant de noter que les SSA de surface (panneau du bas) sont parfois visiblement plus faibles que celles des ensembles pur et utilisant les flux de dépôts d'ALADIN-Climate. Cela suggère que de telles concentrations en impuretés absorbantes entraînerait un impact indirect plus important. Ceci s'explique par le fait que les concentrations en impuretés absorbantes simulées à partir des flux de dépôts de MOCAGE sont élevées même après des chutes de neige, entraînant de plus nombreuses périodes pendant lesquelles les SSA sont élevées et les concentrations en impuretés importantes. C'est au cours de ces périodes que la présence d'impuretés accélère visiblement le métamorphisme causant un effet indirect significatif.

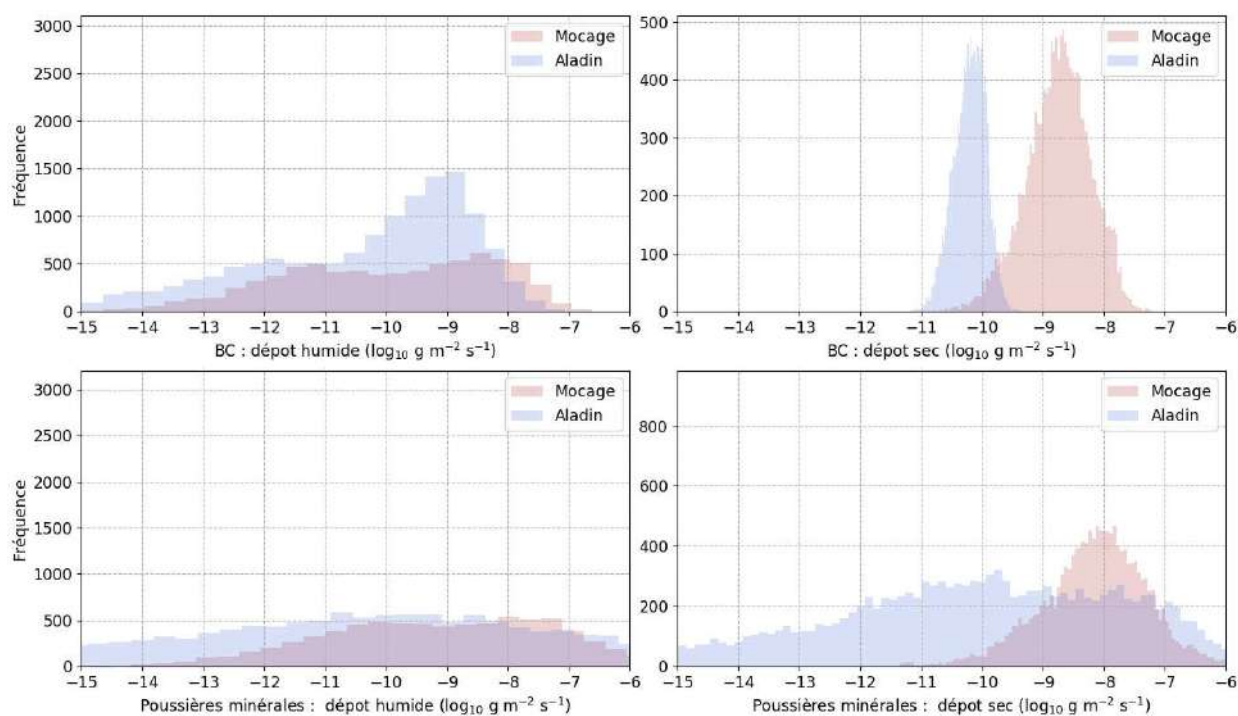


FIGURE 5.13 – Histogramme des valeurs de flux dépôts de BC (en haut) et de poussière minérales (en bas) des modèles ALADIN-Climate et MOCAGE entre le 01/09/2016 et le 01/06/2018. Les deux modèles ont un pas de temps horaire.

Afin de comprendre la cause de l'écart entre les flux de dépôts d'ALADIN-Climate et de MOCAGE, une analyse de chaque composante de ces flux de dépôts a été réalisée. La Figure 5.13 illustre la répartition des valeurs de dépôts sec et humides de BC et de poussières minérales. Cet histogramme montre que la différence principale en terme d'ordre de grandeur provient du flux de dépôts sec de BC qui est environ 100 fois plus élevé dans le modèle MOCAGE que dans ALADIN-Climate. Au vu des résultats présentés dans ce chapitre et de la Figure 5.12, les valeurs du modèle ALADIN-Climate sont plus adaptées à la simulation des dépôts en surface du manteau neigeux au Col du Lautaret pour les saisons 2016-2017 et 2017-2018.

Activation du lessivage des impuretés absorbantes

Dans l'étude présentée dans ce Chapitre, le lessivage des impuretés absorbantes par percolation de l'eau liquide dans le manteau n'a pas été activée. Notre étude se concentre, en effet, sur l'influence des incertitudes des autres processus sur la modélisation de l'impact des impuretés absorbantes. Ici sont présentées des simulations supplémentaires qui ont été réalisées en utilisant les flux de dépôts du modèle ALADIN-Climate (configuration impur dans l'article), en activant le lessivage du BC avec une efficacité de lessivage de 20% (Chapitre 2). La Figure 5.14 reprend la Figure 5.7 en ajoutant les résultats obtenus avec cette paramétrisation du lessivage du BC.

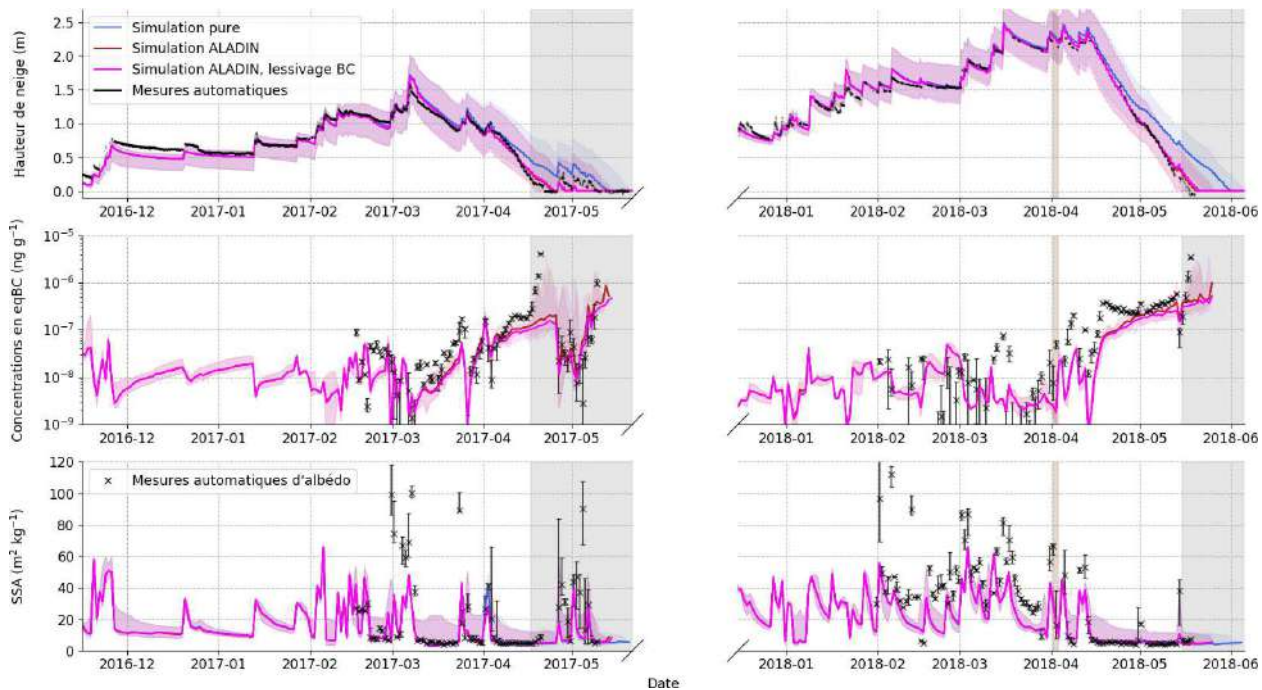


FIGURE 5.14 – Mesure et simulation des propriétés du manteau neigeux au Col du Lautaret avec différent flux de dépôt. L'ensemble bleu correspond à une simulation sans impureté tandis que l'ensemble rouge (ALADIN-Climate) et violet (ALADIN-Climate avec 20% de lessivage du BC) prennent en compte les impuretés. Pour chaque propriété simulée, la ligne en trait plein correspond à la médiane de l'ensemble et les valeurs de tout l'ensemble sont grisées de la couleur correspondante. En haut : Hauteur de neige mesurée par la station FluxAlp (noir) et simulée avec et sans impureté. Au milieu : Concentration de surface en équivalent BC retrouvées des mesures automatiques d'albédo (noir) et simulées. En bas : SSA de surface retrouvées des mesures automatiques d'albédo (noir) et simulées.

Les concentrations de surface en impuretés absorbantes en fin de saison sont légèrement plus faibles mais l'impact sur la fonte est négligeable. En effet, l'impact sur $\Delta t_{\text{melt_out}}$ est réduit de moins d'un jour (données non illustrées). Pour les deux saisons d'intérêt au Col du Lautaret le processus de lessivage du BC est donc négligeable aux vues des autres incertitudes de modélisation ; sous l'hypothèse que son efficacité est de 20%.

Enfin la Figure 5.15 présente l'évolution de η – la fraction de l'impact radiatif des impuretés absorbantes qui est causée par les poussières minérales – avec et sans lessivage du BC. Sur les deux années considérées, la prise en compte du lessivage du BC augmente de 5 à 10% la part estimée de l'impact radiatif causée par les poussières minérales. Il est donc important de mieux caractériser les efficacités de lessivage des différents types d'impuretés pour estimer précisément leurs impacts respectifs par la simulation.

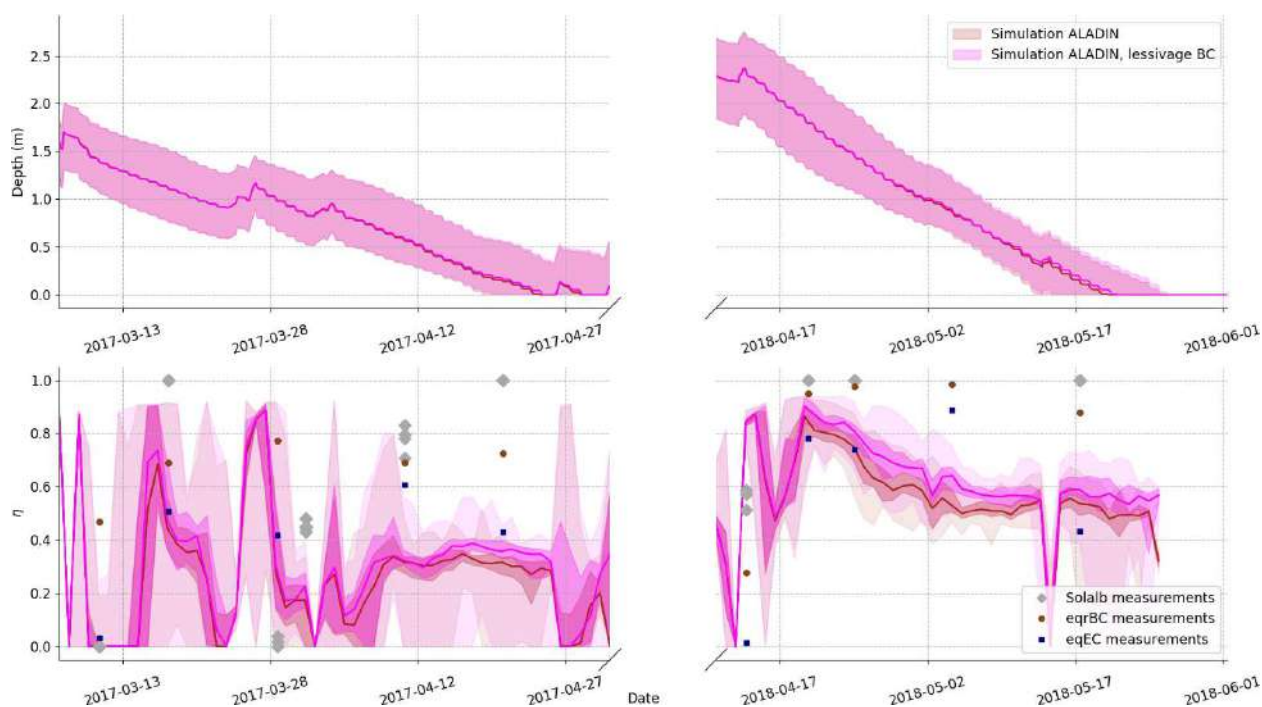


FIGURE 5.15 – Mesure et simulation de η , la fraction de l'impact causée par les poussières minérales avec et sans lessivage du BC. L'ensemble bleu correspond à une simulation sans impureté tandis que l'ensemble rouge (ALADIN-Climat) et violet (ALADIN-Climat avec 20% de lessivage du BC) prennent en compte les impuretés. Pour chaque propriété simulée, la ligne en trait plein correspond à la médiane de l'ensemble et les valeurs de tout l'ensemble sont grisées de la couleur correspondante. En haut : Hauteur de neige mesurée par la station FluxAlp (noir) et simulée avec et sans impureté. Au milieu : Concentration de surface en équivalent BC retrouvées des mesures automatiques d'albédo (noir) et simulées. En bas : SSA de surface retrouvées des mesures automatiques d'albédo (noir) et simulées.

Chapitre 6

Conclusion générale et perspectives

Sommaire

6.1	Conclusion générale	177
6.2	Perspectives	181

6.1 Conclusion générale

Cette thèse présente des travaux de modélisation originaux ainsi qu'un jeu de données unique acquis au cours d'une campagne de mesure de deux ans. Ces travaux apportent des réponses aux trois grandes problématiques de ma thèse qui sont ici résumées.

Peut-on modéliser les impacts (directs et indirects) des impuretés absorbantes en se servant des modèles de manteau neigeux et des modèles de chimie-aérosols développés à Météo-France ?

Avant le début de ma thèse, peu de modèles dans la littérature étaient capables de représenter précisément les interactions entre métamorphisme de la neige et impacts radiatifs des impuretés absorbantes. Partant de ce constat, j'ai effectué des développements dans le modèle détaillé de manteau neigeux Crocus pour y inclure une représentation explicite des impuretés absorbantes. Ces développements ont consisté à implémenter les phénomènes de dépôt et d'évolution des impuretés absorbantes dans le manteau neigeux. Concernant les dépôts d'impuretés, deux variables ont été ajoutées dans le forçage atmosphérique de Crocus : les flux de dépôts sec et humide de divers types d'impuretés¹. La dynamique d'évolution des impuretés absorbantes dans le manteau neigeux après leur dépôt est ensuite représentée. Pour ce faire, une variable supplémentaire correspondant à la masse des différents types d'impuretés absorbantes a été ajoutée dans chaque couche du manteau neigeux modélisé par Crocus. Au cours de l'évolution du manteau neigeux, cette masse d'impureté évolue dans le manteau incluant notamment le phénomène de lessivage par l'eau liquide percolant dans le manteau. En tirant profit du couplage récent entre Crocus et le modèle de transfert radiatif TARTES (Libois et al., 2013), réalisé peu avant ma thèse, ces nouveaux développements permettent de modéliser le dépôt, l'évolution et les impacts radiatifs (direct et indirects) des impuretés absorbantes dans le manteau neigeux. Cette étude est la première à implémenter dans un modèle détaillé de manteau neigeux les dépôts atmosphériques d'impuretés, leur dynamique d'évolution et leurs impacts sur le profil d'absorption d'énergie solaire.

Quels types d'impuretés absorbantes sont présentes dans un manteau neigeux saisonnier alpin et en quelle quantité ? Avec quelle incertitude peut-on estimer leurs concentrations à partir de mesures ?

Une autre des limitations à notre compréhension actuelle de l'impact des impuretés absorbantes a récemment été soulevée dans la littérature : le manque d'observations dédiées à cette problématique (Skiles et al., 2018). C'est pourquoi, en parallèle de ces travaux de modélisation, j'ai mené une campagne de terrain visant à collecter le jeu de données le plus complet possible permettant de caractériser l'impact des impuretés absorbantes au col du Lautaret (05) pendant les deux saisons 2016-2017 et 2017-2018. Ce jeu de données inédit comprend un suivi régulier des propriétés physiques (SSA, densité, température, type de grains), optiques (albédos et profils d'irradiance spectraux), et des concentrations en BC (rBC et EC) et en poussières minérales dans le manteau neigeux. Des mesures automatiques

1. Seuls le BC et les poussières minérales ont été utilisés au cours de ma thèse mais les développements permettent d'ajouter simplement n'importe quel type d'impureté absorbante, sous réserve de connaître ses propriétés d'absorption.

d'albédo spectraux étaient également acquises au même site toutes les 12 minutes durant ces deux hivers. C'est le premier suivi pluri-annuel permettant de caractériser, par la mesure, l'impact des impuretés absorbantes dans un manteau neigeux saisonnier des Alpes. Ce jeu de données unique sera prochainement fourni en libre accès sous un DOI afin qu'il puisse être exploité dans le futur.

L'analyse de ce jeu de données a permis, dans un premier temps, de proposer une méthode innovante visant à relier l'extinction spectrale du rayonnement solaire dans le manteau neigeux à la concentration d'impuretés mesurée chimiquement. En utilisant la théorie du transfert radiatif, le coefficient spectral d'extinction dans les couches de neige homogènes est d'abord déduit des profils d'irradiance mesurés au col du Lautaret. En utilisant la théorie ARRT (Kokhanovsky and Zege, 2004), le coefficient d'absorption des impuretés absorbantes dans ces couches homogènes est estimé. Une hypothèse sur l'efficacité massique d'absorption (MAE) des poussières minérales et du BC, basée sur l'état de l'art, permet ensuite de déduire des concentrations d'impuretés absorbantes. Il s'avère que la méthode présentée n'est pas sensible aux faibles concentrations ($< 5 \text{ ng g}^{-1} \text{ eqBC}$ mesuré), ce qui probablement lié à l'impact de la technique de mesure des profils d'irradiance dans le cas de manteaux neigeux peu absorbants. Pour les concentrations plus élevées, le signal retrouvé à partir des profils d'irradiance est corrélé aux concentrations mesurées. Cependant, les concentrations estimées à partir de l'extinction sont systématiquement supérieures aux concentrations de chimie (rBC+poussières minérales). Ce résultat est corroboré par la comparaison des mesures d'albédo spectraux aux concentrations chimiques mesurées en surface. Les mesures de chimie (rBC+poussières minérales) sont, en effet, corrélées à l'impact radiatif estimé à partir des mesures d'albédo mais sous les mêmes hypothèses de MAE, elles sont trop faibles pour expliquer l'absorption induite. Des difficultés similaires à relier les concentrations chimiques d'impuretés à l'impact radiatif induit ont déjà été soulevées dans la littérature (e.g. Doherty et al., 2016; Mori et al., 2019). Les différences entre concentrations chimiques et impact optique induit ont deux causes principales :

1. Les incertitudes dans les hypothèses de modélisation du transfert radiatif.
2. Notre compréhension limitée des mesures chimiques dans la neige.

Ces deux problématiques sont en fait étroitement liées et la question pertinente est : Quelle hypothèse de modélisation sur l'efficacité massique d'absorption (MAE) doit-on faire pour un type de mesure chimique? Notre jeu de données montre, effectivement, que les concentrations mesurées de EC sont en moyenne 10 fois supérieures à celle de rBC pour une même couche. Il est alors évident que l'hypothèse faite sur le MAE pour relier la chimie à l'optique doit différer entre ces deux types de mesures de BC. L'hypothèse sur le MAE du BC utilisée dans nos deux études ($11.25 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ à 550 nm) est plus adaptée aux mesures de EC qu'aux mesures de rBC. En effet, l'utilisation des mesures de EC à la place des mesures de rBC réduit fortement l'écart entre concentrations et impact optique sur l'albédo. Une quantification précise des incertitudes associées aux différentes mesures de concentration de poussières minérales dans la neige fait également défaut dans la littérature. Il paraît urgent de comprendre les écarts entre différents types de mesure d'impuretés absorbantes dans la neige. Tant que la cause de ces écarts ne sera pas élucidée, il s'avère du moins nécessaire d'associer une valeur caractéristique de MAE à chaque type de mesure .

Quels impacts radiatifs ont les dépôts d'impuretés absorbantes sur l'évolution du manteau neigeux et comment varient t-ils d'une année à l'autre ?

Malgré les divergences entre impact optique et mesures de concentration chimique, les développements du modèle Crocus ont été validés par des mesures spectrales d'albédo in situ. Dans les travaux présentés ici, les flux de dépôts en BC et en poussières minérales sont tirés du modèle de chimie-aérosol ALADIN-Climate (Nabat et al., 2015). Des simulations de l'enneigement, avec et sans impuretés absorbantes, ont permis de modéliser les impacts du BC et des poussières minérales pour deux sites dans les Alpes et pour un total de trois saisons. Dans un premier temps, des simulations de l'enneigement au col de Porte pour la saison 2013-2014, ont permis d'estimer les concentrations de surface en impuretés absorbantes ainsi que leurs impacts. Lors de cette saison, deux dépôts importants de poussières minérales sahariennes s'étaient produits, le premier à la mi-février et le second début avril. Les simulations permettent de reproduire correctement les variations temporelles de l'impact radiatif des impuretés absorbantes malgré une légère sous-estimation au regard des mesures d'albédo spectraux. Le forçage radiatif journalier maximal est estimé à 45 W m^{-2} en fin de saison, lorsque les impuretés s'accumulent à la surface du manteau. Un résultat important de cette étude est que 15% de l'impact total des impuretés provient de l'effet indirect (accélération du métamorphisme), en accord avec les premières estimations qui avaient été faites en Sierra Nevada (USA ; (Skiles and Painter, 2019)). L'avance de la date finale de fonte du manteau neigeux causée par les impuretés est estimée de 6 à 9 jours selon la paramétrisation des impuretés absorbantes.

Dans un second temps l'impact des impuretés absorbantes est évalué pour les deux saisons de la campagne de mesure au col du Lautaret (2016-2017 et 2017-2018). Ici encore le modèle Crocus est utilisé, mais cette fois, dans sa version ensembliste : ESCROC, qui permet de représenter les incertitudes de modélisation de Crocus (Lafaysse et al., 2017). Les deux années présentent des caractéristiques météorologiques différentes avec en 2016-2017 une faible accumulation de neige, des températures élevées, de nombreux épisodes de pluie sur neige sans aucun dépôt majeur d'impuretés ; et en 2017-2018 une plus forte accumulation de neige et un dépôt important de poussières minérales au début du mois d'avril. Les variations temporelles et les valeurs extrêmes de concentrations de surface en impuretés absorbantes sont correctement reproduites par Crocus. Cela signifie que l'impact radiatif maximal estimé par la modélisation est en accord avec les mesures d'albédo spectraux. Le forçage radiatif des impuretés est plus important lors de la seconde année que lors de la première à cause de deux facteurs : la plus forte concentration en impuretés absorbantes et la date plus tardive de la fonte impliquant une plus importante quantité d'énergie solaire incidente. Les forçages radiatifs journaliers maximaux sont respectivement de 35 et 55 W m^{-2} pour la première et la seconde saison. Malgré cette différence de forçage radiatif, l'avance de la date de fonte médiane calculée à partir de notre ensemble sur les deux saisons est similaire, avec 10 ± 5 et 11 ± 1 jours respectivement. L'impact le plus important sur l'avance de la date de fonte (20 jours) est même obtenu pour la première année. Ce résultat suggère que le seul forçage radiatif des impuretés absorbantes ne suffit pas nécessairement à estimer l'impact sur l'avance de la date de fonte définitive du manteau neigeux. En fait, lors de la saison 2016-2017 une chute de neige s'est produite quelques jours avant la fonte du manteau neigeux, prolongeant la durée d'enneigement d'environ deux semaines. Dans certaines simulations de notre ensemble, cette chute de neige se dépose parfois à même le sol car le manteau neigeux simulé

a déjà fondu. Dans ce cas, le neige fond plus rapidement ou ne tient pas sur le sol ce qui explique la forte variabilité observée ainsi que les valeurs élevées de l'avance de date de fonte. Ce résultat souligne à la fois l'importance des conditions météorologiques et des incertitudes des modèles de manteau neigeux sur l'estimation de l'impact des impuretés absorbantes. Enfin sur ces deux années au col du Lautaret, l'impact radiatif indirect des impuretés absorbantes est négligeable. Cette estimation diverge de celle au col de Porte en 2013-2014 et de l'étude de Skiles and Painter (2019), suggérant que la répartition entre impacts direct et indirects des impuretés absorbantes varie en fonction des conditions météorologiques observées et des dépôts d'impuretés absorbantes. Nos résultats suggèrent que l'impact radiatif indirect des impuretés absorbantes est particulièrement important dans les périodes où la SSA de la neige est élevée et où les concentrations en impuretés sont importantes. Les différences d'impact entre les trois années observées soulignent les fortes interactions entre impuretés absorbantes, métamorphisme de la neige et conditions météorologiques. Il est donc primordial de représenter explicitement les impuretés absorbantes pour estimer correctement leur impact.

6.2 Perspectives

Les mesures chimiques des échantillons du col du Lautaret révèlent des différences importantes entre les mesures d'EC et celles de rBC. Une étude approfondie sur la cause de ces différences pourrait être réalisée en regardant de manière détaillée les thermogrammes de chaque analyse d'EC et les distributions de tailles mesurées pour les échantillons rBC. Une étude similaire pourrait également être entreprise pour comprendre les divergences entre chimie et impact optique. Cependant, cette dernière question semble plus complexe à résoudre à l'aide de notre seul jeu de données. En effet, les propriétés d'absorption d'une particule dépendant de ses propriétés micro-structurales comme son coating (i.e. l'enrobage de la particule par une membrane d'un autre composé chimique) ou son inclusion dans la matrice de glace. Ces propriétés ne sont pas mesurées par nos analyses et l'idéal serait de réaliser une campagne spécifiquement dédiée à la compréhension des différences entre diverses mesures de chimie et la façon de les relier à leur impact optique. Pour ce faire, de récentes études basées sur la microscopie pourraient permettre d'aborder le problème au niveau de la particule. En effet, les avancées de la microscopie électronique en transmission (TEM) et de l'analyse dispersive en énergie (EDX) ont récemment permis de déterminer la micro-structure exactes de particules d'impuretés absorbantes présentes dans la neige (Dong et al., 2018 ; e.g. la composition et l'épaisseur du coating d'une particule). L'application de cette technique à un grand nombre d'échantillon de neige pourrait permettre de mieux contraindre certains paramètres incertains de la modélisation du transfert radiatif comme la localisation des impuretés par rapport à la matrice de glace ou leur propriétés de coating. D'autres études sur l'imagerie hyperspectrale par microscope ont permis de déterminer les propriétés d'absorption d'une unique particule d'impuretés absorbantes présente dans un échantillon de neige (Dal Farra et al., 2018). Le couplage de ces deux approches pourrait permettre de mieux contraindre notre compréhension du lien entre la micro-structure des impuretés absorbantes et leur impact radiatif dans la neige. Enfin, l'application de telles méthodes à des échantillons analysés par des méthodes de chimie permettrait probablement d'améliorer notre compréhension de ces mesures.

Le modèle de transfert radiatif TARTES a été conçu pour être un bon compromis entre représentation précise du transfert radiatif et efficacité numérique (Libois, 2014b). Il reste cependant plus coûteux numériquement que les représentations empiriques du transfert radiatif dans le visible basés sur l'âge de la neige. Dans son implémentation actuelle dans Crocus, TARTES opère des calculs sur 186 bandes spectrales. De ce fait, des ressources informatiques conséquentes doivent être déployées pour effectuer des simulations sur de vaste domaines ce qui limite son utilisation. Van Dalum et al. (2018) présente une étude intéressante qui vise à optimiser le modèle TARTES en réduisant le nombre de bandes spectrales sur lesquels les calculs de transfert radiatif sont effectués. Des travaux similaires ont récemment été réalisés par Florent Veillont au Centre d'Etude de la Neige. De tels travaux ouvrent la porte à des études d'impact des impuretés absorbantes à plus grande échelle ou au déploiement opérationnel de ces développements.

À l'heure actuelle, les fortes incertitudes de modélisations des modèles de manteau neigeux détaillés restent une des principales limites à leur utilisation (e.g. Krinner et al., 2018). Au cours de ces dernières décennies, l'assimilation de données (i.e. la correction de l'état d'un modèle à partir d'observations) s'est révélée une approche efficace pour réduire les incertitudes de modélisation. L'assimilation de réflectances optiques apporte, par exemple,

une information pertinente sur les propriétés de surface du manteau neigeux, permettant de réduire considérablement les incertitudes de modélisation (Charrois et al., 2016). Dans les années à venir, l'assimilation de réflectances optiques satellitaires pourrait permettre de réduire significativement les erreurs des chaînes de modélisation opérationnelles de l'état du manteau neigeux (Cluzet et al., in review). Un pré-requis à l'assimilation de telles données est que le modèle de manteau neigeux doit être doté d'un diagnostic d'albédo spectral permettant de reproduire les variations spatio-temporelles d'albédo. De nombreux modèles sont capables de modéliser la réflectance dans les longueurs d'onde de l'infra-rouge grâce à leurs schémas de métamorphisme. Ce n'est cependant pas le cas dans le visible car peu de modèles offrent une représentation réaliste de l'évolution de l'impact des impuretés, nécessaire dans les régions fortement affectées. Les travaux présentés ici montrent que le modèle Crocus alimenté par les flux de dépôts du modèle de chimie-aérosol ALADIN-Climate est capable de représenter les variations temporelles de réflectance spectrale à la fois dans le visible et dans l'infrarouge. Si ces conclusions sont étendues à des zones plus vastes et des périodes temporelles plus importantes, ce nouveau cadre de modélisation pourrait servir de base à l'assimilation de réflectances satellitaires.

Les études sur les carottes de glaces menées dans les Alpes soulignent de fortes variations des dépôts de BC et de poussières minérales au cours des périodes passées (e.g. Thevenon et al., 2009; Gabbi et al., 2015; De Angelis and Gaudichet, 1991). Les travaux présentés ici suggèrent que les impacts radiatifs des impuretés absorbantes dépendent non seulement des quantités déposées mais aussi fortement des conditions météorologiques associées. Il serait donc intéressant de modéliser l'évolution de ces impacts à plus grande échelle et pour de plus longues périodes afin de généraliser les résultats obtenus au cours de cette thèse. Cela permettrait d'améliorer notre compréhension des impacts directs et indirects des impuretés absorbantes et notamment de déterminer la contribution des impacts indirects dans de multiples configurations météorologiques. De plus, dans le contexte actuel de prise de conscience climatique, les émissions de carbone suie sont amenées à évoluer (plus ou moins vite) dans les prochaines décennies et son impact sur le manteau neigeux va également évoluer. À l'opposé, l'étude récente de Varga et al. (2019) suggère que l'amplification arctique² intensifie l'occurrence d'événements extrêmes de dépôt de poussières minérales sahariennes. Une étude climatique de l'impact des impuretés absorbantes au cours des prochaines décennies, sous différentes hypothèses, pourrait également apporter une estimation de l'évolution future des impacts des impuretés absorbantes.

Au cours des derniers mois, une forte attention médiatique a été portée sur la découverte de particules de micro-plastique dans la neige de régions supposées, jusqu'alors, épargnées³ comme les montagnes françaises des Pyrénées (Allen et al., 2019) ou l'arctique (Bergmann et al., 2019). Ces études mettent en évidence l'importance du transport atmosphérique de particules de micro-plastique ce qui pose la question de l'impact sur la santé des êtres vivants. C'est d'ailleurs cette problématique de santé qui a capté l'attention des médias. La Figure 3 de l'étude de Bergmann et al. (2019) présente des photographies des particules de micro-plastique retrouvées dans la neige. La plupart de ces particules sont colorées ce qui

2. L'amplification arctique est le phénomène de réchauffement plus rapide de l'arctique que du reste du globe. Cela entraîne notamment une diminution du gradient de température entre l'arctique et l'équateur, provoquant un affaiblissement du jet-stream et de plus fortes oscillations Nord-Sud des masses d'air dans l'hémisphère Nord (e.g. Chen et al., 2015)

3. Articles du [Figaro](#), de [l'Express](#), et de [Futura Science](#)

soulève plusieurs questions supplémentaires en lien avec ma thèse : 1) les particules de micro-plastique représentent-elles un nouveau type d'impuretés absorbantes ? Si oui, leur impact radiatif dans la neige est-il significatif ? 2) Les particules de micro-plastique sont-elles susceptibles d'affecter les mesures chimiques visant à déterminer la concentration en d'autres types d'impuretés absorbantes ?

Pour finir, de nombreux pratiquants et professionnels de la montagne, dont les prévisionnistes de Météo-France, s'interrogent depuis longtemps sur le lien entre les forts dépôts de poussières minérales et la stabilité du manteau neigeux. Beaucoup d'entre eux sont persuadés que, dans certaines conditions, les impacts radiatifs des poussières minérales affectent la stratigraphie et mènent à des situations avalancheuses. Ces phénomènes sont décrits dans plusieurs études de manière qualitative (e.g. Landry et al., 2014; Chomette et al., 2016) mais n'ont jamais été rigoureusement prouvés. En effet, isoler l'impact des poussières minérales des autres facteurs météorologiques est une tâche expérimentale complexe et aucun modèle n'était adapté à une telle étude. En effet, cela nécessite un modèle de manteau neigeux détaillé capable de prendre en compte le métamorphisme de la neige et ses interactions avec les impuretés absorbantes, notamment la modification du profil d'absorption d'énergie en profondeur dans le manteau. Les travaux de modélisation de ma thèse pourraient être utilisés afin d'investiguer numériquement les liens complexes entre les forts événements de dépôts de poussières minérales et la stabilité du manteau neigeux (Annexe B).



Bibliographie

- Adolph, A. C., Albert, M. R., Lazarcik, J., Dibb, J. E., Amante, J. M., and Price, A. : Dominance of grain size impacts on seasonal snow albedo at open sites in New Hampshire, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122, 121–139, 2017.
- Allen, S., Allen, D., Phoenix, V. R., Le Roux, G., Jiménez, P. D., Simonneau, A., Binet, S., and Galop, D. : Atmospheric transport and deposition of microplastics in a remote mountain catchment, *Nature Geoscience*, 12, 339, 2019.
- Anderton, S., White, S., and Alvera, B. : Micro-scale spatial variability and the timing of snow melt runoff in a high mountain catchment, *Journal of Hydrology*, 268, 158–176, 2002.
- Aoki, T., Motoyoshi, H., Kodama, Y., Yasunari, T. J., Sugiura, K., and Kobayashi, H. : Atmospheric aerosol deposition on snow surfaces and its effect on albedo, *Sola*, 2, 13–16, 2006.
- Aoki, T., Kuchiki, K., Niwano, M., Kodama, Y., Hosaka, M., and Tanaka, T. : Physically based snow albedo model for calculating broadband albedos and the solar heating profile in snowpack for general circulation models, *J. Geophys. Res.*, 116, [10.1029/2010JD015507](https://doi.org/10.1029/2010JD015507)], 2011.
- Aoki, T., Matoba, S., Yamaguchi, S., Tanikawa, T., Niwano, M., Kuchiki, K., Adachi, K., Uetake, J., Motoyama, H., and Hori, M. : Light-absorbing snow impurity concentrations measured on Northwest Greenland ice sheet in 2011 and 2012, *Bulletin of Glaciological Research*, 32, 21–31, 2014.
- Armstrong, R. and Brun, E. : *Snow and climate : physical processes, surface energy exchange and modeling*, Cambridge Univ. Pr., [10.1111/j.1751-8369.2010.00181.x](https://doi.org/10.1111/j.1751-8369.2010.00181.x)], 2008.
- Arnaud, L., Picard, G., Champollion, N., Domine, F., Gallet, J.-C., Lefebvre, E., Fily, M., and Barnola, J.-M. : Measurement of vertical profiles of snow specific surface area with a 1 cm resolution using infrared reflectance : instrument description and validation, *J. Glaciol.*, 57, 17–29, [10.3189/002214311795306664](https://doi.org/10.3189/002214311795306664)], 2011.
- Barnett, T. P., Adam, J. C., and Lettenmaier, D. P. : Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, 438(7066), 303–309, [10.1038/nature04141](https://doi.org/10.1038/nature04141)], 2005.
- Bergmann, M., Mützel, S., Primpke, S., Tekman, M. B., Trachsel, J., and Gerdt, G. : White and wonderful? Microplastics prevail in snow from the Alps to the Arctic, *Science Advances*, 5, eaax1157, 2019.

- Bird, R. E. and Riordan, C. : Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface for cloudless atmospheres, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 87–97, 1986.
- Bisiaux, M., Edwards, R., McConnell, J., Curran, M., Van Ommen, T., Smith, A., Neumann, T., Pasteris, D., Penner, J., and Taylor, K. : Changes in black carbon deposition to Antarctica from two high-resolution ice core records, 1850–2000 AD, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, 4107–4115, 2012.
- Bond, T. C. and Bergstrom, R. W. : Light absorption by carbonaceous particles : An investigative review, *Aerosol science and technology*, 40, 27–67, 2006.
- Bond, T. C., Anderson, T. L., and Campbell, D. : Calibration and intercomparison of filter-based measurements of visible light absorption by aerosols, *Aerosol Science & Technology*, 30, 582–600, 1999.
- Box, J. E., Fettweis, X., Stroeve, J. C., Tedesco, M., Hall, D. K., and Steffen, K. : Greenland ice sheet albedo feedback : thermodynamics and atmospheric drivers, *The Cryosphere*, 6, 821–839, [10.5194/tc-6-821-2012](https://doi.org/10.5194/tc-6-821-2012)], 2012.
- Brandt, R. E. and Warren, S. G. : Solar-heating rates and temperature profiles in Antarctic snow and ice, *Journal of Glaciology*, 39, 99–110, 1993.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., and Coléou, C. : An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 35, 333 – 342, 1989.
- Brun, E., David, P., Sudul, M., and Brunot, G. : A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 38, 13 – 22, URL [http://refhub.elsevier.com/S0165-232X\(14\)00138-4/rf0155](http://refhub.elsevier.com/S0165-232X(14)00138-4/rf0155), 1992.
- Brun, E., Vionnet, V., Morin, S., Boone, A., Martin, E., Faroux, S., Le Moigne, P., and Willemet, J.-M. : Le modèle de manteau neigeux Crocus et ses applications, *La Météorologie*, 76, 44–54, 2012.
- Bubnova, R., Hello, G., Bernard, P., and Geleyn, J. : Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/Aladin NWP system, *Monthly Weather Review*, 123, 515–535, 1995.
- Bucholtz, A. : Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere, *Applied Optics*, 34, 2765–2773, 1995.
- Caponi, L., Formenti, P., Massabo, D., Biagio, C. D., Cazaunau, M., Pangui, E., Chevaillier, S., Landrot, G., Andreae, M. O., Kandler, K., et al. : Spectral-and size-resolved mass absorption efficiency of mineral dust aerosols in the shortwave spectrum : a simulation chamber study, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 7175–7191, 2017.
- Cardinali, M., Ardizzone, F., Galli, M., Guzzetti, F., and Reichenbach, P. : Landslides triggered by rapid snow melting : the December 1996–January 1997 event in Central Italy, in : *Proceedings 1st Plinius Conference on Mediterranean Storms*, pp. 439–448, Citeseer, 2000.

- Carmagnola, C. M., Domine, F., Dumont, M., Wright, P., Strellis, B., Bergin, M., Dibb, J., Picard, G., Libois, Q., Arnaud, L., and Morin, S. : Snow spectral albedo at Summit, Greenland : measurements and numerical simulations based on physical and chemical properties of the snowpack, *The Cryosphere*, 7, 1139–1160, [10.5194/tc-7-1139-2013](https://doi.org/10.5194/tc-7-1139-2013)], 2013.
- Carmagnola, C. M., Morin, S., Lafaysse, M., Domine, F., Lesaffre, B., Lejeune, Y., Picard, G., and Arnaud, L. : Implementation and evaluation of prognostic representations of the optical diameter of snow in the SURFEX/ISBA-Crocus detailed snowpack model, *The Cryosphere*, 8, 417–437, [10.5194/tc-8-417-2014](https://doi.org/10.5194/tc-8-417-2014)], 2014.
- Cavalli, F., Viana, M., Yttri, K. E., Genberg, J., and Putaud, J.-P. : Toward a standardised thermal-optical protocol for measuring atmospheric organic and elemental carbon : the EUSAAR protocol, *Atmospheric Measurement Techniques*, 3, 79–89, 2010.
- Chan, T., Huang, L., Leitch, W., Sharma, S., Brook, J., Slowik, J., Abbatt, J., Brickell, P., Liggio, J., Li, S.-M., et al. : Observations of OM/OC and specific attenuation coefficients (SAC) in ambient fine PM at a rural site in central Ontario, Canada, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 2393–2411, 2010.
- Chan, T., Brook, J., Smallwood, G., and Lu, G. : Time-resolved measurements of black carbon light absorption enhancement in urban and near-urban locations of southern Ontario, Canada, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 407–432, 2011.
- Chang, H. and Charalampopoulos, T. : Determination of the wavelength dependence of refractive indices of flame soot, in : *Proceedings of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, vol. 430, pp. 577–591, The Royal Society, 1990.
- Charrois, L., Cosme, E., Dumont, M., Lafaysse, M., Morin, S., Libois, Q., and Picard, G. : On the assimilation of optical reflectances and snow depth observations into a detailed snowpack model, *The Cryosphere*, 10, 1021–1038, [10.5194/tc-10-1021-2016](https://doi.org/10.5194/tc-10-1021-2016)], URL <http://www.the-cryosphere.net/10/1021/2016/>, 2016.
- Chen, G., Lu, J., Burrows, D. A., and Leung, L. R. : Local finite-amplitude wave activity as an objective diagnostic of midlatitude extreme weather, *Geophysical Research Letters*, 42, 95–102, 2015.
- Chen, S. and Baker, I. : Evolution of individual snowflakes during metamorphism, *J. Geophys. Res.*, 115, D21114, [10.1029/2010JD014132](https://doi.org/10.1029/2010JD014132)], 2010.
- Chomette, L., Bacardit, M., Gavaldà, J., Dumont, M., Tuzet, F., and Moner, I. : Effects of Saharan dust outbreaks on the snow stability in the Pyrenees, in : *Proceedings of the International Snow Science Workshop (ISSW)*, 2016.
- Clausius, R. : Über die bewegende Kraft der Wärme und die Gesetze, welche sich daraus für die Wärmelehre selbst ableiten lassen, *Annalen der Physik*, 155, 368–397, 1850.
- Clifton, A., Manes, C., Rüedi, J.-D., Guala, M., and Lehning, M. : On shear-driven ventilation of snow, *Boundary-layer meteorology*, 126, 249–261, 2008.

- Cluzet, B., Revuelto, J., Lafaysse, M., Tuzet, F., Cosme, E., Picard, G., Arnaud, L., and Dumont, M. : Towards the assimilation of MODIS reflectance into spatialized ensemble snowpack simulations, *Cold Regions Science and Technology*, in review.
- Colbeck, S. : Thermodynamics of snow metamorphism due to variations in curvature, *Journal of Glaciology*, 26, 291–301, 1980.
- Colbeck, S. : The layered character of snow covers, *Reviews of Geophysics*, 29, 81–96, 1991.
- Colbeck, S. C. : An overview of seasonal snow metamorphism, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20, 45–61, 1982.
- Colbeck, S. C. : Theory of metamorphism of dry snow, *J. Geophys. Res.*, 88, 5475–5482, [10.1029/JGRE0000880000C9005475000001](https://doi.org/10.1029/JGRE0000880000C9005475000001)], 1983.
- Conway, H., Gades, A., and Raymond, C. : Albedo of dirty snow during conditions of melt, *Water resources research*, 32, 1713–1718, 1996.
- Cook, J., Hodson, A., Taggart, A., Mernild, S., and Tranter, M. : A predictive model for the spectral “bioalbedo” of snow, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 2017.
- Dal Farra, A., Kaspari, S., Beach, J., Bucheli, T. D., Schaepman, M., and Schwikowski, M. : Spectral signatures of submicron scale light-absorbing impurities in snow and ice using hyperspectral microscopy, *Journal of Glaciology*, 64, 377–386, 2018.
- D’Amboise, C. J. L., Müller, K., Oxarango, L., Morin, S., and Schuler, T. V. : Implementation of a physically based water percolation routine in the Crocus (V7) snowpack model, *Geoscientific Model Development Discussions*, 2017, 1–32, [10.5194/gmd-2017-56](https://doi.org/10.5194/gmd-2017-56)], URL <http://www.geosci-model-dev-discuss.net/gmd-2017-56/>, 2017.
- Dang, C., Brandt, R. E., and Warren, S. G. : Parameterizations for narrowband and broadband albedo of pure snow and snow containing mineral dust and black carbon, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120, 5446–5468, 2015.
- Daniel, M., Lemonsu, A., Déqué, M., Somot, S., Alias, A., and Masson, V. : Benefits of explicit urban parameterization in regional climate modeling to study climate and city interactions, *Climate Dynamics*, 52, 2745–2764, 2019.
- De Angelis, M. and Gaudichet, A. : Saharan dust deposition over Mont Blanc (French Alps) during the last 30 years, *Tellus B*, 43, 61–75, 1991.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. : The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553–597, [10.1002/qj.828](https://doi.org/10.1002/qj.828)], 2011.

- Delmonte, B., Petit, J., Andersen, K. K., Basile-Doelsch, I., Maggi, V., and Lipenkov, V. Y. : Dust size evidence for opposite regional atmospheric circulation changes over east Antarctica during the last climatic transition, *Climate Dynamics*, 23, 427–438, 2004.
- Di Mauro, B., Fava, F., Ferrero, L., Garzonio, R., Baccolo, G., Delmonte, B., and Colombo, R. : Mineral dust impact on snow radiative properties in the European Alps combining ground, UAV, and satellite observations, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120, 6080–6097, 2015.
- Di Mauro, B., Garzonio, R., Rossini, M., Filippa, G., Pogliotti, P., Galvagno, M., Morra di Cella, U., Migliavacca, M., Baccolo, G., Clemenza, M., et al. : Saharan dust events in the European Alps : role in snowmelt and geochemical characterization, *The Cryosphere*, 13, 1147–1165, 2019.
- Doherty, S. J., Warren, S. G., Grenfell, T. C., Clarke, A. D., and Brandt, R. E. : Light-absorbing impurities in Arctic snow, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 11647–11680, doi:10.5194/acp-10-11647-2010], 2010.
- Doherty, S. J., Grenfell, T. C., Forsström, S., Hegg, D. L., Brandt, R. E., and Warren, S. G. : Observed vertical redistribution of black carbon and other insoluble light-absorbing particles in melting snow, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118, 5553–5569, 2013.
- Doherty, S. J., Hegg, D. A., Johnson, J. E., Quinn, P. K., Schwarz, J. P., Dang, C., and Warren, S. G. : Causes of variability in light absorption by particles in snow at sites in Idaho and Utah, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 121, 4751–4768, 2016.
- Domine, F., Salvatori, R., Legagneux, L., Salzano, R., Fily, M., and Casacchia, R. : Correlation between the specific surface area and the short wave infrared (SWIR) reflectance of snow : preliminary investigation., *Cold Reg. Sci. Technol.*, 46, 60–68, 10.1016/j.coldregions.2006.06.002], 2006.
- Domine, F., Albert, M., Huthwelker, T., Jacobi, H. W., Kokhanovsky, A. A., Lehning, M., Picard, G., and Simpson, W. R. : Snow physics as relevant to snow photochemistry, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 171 – 208, 2008.
- Domine, F., Gauthier, G., Vionnet, V., Fauteux, D., Dumont, M., and Barrere, M. : Snow physical properties may be a significant determinant of lemming population dynamics in the high Arctic, *Arctic Science*, 4, 813–826, 2018.
- Dong, Z., Kang, S., Qin, D., Shao, Y., Ulbrich, S., and Qin, X. : Variability in individual particle structure and mixing states between the glacier–snowpack and atmosphere in the northeastern Tibetan Plateau, *The Cryosphere*, 12, 3877–3890, 10.5194/tc-12-3877-2018], URL <https://www.the-cryosphere.net/12/3877/2018/>, 2018.
- Dozier, J., Green, R. O., Nolin, A. W., and Painter, T. H. : Interpretation of snow properties from imaging spectrometry, *Remote Sensing of Environment*, 113, S25–S37, 10.1016/j.rse.2007.07.029], 2009.

- Dumont, M., Arnaud, L., Picard, G., Libois, Q., Lejeune, Y., Nabat, P., Voisin, D., and Morin, S. : In situ continuous visible and near-infrared spectroscopy of an alpine snowpack, *The Cryosphere*, 11, 1091–1110, [10.5194/tc-11-1091-2017](https://doi.org/10.5194/tc-11-1091-2017)], URL <http://www.the-cryosphere.net/11/1091/2017/>, 2017.
- Dumont, M., Tuzet, F. E., Gascoïn, S., Picard, G., Kutuzov, S., Lafaysse, M., Cluzet, B., Nheili, R., and Painter, T. H. : Accelerated snow melt in the Russian Caucasus mountains after the Saharan dust outbreak in March 2018, *JGR*, In prep.
- Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., and Martin, E. : A meteorological estimation of relevant parameters for snow models, *Ann. Glaciol.*, 18, 65–71, URL http://www.igsoc.org/annals/18/igs_annals_vol18_year1993_pg65-71.html, 1993.
- Durand, Y., Giraud, G., Brun, E., Mérindol, L., and Martin, E. : A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 45, 469–484, 1999.
- Engeset, R., Tveito, O. E., Alfnes, E., Mengistu, Z., Udnæs, H.-C., Isaksen, K., and Førland, E. J. : Snow map system for Norway, in : *Proceedings XXIII Nordic Hydrological Conference*, vol. 8, p. 12, 2004.
- Essery, R., Morin, S., Lejeune, Y., and Menard, C. B. : A comparison of 1701 snow models using observations from an alpine site, *Advances in water resources*, 55, 131–148, [10.1016/j.advwatres.2012.07.013](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.07.013)], 2013.
- Fierz, C., Armstrong, R. L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D. M., Nishimura, K., Satyawali, P. K., and Sokratov, S. A. : The international classification for seasonal snow on the ground, IHP-VII Technical Documents in Hydrology n 83, IACS Contribution n 1, URL <http://unesdoc.unesco.org/images/0018/001864/186462e.pdf>, 2009.
- Flanner, M., Liu, X., Zhou, C., and Penner, J. : Enhanced solar energy absorption by internally-mixed black carbon in snow grains, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 4699–4721, [doi:10.5194/acp-12-4699-2012](https://doi.org/10.5194/acp-12-4699-2012)], 2012.
- Flanner, M. G. and Zender, C. S. : Snowpack radiative heating : Influence on Tibetan Plateau climate, *Geophysical Research Letters*, 32, n/a–n/a, [10.1029/2004GL022076](https://doi.org/10.1029/2004GL022076)], URL <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL022076>, 106501, 2005.
- Flanner, M. G. and Zender, C. S. : Linking snowpack microphysics and albedo evolution, *J. Geophys. Res.*, 111, D12 208, [10.1029/2005JD006834](https://doi.org/10.1029/2005JD006834)], 2006.
- Flanner, M. G., Zender, C. S., Randerson, J. T., and Rasch, P. J. : Present-day climate forcing and response from black carbon in snow, *J. Geophys. Res.*, 112, D11 202, [10.1029/2006JD008003](https://doi.org/10.1029/2006JD008003)], 2007.
- France, J. L., Reay, H. J., King, M. D., Voisin, D., Jacobi, H., Beine, H. J., Anastasio, C., MacArthur, A., and Lee-Taylor, J. : Hydroxyl radical and NO_x production rates, black carbon concentrations and light-absorbing impurities in snow from field measurements of light penetration and nadir reflectivity of on-shore and off-shore coastal Alaskan snow, *J. Geophys. Res.*, 117, D00R12, [doi:10.1029/2011JD016639](https://doi.org/10.1029/2011JD016639)], 2012.

- Gabbi, J., Huss, M., Bauder, A., Cao, F., and Schwikowski, M. : The impact of Saharan dust and black carbon on albedo and long-term mass balance of an Alpine glacier, *The Cryosphere*, 9, 1385–1400, 2015.
- Gallet, J.-C., Domine, F., Zender, C. S., and Picard, G. : 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, [10.5194/tc-3-167-2009](https://doi.org/10.5194/tc-3-167-2009)], 2009.
- Gallet, J.-C., Domine, F., and Dumont, M. : Measuring the specific surface area of wet snow using 1310 nm reflectance, *The Cryosphere*, 8, 1139–1148, 2014.
- Ginot, P., Dumont, M., Lim, S., Patris, N., Taupin, J.-D., Wagnon, P., Gilbert, A., Arnaud, Y., Marinoni, A., Bonasoni, P., et al. : A 10 year record of black carbon and dust from a Mera Peak ice core (Nepal) : variability and potential impact on melting of Himalayan glaciers, *The Cryosphere*, 8, 1479–1496, 2014.
- Grannas, A. M., Jones, A. E., Dibb, J., and et al. : An overview of snow photochemistry : evidence, mechanisms and impacts, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4329 – 4373, 2007.
- Grousset, F. E., Ginoux, P., Bory, A., and Biscaye, P. E. : Case study of a Chinese dust plume reaching the French Alps, *Geophysical Research Letters*, 30, 2003.
- Guerzoni, S., Molinaroli, E., and Chester, R. : Saharan dust inputs to the western Mediterranean Sea : depositional patterns, geochemistry and sedimentological implications, *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 44, 631–654, 1997.
- Hadley, O. L. and Kirchstetter, T. W. : Black-carbon reduction of snow albedo, *Nature Climate Change*, 2, 437, 2012.
- Hall, A. : The role of surface albedo feedback in climate, *J. Climate*, 17, 1550–1568, 2004.
- Hall, A. and Qu, X. : Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change, *Geophysical Research Letters*, 33, 2006.
- Hansen, J. and Nazarenko, L. : Soot climate forcing via snow and ice albedos, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 101, 423–428, 2004.
- Hartman, M. D., Baron, J. S., Lammers, R. B., Cline, D. W., Band, L. E., Liston, G. E., and Tague, C. : Simulations of snow distribution and hydrology in a mountain basin, *Water Resources Research*, 35, 1587–1603, 1999.
- He, C., Li, Q., Liou, K.-N., Takano, Y., Gu, Y., Qi, L., Mao, Y., and Leung, L. R. : Black carbon radiative forcing over the Tibetan Plateau, *Geophysical Research Letters*, 41, 7806–7813, 2014.
- He, C., Takano, Y., Liou, K.-N., Yang, P., Li, Q., and Chen, F. : Impact of Snow Grain Shape and Black Carbon–Snow Internal Mixing on Snow Optical Properties : Parameterizations for Climate Models, *Journal of Climate*, 30, 10 019–10 036, 2017.
- Hess, M., Koepke, P., and Schult, I. : Optical properties of aerosols and clouds : The software package OPAC, *Bulletin of the American meteorological society*, 79, 831–844, 1998.

- Imbrie, J. and Imbrie., J. Z. : Modeling the climatic response to orbital variations, *Science*, 207, 943–953, 1980.
- Jacobi, H.-W., Lim, S., Ménégoz, M., Ginot, P., Laj, P., Bonasoni, P., Stocchi, P., Marinoni, A., and Arnaud, Y. : Black carbon in snow in the upper Himalayan Khumbu Valley, Nepal : observations and modeling of the impact on snow albedo, melting, and radiative forcing, *The Cryosphere Discussions*, 9, 1685–1699, 2015.
- Jacobson, M.-Z. : Climate response of fossil fuel and biofuel soot, accounting for soot’s feedback to snow and sea ice albedo and emissivity, *J. Geophys. Res.*, 109, D21 201, [10.1029/2004JD004945](https://doi.org/10.1029/2004JD004945)], 2004.
- Jenk, T. M., Szidat, S., Schwikowski, M., Gäggeler, H. W., Brütsch, S., Wacker, L., Synal, H.-A., and Saurer, M. : Radiocarbon analysis in an Alpine ice core : record of anthropogenic and biogenic contributions to carbonaceous aerosols in the past (1650–1940), *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 5381–5390, 2006.
- Jiménez-Aquino, J. and Varela, J. : Two stream approximation to radiative transfer equation : An alternative method of solution, *Revista mexicana de física*, 51, 82–86, 2005.
- Jonas, T., Geiger, F., and Jenny, H. : Mortality pattern of the Alpine chamois : the influence of snow–meteorological factors, *Annals of Glaciology*, 49, 56–62, 2008a.
- Jonas, T., Rixen, C., Sturm, M., and Stoeckli, V. : How alpine plant growth is linked to snow cover and climate variability, *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 113, 2008b.
- Joseph, J. H., Wiscombe, W., and Weinman, J. : The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33, 2452–2459, 1976.
- Josse, B., Simon, P., and Peuch, V.-H. : Radon global simulations with the multiscale chemistry and transport model MOCAGE, *Tellus B : Chemical and Physical Meteorology*, 56, 339–356, 2004.
- Justus, C. G. and Paris, M. V. : A model for solar spectral irradiance and radiance at the bottom and top of a cloudless atmosphere, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24, 193–205, 1985.
- Kaempfer, T. U., Hopkins, M., and Perovich, D. : A three-dimensional microstructure-based photon-tracking model of radiative transfer in snow, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 112, 2007.
- Kaspari, S., Painter, T. H., Gysel, M., Skiles, S., and Schwikowski, M. : Seasonal and elevational variations of black carbon and dust in snow and ice in the Solu-Khumbu, Nepal and estimated radiative forcings, *Atmospheric chemistry and physics*, 14, 8089–8103, 2014.
- King, J., Connolley, W., and Derbyshire, S. : Sensitivity of modelled Antarctic climate to surface and boundary-layer flux parametrizations, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 779–794, 2001.

- Klok, E., Jasper, K., Roelofsma, K., Gurtz, J., and Badoux, A. : Distributed hydrological modelling of a heavily glaciated Alpine river basin, *Hydrological Sciences Journal*, 46, 553–570, 2001.
- Kochendorfer, J., Nitu, R., Wolff, M., Mekis, E., Rasmussen, R., Baker, B., Earle, M. E., Reverdin, A., Wong, K., Smith, C. D., et al. : Analysis of single-Alter-shielded and unshielded measurements of mixed and solid precipitation from WMO-SPICE, 2017.
- Kokhanovsky, A. and Zege, E. : Scattering optics of snow, *Applied Optics*, 43(7), 1589–1602, doi:10.1364/AO.43.0001589], 2004.
- Kokhanovsky, A., Lamare, M., Mauro, B. D., Picard, G., Arnaud, L., Dumont, M., Tuzet, F., Brockmann, C., and Box, J. E. : On the reflectance spectroscopy of snow, *The Cryosphere*, 12, 2371–2382, 2018.
- Kokhanovsky, A., Lamare, M., Danne, O., Dumont, M., Brockmann, C., Picard, G., Arnaud, L., Favier, V., Jourdain, B., Lemeur, E., et al. : Retrieval of snow properties from the Sentinel-3 Ocean and Land Colour Instrument, 2019.
- Kokhanovsky, A. A. : Light scattering media optics, Springer Science & Business Media, 2004.
- Krinner, G., Boucher, O., and Balkanski, Y. : Ice-free glacial northern Asia due to dust deposition on snow, *Clim. Dyn.*, 27, 613–625, 10.1007/s00382-006-0159-z], 2006.
- Krinner, G., Derksen, C., Essery, R., Flanner, M., Hagemann, S., Clark, M., Hall, A., Rott, H., Brutel-Vuilmet, C., Kim, H., et al. : ESM-SnowMIP : assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks, *Geoscientific Model Development*, 11, 5027–5049, 2018.
- Lafaysse, M., Cluzet, B., Dumont, M., Lejeune, Y., Vionnet, V., and Morin, S. : A multiphysical ensemble system of numerical snow modelling, *The Cryosphere*, 11, 1173–1198, 10.5194/tc-11-1173-2017], URL <http://www.the-cryosphere.net/11/1173/2017/>, 2017.
- Lafaysse, M., Sirguey, P., Conway, J. P., Cullen, N. J., Tuzet, F., and Dumont, M. : Can we use the same snow scheme to simulate alpine snow packs in France and New Zealand?, in : EGU General Assembly Conference Abstracts, vol. 20, p. 19473, 2018.
- Lamare, M., Picard, G., Arnaud, L., Tuzet, F., Larue, F., Delcourt, C., and Dumont, M. : Simulating optical Top-Of-Atmosphere radiance satellite images over snow-covered rugged terrain. *Remote Sensing of the Environment*, Remote Sensing of the Environment, In prep.
- Landry, C. C. : DESERT DUST AND SNOW STABILITY, in : International Snow Science Workshops (ISSW) Proceedings of Professional Papers and Poster Talks, 2014.
- Landry, C. C., Buck, K. A., Raleigh, M. S., and Clark, M. P. : 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 Resources Res.*, 50, 1773–1788, 10.1002/2013WR013711], 2014.

- Larue, F., Picard, G., Arnaud, L., Ollivier, I., Delcourt, C., Lamare, M., Tuzet, F., Revuelto, J., and Dumont, M. : Snow albedo sensitivity to macroscopic surface roughness using a new ray tracing model, *The Cryosphere Discussions*, 2019, 1–26, [10.5194/tc-2019-179](https://doi.org/10.5194/tc-2019-179)], URL <https://www.the-cryosphere-discuss.net/tc-2019-179/>, 2019.
- Lazarcik, J., Dibb, J. E., Adolph, A. C., Amante, J. M., Wake, C. P., Scheuer, E., Mineau, M. M., and Albert, M. R. : Major fraction of black carbon is flushed from the melting New Hampshire snowpack nearly as quickly as soluble impurities, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122, 537–553, 2017.
- Lecuret, C., Raphoz, C., Collombat, C., Vagnard, J., and Voltzenlogel, D. : Tourism monitor. Savoie Mont Blanc facts and figures, Savoie Mont Blanc Tourisme, 2014.
- Leelossy, A., Molnar, F., Izsak, F., Havasi, A., Lagzi, I., and Mészáros, R. : Dispersion modeling of air pollutants in the atmosphere : a review, *Central European Journal of Geosciences*, 6, 257–278, [10.2478/s13533-012-0188-6](https://doi.org/10.2478/s13533-012-0188-6)], 2014.
- Legagneux, L., Cabanes, A., and Domine, F. : Measurement of the specific surface area of 176 snow samples using methane adsorption at 77 K, *J. Geophys Res.*, 107, 4335, [10.1029/2001JD001016](https://doi.org/10.1029/2001JD001016)], 2002.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C., and Satyawali, P. : A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part II : snow microstructure., *Cold Reg. Sci. Technol.*, 35, 147 – 167, [10.1016/S0165-232X\(02\)00073-3](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00073-3)], 2002.
- Lejeune, Y., Dumont, M., Panel, J.-M., Lafaysse, M., Lapalus, P., Gac, E. L., Lesaffre, B., and Morin, S. : 57 years (1960–2017) of snow and meteorological observations from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m of altitude), *Earth System Science Data*, 11, 71–88, 2019.
- Libbrecht, K. G. : The physics of snow crystals, *Rep. Prog. Phys.*, 68, 855–895, [doi:10.1088/0034-4885/68/4/R03](https://doi.org/10.1088/0034-4885/68/4/R03)], 2005.
- Libois, Q. : Evolution of snow physical properties on the Antarctic Plateau. Observing and modeling radiative transfer and snow metamorphism, Theses, Université de Grenoble, URL <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01232294>, 2014a.
- Libois, Q. : Evolution of snow physical properties on the Antarctic Plateau. Observing and modeling radiative transfer and snow metamorphism, Theses, Université de Grenoble, URL <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01232294>, 2014b.
- Libois, Q., Picard, G., France, J. L., Arnaud, L., Dumont, D., Carmagnola, C. M., and King, M. D. : Influence of grain shape on light penetration in snow, *The Cryosphere*, 7, 1803–1818, [10.5194/tc-7-1803-2013](https://doi.org/10.5194/tc-7-1803-2013)], 2013.
- Libois, Q., Picard, G., Arnaud, L., Morin, S., and Brun, E. : Modeling the impact of snow drift on the decameter-scale variability of snow properties on the Antarctic Plateau, *J. Geophys. Res.*, 119, 11,662–11,681, [10.1002/2014JD022361](https://doi.org/10.1002/2014JD022361)], 2014a.

- Libois, Q., Picard, G., Dumont, M., Arnaud, L., Sergent, C., Pougatch, E., Sudul, M., , and Vial, D. : Summertime evolution of snow specific surface area close to the surface on the Antarctic Plateau, *J. Glaciol.*, 60, 714–724, [10.5194/tc-9-2383-2015](https://doi.org/10.5194/tc-9-2383-2015)], 2014b.
- Libois, Q., Picard, G., Arnaud, L., Dumont, M., Lafaysse, M., Morin, S., and Lefebvre, E. : Summertime evolution of snow specific surface area close to the surface on the Antarctic Plateau, *The Cryosphere*, 9, 2383–2398, [10.5194/tc-9-2383-2015](https://doi.org/10.5194/tc-9-2383-2015)], URL <http://www.the-cryosphere.net/9/2383/2015/>, 2015.
- Liljequist, G. H. : Energy exchange of an antarctic snow-field : A, Short-wave radiation ; B. Long-wave radiation and radiation balance. Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949-1952, *Scientific Results*, 2, 1–184, 1956.
- Lim, S., Fäin, X., Zanatta, M., Cozic, J., Jaffrezo, J.-L., Ginot, P., and Laj, P. : Refractory black carbon mass concentrations in snow and ice : method evaluation and inter-comparison with elemental carbon measurement, *Atmospheric Measurement Techniques*, 7, 3307–3324, 2014.
- Lin, G., Penner, J. E., Flanner, M. G., Sillman, S., Xu, L., and Zhou, C. : Radiative forcing of organic aerosol in the atmosphere and on snow : Effects of SOA and brown carbon, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119, 7453–7476, 2014.
- Liou, K., Takano, Y., He, C., Yang, P., Leung, L., Gu, Y., and Lee, W. : Stochastic parameterization for light absorption by internally mixed BC/dust in snow grains for application to climate models, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119, 7616–7632, 2014.
- Maître, A., Soulat, J.-M., Masclet, P., Stoklov, M., Marquès, M., and De Gaudemaris, R. : Exposure to carcinogenic air pollutants among policemen working close to traffic in an urban area, *Scandinavian journal of work, environment & health*, pp. 402–410, 2002.
- Malinka, A., Zege, E., Heygster, G., and Istomina, L. : Reflective properties of white sea ice and snow, *The Cryosphere*, 10, 2541–2557, [10.5194/tc-10-2541-2016](https://doi.org/10.5194/tc-10-2541-2016)], URL <http://www.the-cryosphere.net/10/2541/2016/>, 2016.
- Malinka, A. V. : Light scattering in porous materials : Geometrical optics and stereological approach, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 141, 14–23, 2014.
- Marbouty, D. : An experimental study of temperature-gradient metamorphism, *J. Glaciol.*, 26, 303–312, 1980.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essauini, K., Gibelin, A.-L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, 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., and Voldoire, A. : The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of Earth surface variables and fluxes, *Geoscientific Model Development*, 6, 929–960, [10.5194/gmd-6-929-2013](https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013)], 2013.

- Mech, L., McRoberts, R., Peterson, R., and Page, R. : Relationship of deer and moose populations to previous winters' snow, *The Journal of Animal Ecology*, pp. 615–627, 1987.
- Meinander, O., Kontu, A., Virkkula, A., Arola, A., Backman, L., Dagsson-Waldhauserová, P., Järvinen, O., Manninen, T., Svensson, J., de Leeuw, G., et al. : Brief communication : Light-absorbing impurities can reduce the density of melting snow, *The Cryosphere*, 8, 991–995, 2014.
- Ménégoz, M., Krinner, G., Balkanski, Y., Boucher, O., Cozic, A., Lim, S., Ginot, P., Laj, P., Gallée, H., Wagnon, P., Marinoni, A., and Jacobi, H. W. : Snow cover sensitivity to black carbon deposition in the Himalayas : from atmospheric and ice core measurements to regional climate simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 4237–4249, [10.5194/acp-14-4237-2014](https://doi.org/10.5194/acp-14-4237-2014)], 2014.
- Mikhailov, E., Vlasenko, S., Podgorny, I., Ramanathan, V., and Corrigan, C. : Optical properties of soot–water drop agglomerates : An experimental study, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111, 2006.
- Miyakawa, T., Kanaya, Y., Komazaki, Y., Taketani, F., Pan, X., Irwin, M., and Symonds, J. : Intercomparison between a single particle soot photometer and evolved gas analysis in an industrial area in Japan : Implications for the consistency of soot aerosol mass concentration measurements, *Atmospheric environment*, 127, 14–21, 2016.
- Moffet, R. C. and Prather, K. A. : In-situ measurements of the mixing state and optical properties of soot with implications for radiative forcing estimates, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106, 11 872–11 877, 2009.
- Mori, T., Goto-Azuma, K., Goto-Azuma, K., Kondo, Y., Ogawa-Tsukagawa, Y., Miura, K., Hirabayashi, M., Oshima, N., Koike, M., Kupiainen, K., Moteki, N., Ohata, S., Ohata, S., Sinha, P., Sugiura, K., Aoki, T., Schneebeli, M., Steffen, K., Sato, A., Tsushima, A., Makarov, V., Omiya, S., Omiya, S., Sugimoto, A., and Takano, S. : Black carbon and inorganic aerosols in Arctic snowpack from six regions (Finland, Alaska, North and South Siberia, Greenland, and Spitzbergen) during early spring in 2012-2016., URL <https://ads.nipr.ac.jp/dataset/A20190315-001>, 2019.
- Morin, S., Erbland, J., Savarino, J., Domine, F., Bock, J., Friess, U., Jacobi, H.-W., Sihler, H., and Martins, J. : An isotopic view on the connection between photolytic emissions of NO_x from the Arctic snowpack and its oxidation by reactive halogens, *J. Geophys. Res.*, 117, D00R08, [10.1029/2011JD016618](https://doi.org/10.1029/2011JD016618)], 2012a.
- Morin, S., Lejeune, Y., Lesaffre, B., Panel, J.-M., Poncet, D., David, P., and Sudul, M. : A 18-years long (1993 - 2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models, *Earth Syst. Sci. Data*, 4, 13–21, [10.5194/essd-4-13-2012](https://doi.org/10.5194/essd-4-13-2012)], 2012b.
- Müller, T., Schladitz, A., Kandler, K., and Wiedensohler, A. : Spectral particle absorption coefficients, single scattering albedos and imaginary parts of refractive indices from ground based in situ measurements at Cape Verde Island during SAMUM-2, *Tellus B*, 63, 573–588, 2011.

- Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Michou, M., Sevault, F., Driouech, F., Meloni, D., di Sarra, A., Di Biagio, C., Formenti, P., Sicard, M., Léon, J.-F., and Bouin, M.-N. : Dust aerosol radiative effects during summer 2012 simulated with a coupled regional aerosol–atmosphere–ocean model over the Mediterranean, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 3303–3326, [10.5194/acp-15-3303-2015](https://doi.org/10.5194/acp-15-3303-2015)], URL <http://www.atmos-chem-phys.net/15/3303/2015/>, 2015.
- Nicolet, M. : On the molecular scattering in the terrestrial atmosphere : An empirical formula for its calculation in the homosphere, *Planetary and Space Science*, 32, 1467–1468, 1984.
- Niwano, M., Aoki, T., Kuchiki, K., Hosaka, M., and Kodama, Y. : 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, [10.1029/2011JF002239](https://doi.org/10.1029/2011JF002239)], 2012.
- Noilhan, J. and Planton, S. : A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Weather Rev.*, 117, 536–549, [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)], 1989.
- Painter, T. H., Barrett, A. P., Landry, C. C., Neff, J. C., Cassidy, M. P., Lawrence, C. R., McBride, K. E., and Farmer, G. L. : Impact of disturbed desert soils on duration of mountain snow cover, *Geophysical Research Letters*, 34, 2007a.
- Painter, T. H., Molotch, N. P., Cassidy, M. P., Flanner, M. G., and Steffen, K. : Contact spectroscopy for the determination of stratigraphy of snow grain size, *J. Glaciol.*, 53, 121–127, [10.3189/172756507781833947](https://doi.org/10.3189/172756507781833947)], 2007b.
- Painter, T. H., Deems, J. S., Belnap, J., Hamlet, A. F., Landry, C. C., and Udall, B. : Response of Colorado River runoff to dust radiative forcing in snow, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, [10.1073/pnas.0913139107](https://doi.org/10.1073/pnas.0913139107)], 2010.
- Painter, T. H., Bryant, A. C., and McKenzie Skiles, S. : Radiative forcing by light absorbing impurities in snow from MODIS surface reflectance data, *Geophysical Research Letters*, 39, L17502, [10.1029/2012GL052457](https://doi.org/10.1029/2012GL052457)], 2012.
- Painter, T. H., Flanner, M. G., Kaser, G., Marzeion, B., VanCuren, R. A., and Abdalati, W. : End of the Little Ice Age in the Alps forced by industrial black carbon, *Proceedings of the national academy of sciences*, 110, 15216–15221, 2013a.
- Painter, T. H., Seidel, F. C., Bryant, A. C., McKenzie Skiles, S., and Rittger, K. : Imaging spectroscopy of albedo and radiative forcing by light-absorbing impurities in mountain snow, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118, 9511–9523, 2013b.
- Papa, F., Prigent, C., and Rossow, W. B. : Ob’River flood inundations from satellite observations : A relationship with winter snow parameters and river runoff, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 112, 2007.
- Peltoniemi, J., Gritsevich, M., Hakala, T., Dagsson-Waldhauserová, P., Arnalds, Ó., Anttila, K., Hannula, H.-R., Kivekäs, N., Lihavainen, H., Meinander, O., et al. : Soot on Snow experiment : bidirectional reflectance factor measurements of contaminated snow, *The Cryosphere*, 9, 2323–2337, 2015.

- Petzold, A., Ogren, J. A., Fiebig, M., Laj, P., Li, S.-M., Baltensperger, U., Holzer-Popp, T., Kinne, S., Pappalardo, G., Sugimoto, N., et al. : Recommendations for reporting "black carbon" measurements, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 8365–8379, 2013.
- Picard, G., Domine, F., Krinner, G., Arnaud, L., and Lefebvre, E. : Inhibition of the positive snow-albedo feedback by precipitation in interior Antarctica, *Nature Climate Change*, 2, 795, 2012.
- Picard, G., Libois, Q., and Arnaud, L. : Refinement of the ice absorption spectrum in the visible using radiance profile measurements in Antarctic snow, *The Cryosphere Discussions*, 2016, 1–36, [10.5194/tc-2016-146](https://doi.org/10.5194/tc-2016-146)], URL <http://www.the-cryosphere-discuss.net/tc-2016-146/>, 2016a.
- Picard, G., Libois, Q., Arnaud, L., Verin, G., and Dumont, M. : Development and calibration of an automatic spectral albedometer to estimate near-surface snow SSA time series, *The Cryosphere*, 10, 1297–1316, [10.5194/tc-10-1297-2016](https://doi.org/10.5194/tc-10-1297-2016)], 2016b.
- Picard, G., Libois, Q., Arnaud, L., Verin, G., and Dumont, M. : Time-series of snow spectral albedo and superficial snow specific surface area at Dome C in Antarctica, 2012-2015, [10.1594/PANGAEA.860945](https://doi.org/10.1594/PANGAEA.860945)], URL <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.860945>, 2016.
- Plüss, C. and Ohmura, A. : Longwave radiation on snow-covered mountainous surfaces, *Journal of Applied Meteorology*, 36, 818–824, 1997.
- Polashenski, C. M., Dibb, J. E., Flanner, M. G., Chen, J. Y., Courville, Z. R., Lai, A. M., Schauer, J. J., Shafer, M. M., and Bergin, M. : Neither dust nor black carbon causing apparent albedo decline in Greenland's dry snow zone : Implications for MODIS C5 surface reflectance, *Geophysical Research Letters*, 42, 9319–9327, 2015.
- Pomeroy, J. W., Fang, X., and Marks, D. G. : The cold rain-on-snow event of June 2013 in the Canadian Rockies—characteristics and diagnosis, *Hydrological Processes*, 30, 2899–2914, 2016.
- Proksch, M., Rutter, N., Fierz, C., and Schneebeli, M. : Intercomparison of snow density measurements : bias, precision, and vertical resolution, *The Cryosphere*, 10, 371–384, 2016.
- Qu, X. and Hall, A. : What controls the strength of snow-albedo feedback?, *Journal of Climate*, 20, 3971–3981, 2007.
- Quéno, L., Vionnet, V., Cabot, F., Vrécourt, D., and Dombrowski-Etchevers, I. : Forecasting and modelling ice layer formation on the snowpack due to freezing precipitation in the Pyrenees, *Cold Regions Science and Technology*, 146, 19–31, 2018.
- Ram, K. and Sarin, M. : Absorption coefficient and site-specific mass absorption efficiency of elemental carbon in aerosols over urban, rural, and high-altitude sites in India, *Environmental science & technology*, 43, 8233–8239, 2009.
- Raymond, C. and Tusima, K. : Grain coarsening of water-saturated snow, *J. Glaciol.*, 22, 83–105, 1979.

- Reay, H., France, J., and King, M. : Decreased albedo, e-folding depth and photolytic OH radical and NO₂ production with increasing black carbon content in Arctic snow, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117, 2012.
- Ricchiazzi, P., Yang, S., Gautier, C., and Sowle, D. : SBDART : A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the earth's atmosphere, in : *Bulletin of the American Meteorological Society*, October 1, 1998a.
- Ricchiazzi, P., Yang, S., Gautier, C., and Sowle, D. : SBDART : A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere., *Bull. Am. Met. Soc.*, 79, 2101–2114, 1998b.
- Richardson, S. G. and Salisbury, F. B. : Plant Response to the Light Penetrating Snow, *Ecology*, 58, 1152–1158, 1977.
- Rowe, P. M., Cordero, R. R., Warren, S. G., Stewart, E., Doherty, S. J., Pankow, A., Schrempf, M., Casassa, G., Carrasco, J., Pizarro, J., et al. : Black carbon and other light-absorbing impurities in snow in the Chilean Andes, *Scientific reports*, 9, 4008, 2019.
- Salako, G. O., Hopke, P. K., Cohen, D. D., Begum, B. A., Biswas, S. K., Pandit, G. G., Chung, Y.-S., Rahman, S. A., Hamzah, M. S., Davy, P., et al. : Exploring the variation between EC and BC in a variety of locations, *Aerosol and Air Quality Research*, 12, 1–7, 2012.
- Schmetz, J. : Towards a surface radiation climatology : Retrieval of downward irradiances from satellites, *Atmospheric Research*, 23, 287–321, 1989.
- Schnaiter, M., Linke, C., Möhler, O., Naumann, K.-H., Saathoff, H., Wagner, R., Schurath, U., and Wehner, B. : Absorption amplification of black carbon internally mixed with secondary organic aerosol, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110, 2005.
- Schwarz, J., Gao, R., Spackman, J., Watts, L., Thomson, D., Fahey, D., Ryerson, T., Peischl, J., Holloway, J., Trainer, M., et al. : Measurement of the mixing state, mass, and optical size of individual black carbon particles in urban and biomass burning emissions, *Geophysical Research Letters*, 35, 2008.
- Schwarz, J., Doherty, S., Li, F., Ruggiero, S., Tanner, C., Perring, A., Gao, R., and Fahey, D. : Assessing single particle soot photometer and integrating sphere/integrating sandwich spectrophotometer measurement techniques for quantifying black carbon concentration in snow, *Atmospheric Measurement Techniques*, 5, 2581–2592, 2012.
- Schwarz, J., Gao, R., Perring, A., Spackman, J., and Fahey, D. : Black carbon aerosol size in snow, *Scientific reports*, 3, 1356, 2013.
- Simpson, W. R., King, M. D., Beine, H. J., Honrath, R. E., and Zhou, X. : Radiation-transfer modeling of snow-pack photochemical processes during ALERT 2000, *Atmospheric Environment*, 36, 2663–2670, 2002.
- Skiles, M., Painter, T., and Okin, G. : A Method to Retrieve the Complex Refractive Index and Single Scattering Optical Properties of Dust Deposited in Mountain Snow Cover, in : *AGU Fall Meeting Abstracts*, vol. 1, p. 0423, 2014.

- Skiles, S. M. : Dust and black carbon radiative forcing controls on snowmelt in the Colorado River Basin, Ph.D. thesis, Geography, University of California-Los Angeles, 2014.
- Skiles, S. M. and Painter, T. H. : Toward understanding direct absorption and grain size feedbacks by dust radiative forcing in snow with coupled snow physical and radiative transfer modeling, *Water Resources Research*, 2019.
- Skiles, S. M., Painter, T. H., Deems, J. S., Bryant, A. C., and Landry, C. C. : Dust radiative forcing in snow of the Upper Colorado River Basin : 2. Interannual variability in radiative forcing and snowmelt rates, *Water Resources Research*, 48, 2012.
- Skiles, S. M., Painter, T. H., Belnap, J., Holland, L., Reynolds, R. L., Goldstein, H. L., and Lin, J. : Regional variability in dust-on-snow processes and impacts in the Upper Colorado River Basin, *Hydrological Processes*, 29, 5397–5413, 2015.
- Skiles, S. M., Flanner, M., Cook, J. M., Dumont, M., and Painter, T. H. : Radiative forcing by light-absorbing particles in snow, *Nature Climate Change*, p. 1, 2018.
- Spandre, P., François, H., Morin, S., and George-Marcelpoil, E. : Snowmaking in the French Alps. Climatic context, existing facilities and outlook, *Journal of Alpine Research| Revue de géographie alpine*, 2015.
- Spandre, P., François, H., George-Marcelpoil, E., and Morin, S. : Panel based assessment of snow management operations in French ski resorts, *Journal of Outdoor Recreation and Tourism*, 16, 24–36, 2016.
- Spandre, P., François, H., Verfaillie, D., Lafaysse, M., Déqué, M., Eckert, N., George, E., and Morin, S. : Climate controls on snow reliability in French Alps ski resorts, *Scientific reports*, 9, 8043, 2019.
- Stammes, K., Tsay, S.-C., Wiscombe, W., and Jayaweera, K. : Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Applied Optics*, 27, 2502–2509, 1988.
- Sterle, K. M., McConnell, J. R., Dozier, J., Edwards, R., and Flanner, M. G. : Retention and radiative forcing of black carbon in eastern Sierra Nevada snow, *The Cryosphere*, 7, 365–374, [10.5194/tc-7-365-2013](https://doi.org/10.5194/tc-7-365-2013)], URL <http://www.the-cryosphere.net/7/365/2013/>, 2013.
- Takeuchi, N. : Surface albedo and characteristics of cryoconite (biogenic surface dust) on an Alaska glacier, Gulkana Glacier in the Alaska Range, *Bulletin of glaciological research*, 19, 63–70, 2002.
- Thevenon, F., Anselmetti, F. S., Bernasconi, S. M., and Schwikowski, M. : Mineral dust and elemental black carbon records from an Alpine ice core (Colle Gnifetti glacier) over the last millennium, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114, 2009.
- Toon, O. B., McKay, C., Ackerman, T., and Santhanam, K. : Rapid calculation of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 94, 16 287–16 301, 1989.

- Tuzet, F., Dumont, M., Lafaysse, M., Picard, G., Arnaud, L., Voisin, D., Lejeune, Y., Charrois, L., Nabat, P., and Morin, S. : A multilayer physically based snowpack model simulating direct and indirect radiative impacts of light-absorbing impurities in snow, *The Cryosphere*, 11, 2633–2653, 2017.
- Tuzet, F., Dumont, M., Arnaud, L., Voisin, D., Lamare, M., Larue, F., Revuelto, J., and Picard, G. : Influence of light-absorbing particles on snow spectral irradiance profiles, *The Cryosphere*, 13, 2169–2187, [10.5194/tc-13-2169-2019](https://doi.org/10.5194/tc-13-2169-2019)], URL <https://www.the-cryosphere.net/13/2169/2019/>, 2019.
- Van Dalum, C., van de Berg, W. J., Libois, Q., and Picard, G. : Improved representation of snow albedo in regional climate models by using a coupled spectral snow albedo model., in : *EGU General Assembly Conference Abstracts*, vol. 20, p. 15870, 2018.
- Varga, G., Újvári, G., and Kovács, J. : Spatiotemporal patterns of Saharan dust outbreaks in the Mediterranean Basin, *Aeolian Research*, 15, 151–160, 2014.
- Varga, G., Király, C., Szalai, Z., and Gammoudi, N. : Changing temporal patterns of Saharan dust events in Central Europe, in : *Goldschmidt 2019*, 2019.
- Venkatachari, P., Zhou, L., Hopke, P. K., Schwab, J. J., Demerjian, K. L., Weimer, S., Högrefe, O., Felton, D., and Rattigan, O. : An intercomparison of measurement methods for carbonaceous aerosol in the ambient air in New York City, *Aerosol Science and Technology*, 40, 788–795, 2006.
- Verfaillie, D., Lafaysse, M., Déqué, M., Eckert, N., Lejeune, Y., and Morin, S. : Multi-component ensembles of future meteorological and natural snow conditions for 1500 m altitude in the Chartreuse mountain range, Northern French Alps, *The Cryosphere*, 12, 1249–1271, [10.5194/tc-12-1249-2018](https://doi.org/10.5194/tc-12-1249-2018)], URL <https://www.the-cryosphere.net/12/1249/2018/>, 2018.
- Vincent, C., Peyaud, V., Laarman, O., Six, D., Gilbert, A., Gillet-Chaulet, F., Berthier, E., Morin, S., Verfaillie, D., Rabatel, A., Jourdain, B., and Bolibar, J. : Déclin des deux plus grands glaciers des Alpes françaises au cours du XXI^e siècle : Argentière et Mer de Glace, p. 49, [10.4267/2042/70369](https://doi.org/10.4267/2042/70369)], 2019.
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Martin, E., Faroux, S., Moigne, P. L., and Willemet, J.-M. : The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2, *Geosci. Model. Dev.*, 5, 773–791, [10.5194/gmd-5-773-2012](https://doi.org/10.5194/gmd-5-773-2012)], 2012.
- Voisin, D., Jaffrezo, J.-L., Houdier, S., Barret, M., Cozic, J., King, M., France, J., Reay, H., Grannas, A., Kos, G., and Ariya, P. : Carbonaceous species and HUMic LIke Substances (HULIS) in Arctic snowpack during OASIS field campaign in Barrow, *J. Geophys. Res.*, 116, [doi:10.1029/2011JD016612](https://doi.org/10.1029/2011JD016612)], 2012.
- Wagenbach, D. and Geis, K. : The mineral dust record in a high altitude Alpine glacier (Colle Gnifetti, Swiss Alps), in : *Paleoclimatology and paleometeorology : modern and past patterns of global atmospheric transport*, pp. 543–564, Springer, 1989.

- Wang, X., Wei, H., Liu, J., Xu, B., Wang, M., Ji, M., and Jin, H. : Quantifying the light absorption and source attribution of insoluble light-absorbing particles on Tibetan Plateau glaciers between 2013 and 2015, *The Cryosphere*, 13, 309–324, [10.5194/tc-13-309-2019](https://doi.org/10.5194/tc-13-309-2019)], URL <https://www.the-cryosphere.net/13/309/2019/>, 2019.
- Warren, S. : Optical properties of snow, *Rev. Geophys.*, 20, 67–89, [10.1029/RG020i001p00067](https://doi.org/10.1029/RG020i001p00067)], 1982.
- Warren, S. and Brandt, R. : Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave : A revised compilation, *J. Geophys. Res.*, 113, D14 220, [doi:10.1029/2007JD009744](https://doi.org/10.1029/2007JD009744)], 2008.
- Warren, S. G. : Can black carbon in snow be detected by remote sensing?, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118, 779–786, [10.1029/2012JD018476](https://doi.org/10.1029/2012JD018476)], 2013.
- Warren, S. G. and Wiscombe, W. : A Model for the Spectral Albedo of Snow. II : Snow Containing Atmospheric Aerosols, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2734–2745, 1980.
- Warren, S. G., Brandt, R. E., and Grenfell, T. C. : Visible and near-ultraviolet absorption spectrum of ice from transmission of solar radiation into snow, *Applied optics*, 45, 5320–5334, 2006.
- Watson, J. G. : Summary of Organic and Elemental Carbon/Black Carbon Analysis Methods and Intercomparisons, *Aerosol and Air Quality*, 5, 65–102, 2005.
- Wendl, I., Menking, J., Färber, R., Gysel, M., Kaspari, S., Laborde, M., and Schwikowski, M. : Optimized method for black carbon analysis in ice and snow using the Single Particle Soot Photometer, *Atmospheric Measurement Techniques*, 7, 2667–2681, 2014.
- Wever, N., Fierz, C., Mitterer, C., Hirashima, H., and Lehning, M. : Solving Richards Equation for snow improves snowpack meltwater runoff estimations in detailed multi-layer snowpack model, *The Cryosphere*, 8, 257–274, [10.5194/tc-8-257-2014](https://doi.org/10.5194/tc-8-257-2014)], 2014.
- Winton, M. : Amplified Arctic climate change : What does surface albedo feedback have to do with it?, *Geophysical Research Letters*, 33, 2006.
- Wipf, S., Stoeckli, V., and Bebi, P. : Winter climate change in alpine tundra : plant responses to changes in snow depth and snowmelt timing, *Climatic change*, 94, 105–121, 2009.
- Wiscombe, W. J. and Warren, S. G. : A model for the spectral albedo of snow. I : Pure snow, *J. Atmos. Sci.*, 37(12), 2712 – 2733, 1980.
- Yang, S., Xu, B., Cao, J., Zender, C. S., and Wang, M. : Climate effect of black carbon aerosol in a Tibetan Plateau glacier, *Atmospheric Environment*, 111, 71–78, 2015.
- Zanatta, M., Gysel, M., Bukowiecki, N., Müller, T., Weingartner, E., Areskou, H., Fiebig, M., Yttri, K. E., Mihalopoulos, N., Kouvarakis, G., et al. : A European aerosol phenomenology-5 : Climatology of black carbon optical properties at 9 regional background sites across Europe, *Atmospheric environment*, 145, 346–364, 2016.

Zhao, C., Hu, Z., Qian, Y., Ruby Leung, L., Huang, J., Huang, M., Jin, J., Flanner, M., Zhang, R., Wang, H., et al. : Simulating black carbon and dust and their radiative forcing in seasonal snow : a case study over North China with field campaign measurements, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 11 475–11 491, 2014.

Liste des tableaux

2.1	Crocus configurations used.	56
2.2	RMSE and bias between measured and simulated variables	60
5.1	Comparison between the different measurements of eqBC concentration . . .	157

Table des figures

1.1	Stratification du manteau neigeux	6
1.2	Principaux types de neige	7
1.3	Échantillon de neige au microscope	8
1.4	Métamorphismes de la neige	10
1.5	Bilan d'énergie de la neige	11
1.6	Le modèle de manteau neigeux Crocus	15
1.7	Albédo de la neige fraîche	17
1.8	Rayonnement solaire incident	17
1.9	Variations de l'albédo de la neige propre	18
1.10	Dépôt de poussières minérales sahariennes dans les Hautes Alpes	19
1.11	Mécanismes de dépôt des impuretés absorbantes	20
1.12	Couche fortement concentrée en poussières minérales	21
1.13	Impact des impuretés absorbantes sur l'albédo de la neige	23
1.14	Forçage radiatif des impuretés	23
1.15	Boucles de rétro-action positives de l'albédo de la neige	24
1.16	Influence des impuretés sur l'absorption d'énergie en profondeur	25
1.17	Répartition globale du forçage radiatif des impuretés absorbantes	26
1.18	Schéma simplifié du modèle Crocus avec représentation explicite des impuretés absorbantes	34
1.19	Puits de mesure au Col du Lautaret	36
1.20	Schéma de l'instrument de mesure de profils d'irradiance spectrale : SOLEXS	37
1.21	Station météorologique du Col du Lautaret	38
2.1	Exemple d'un profil Crocus de concentration en poussières minérales	42
2.2	Schéma de Crocus avec représentation explicite des impuretés	43
2.3	Description of Crocus including LAPs	51
2.4	Scavenging impact on simulated BC profiles	59
2.5	Snow depth and SWE at Col de Porte for 2013-2014 season	61
2.6	Near-surface SSA and LAP concentration of Col de Porte snowpack in 2014	62
2.7	Broaband albedo at noon at Col de Porte in 2014	63
2.8	BC and dust concentration profiles on 11 February 2014	64
2.9	Absorbed energy and apportionnement of the indirect at Col de Porte in 2014	65
2.10	Simulated dust concentration profile for the second half of the 2013–2014 snow season at the Col de Porte	66
3.1	Localisation des sites de mesure	80
3.2	Photo de la station météorologique FluxAlp, au coeur du site principal	81
3.3	Exemple de mesures acquises par la station FluxAlp	82
3.4	Emplacement du site Nord	83

3.5	Dépôt de poussières minérales sur la webcam au col du Lautaret	84
3.6	Transport des instruments dans la pulka	86
3.7	Organisation de la zone de mesure	87
3.8	Mesure d'albédo spectral avec l'instrument Solalb	88
3.9	Mesure du rayonnement solaire diffus	89
3.10	Détermination de la pente et de l'azimut de la surface sous une mesure d'albedo	89
3.11	Instrument de mesure de profil d'irradiance	90
3.12	Puits de mesure des propriétés physiques du manteau neigeux	91
3.13	Mesure de SSA avec l'instrument DUFISSS	93
3.14	Observation du type de neige à la loupe	94
3.15	Prélèvement des échantillons de chimie	95
3.16	Mesures de concentration en carbone suie et en poussières minérales au site FluxAlp	97
3.17	Mesures de SSA et de densité au site FluxAlp	98
3.18	Données d'albédo et de ratio diffus/total collectées pour une journée	99
3.19	Profils d'irradiance spectrale collectés pour une journée	100
4.1	Schéma de la méthode d'analyse des profils spectraux d'irradiance	106
4.2	Concentrations d'impuretés absorbantes mesurées comparées aux concentrations retrouvées par notre méthode d'analyse des profils d'irradiance	108
4.3	a) Mass absorption efficiency of BC and mineral dust b) Function from dust to eqBC	117
4.4	Spectral variations of snow, BC and dust absorption coefficients	118
4.5	Asymptotic Flux Extinction Coefficient (AFEC) estimation from irradiance profile measurement	119
4.6	Upper limit of the spectral range where the AFEC is estimated as a function of depth	120
4.7	Measured and retrieved AFEC for an homogeneous zone	122
4.8	Comparison between snow pit measurements and estimated SSA and LAP concentrations estimated from SOLEXS	122
4.9	Scheme synthesising the principle of the LAP retrieval method presented in Sect. 5.5.	124
4.10	Comparison of measured and estimated eqBC concentration for all the homogeneous zones of the dataset	125
4.11	Impact of MAE uncertainties on results from Figure 4.10	126
4.12	Comparison between measured and estimated SSA for all the homogeneous zone of our dataset	127
4.13	Impact of shape parameters (B and g) uncertainties on results from Figure 4.10	128
4.14	Difference of AFEC estimation when considering either BC only or BC and dust in our method	129
4.15	Apportionnement of dust impact in measurements and estimations	130
4.16	Impact of liquid water on measured AFEC	131
5.1	Mesure des SSA et des concentrations de surface en équivalent BC au Lautaret	141
5.2	Mesure et simulation des SSA et des concentrations de surface en équivalent BC au Col du Lautaret	142
5.3	Location of our study site	148

5.4	Meteorological condition and snow depth measured by the automatic weather station at Col du Lautaret	155
5.5	Observed snowdepth, near surface LAP concentration and SSA	156
5.6	Comparison between EC measurements and rBC measurements for all available measurements	158
5.7	Simulated and observed snowdepth, near surface LAP concentration and SSA	159
5.8	Simulated RF of LAP as well as its portion coming from the indirect impact	160
5.9	LAP impact on the date of final melt-out of simulated snowpack	161
5.10	Evolution of simulated and measured η – the portion of LAP impact due to dust	162
5.11	Albédo spectral d'un manteau neigeux propre, recouvert d'une couche d'épaisseur variable contenant une masse donnée de poussières minérales	169
5.12	Mesure et simulation des SSA et des concentrations de surface en équivalent BC au Col du Lautaret avec les flux de dépôts du modèle MOCAGE	170
5.13	Histogramme des flux de dépôts d'impuretés des modèles ALADIN et MOCAGE	171
5.14	Mesure et simulation des SSA et des concentrations de surface en équivalent BC au Col du Lautaret avec activation du lessivage	172
5.15	Mesure et simulation de η , la fraction de l'impact causée par les poussières minérales, avec et sans lessivage du BC	173

Annexe A

Autres travaux

Liste des publications et contributions

En plus des travaux décrits au long du manuscrit de thèse, j'ai participé à différentes collaborations dont certaines ont été valorisées par des publications. Cette section détaille brièvement ma contribution dans les publications auxquelles j'ai été associé ainsi que les présentations orales et poster présentées en tant que premier auteur. Une partie en fin d'Appendice décrit brièvement les travaux supplémentaires effectués au cours de cette thèse.

Articles acceptées

1. Chomette, L., Bacardit, M., Gavaldà, J., Dumont, M., **Tuzet, F.** and Moner, L. : Effets of saharan dust outbreaks on the snow stability in the pyrenees, [Proceedings ISSW](#), 2016
Contribution à l'étude :
 Réalisation de simulations d'évolution du manteau neigeux dans le Val d'Aran (Pyrenées) avec le modèle Crocus utilisant les développements présentés au Chapitre 2. Analyse de ces simulations pour investiguer l'effet d'un dépôt majeur de poussières minérales Sahariennes sur la stabilité du manteau neigeux. Cette thématique est abordée dans l'Appendice B
2. **Tuzet, F.**, Dumont, M., Lafaysse, M., Picard, G., Arnaud, L., Voisin, D., Lejeune, Y., Charrois, L., Nabat, P., and Samuel, M. : A multi-layer physically-based snowpack model simulating direct and indirect radiative impacts of light-absorbing impurities in snow, 11, 2633-2653, [The Cryosphere](#), 2017.
Contribution à l'étude :
 Inclus dans le manuscrit.
3. Kokhanovsky, A., Lamare, M., Di Mauro, B., Picard, G., Arnaud, L., Dumont, M., **Tuzet, F.**, Brockmann, C., and Box, J. E. : On the reflectance spectroscopy of snow, 12, 2371-2382, [The Cryosphere](#), 2018.
Contribution de l'auteur :
 Acquisition de mesures d'albédo spectraux au col du Lautaret.

4. 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.**, Lafaysse, M., Morin, S., Cremonese, E., and Colombo, R. : Saharan dust events in the European Alps : role on snowmelt and geochemical characterization, [The Cryosphere](#), 2019

Contribution de l'auteur :

Réalisation de simulations de l'évolution du manteau neigeux au site de Torgnon (Italie) avec le modèle Crocus utilisant les développements présentés au Chapitre 2

5. Colombo R., Garzonio R., Di Mauro B., Dumont M., **Tuzet F.**, Cogliati S., Pozzi G., Maltese A, Cremonese E. Introducing thermal inertia for monitoring snowmelt processes with remote sensing, DOI :10.1029/2019GL082193, [Geophys. Res. Let.](#), 2019.

Contribution de l'auteur :

Réalisation de simulations de l'évolution du manteau neigeux au site de Torgnon (Italie) utilisant les développements présentés au Chapitre 2

6. **Tuzet, F.**, Dumont, M., Arnaud, L., Voisin, D., Lamare, M., Larue, F., Revuelto J., and Picard, G. : Influence of light absorbing particles on snow spectral irradiance profiles. [The Cryosphere](#), 2019

Contribution de l'auteur :

Inclus dans le manuscrit.

7. Hagenmuller, P., Flin, F., Dumont, M., **Tuzet, F.**, Peinke, I., Lapalus, P., Dufour, A., Roulle, J., Pézard, L., Voisin, D., Ando, E., Rolland du Roscoat, S., and Charrier, P. : Motion of dust particles in dry snow under temperature gradient metamorphism. [The Cryosphere](#), 2019.

Contribution de l'auteur :

Participation à la fabrication des échantillons de micro-tomographie et à la reconstruction 3D des images

Articles en discussion

1. Cluzet, B., Revuelto, J., Lafaysse M., **Tuzet F.** and Dumont M. : Towards the assimilation of MODIS reflectance into spatialized ensemble snowpack simulations, Cold Region Science and Technology, In discussion

Contribution de l'auteur :

Analyse des mesures d'albédo spectraux au col du Lautaret (Chapitre 5) et aide à la prise en mains des développements présentés au Chapitre 2

2. Larue, F., Picard, G., Arnaud, L., Ollivier, I., Delcourt, C., Lamare, M., **Tuzet, F.**, Revuelto, J. and Dumont, M. : Snow albedo sensitivity to macroscopic surface roughness using a new ray tracing model. [The Cryosphere Discuss](#), In discussion

Contribution de l'auteur :

Collaboration à la campagne d'acquisition de mesure menée par Fanny Larue au col du Lautaret

Articles en préparation

1. **Tuzet, F.**, Dumont, M., Picard, G., Voisin, D., Lafaysse, M., Lamare, M., Larue, F., Revuelto J., and Arnaud. L. : Influence of light absorbing particles on snow spectral

irradiance profiles. In preparation for The Cryosphere

Contribution de l'auteur :

Inclus dans le manuscrit.

2. Dumont, M., **Tuzet, F.**, Gascoïn, S., Picard, G., Kutuzov, S., Lafaysse, M., Cluzet, B., Nheili, R. and Painter, T.H. , Shortening of the snow season in the Russian Caucasus mountains caused by the dust outbreak in March 2018, in prep, 2019

Contribution de l'auteur :

Extraction et adaptation de forçages météorologique ERA-Interim.

Réalisation de simulation d'ensemble du modèle Crocus pour quatre site proche de Sochi (Russie; configuration similaire aux travaux présentés au Chapitre 5).

Participation à l'analyse des simulations d'ensemble.

3. Revuelto, J., Billecocq, P., **Tuzet, F.**, Cluzet, B., Lamare, M., Larue, F. and M. Dumont : Modeling small scale snow depth distribution temporal evolution with random forest, in prep for Water Resources, 2019

Contribution de l'auteur :

Collaboration à la campagne d'acquisition de mesures TLS menée par Jesus Revuelto et Paul Billecocq au col du Lautaret

4. Lamare, M., Picard, G., Arnaud, L., **Tuzet, F.**, Larue, F., Delcourt, C. and Dumont, M., 2019. Simulating optical Top-Of-Atmosphere radiance satellite images over snow-covered rugged terrain. Remote Sensing of the Environment . In prep. **Contribution de l'auteur :**

Collaboration à la campagne d'acquisition de mesures d'albédo spectraux et de SSA menée par Maxim au col du Lautaret

Présentations orales et posters en tant que 1^{er} auteur

1. **Tuzet, F.**, Dumont, M., Lafaysse, M., Picard, G., Arnaud, L., Voisin, D., Lejeune, Y., Charrois, L., Nabat, P., and Samuel, M. : Un modèle de manteau neigeux à base physique prenant en compte le dépôt, l'évolution et l'impact des impuretés absorbantes sur la neige, Journées SHF, Grenoble, Mars 2017
2. **Tuzet, F.**, Dumont, M., Arnaud, L., Voisin, D., Picard, G., Flanner M., Delbart F., Lamare M., Laurent J-P., Flin F. and Ollivier I. : Observation de l'évolution des impuretés absorbantes dans le manteau neigeux et des propriétés physiques de la neige au col du Lautaret, Atelier neige de l'IGE, Grenoble, Juin 2017
3. **Tuzet, F.**, Dumont, M., Lafaysse, M., Missiaen, A., Hagenmuller P., Lejeune Y., Joly M., Guth J., Nabat P., Picard G., Arnaud L. and Morin S. On the impact of Saharan dust deposition on the evolution of an alpine snowpack, Vienna, Austria, EGU 2017.
4. **Tuzet, F.**, Dumont, M., Lafaysse, M., Hagenmuller P., Picard G., Arnaud L. and Morin S., Implementation of a physically-based scheme representing light-absorbing impurities deposition, evolution and radiative impacts in the SURFEX/Crocus model, New Orleans, USA, AGU fall-meeting 2017

Autres activités

La majorité des activités menées au cours de cette thèse ont été décrites dans le cœur du manuscrit, ici sont listées les activités supplémentaires dans lesquelles j'ai été impliqué.

- Le debogage et l'entretien des développements du modèle Crocus (Chapitre 2) ont nécessités un travail conséquent. J'ai notamment beaucoup collaboré avec Jesus Revuelto et Bertand Cluzet qui ont été les premiers a utiliser ces développements pour des simulations à grande échelle lancées sur un super-calculateur. Leurs travaux ont permis de faire remonter de nombreux soucis de code, que je n'aurais probablement pas décelé avec les simulations ponctuelles réalisées lors de cette thèse.
- Une partie de mon stage de fin d'étude (équivalent stage Master 2) a été dédié à l'étude numérique de l'impact des dépôts de poussières minérales sur l'activité avalancheuse. Ces travaux sont brièvement présentés dans l'Annexe B.

Annexe B

Poussières minérales et avalanches

Une partie de mon stage de fin d'étude et du début de ma thèse a été consacrée à l'investigation de l'impact des dépôts de poussières minérales sahariennes sur la stabilité du manteau neigeux. Cette question est fréquemment mise en avant par les prévisionnistes nivologues et par les professionnels de la montagne mais n'a, à l'heure actuelle, aucune réponse basée sur des preuves solides. L'objectif de ces travaux, basés sur des simulations du modèle Crocus incluant les développements présentés au Chapitre 2, est de déterminer si les dépôts de poussières minérales impactent la stratigraphie simulée par Crocus.

Ces travaux ont été réalisés en l'attente des analyses de mesures chimiques de la campagne du col du Lautaret et ont par la suite été interrompus au profit de l'analyse des données récoltées lors de la campagne de terrain du col du Lautaret. Ils ont brièvement été exploités par Chomette et al. (2016) et j'ai également présenté un poster résumant quelques résultats préliminaires à la conférence de l'AGU 2017 (American Geophysical Union, New Orleans, USA). La suite de l'annexe est une adaptation de ce poster au format de la thèse, sans modification de son contenu¹.

Poster présenté à l'AGU 2017

Implementation of a physically-based scheme representing light-absorbing impurities deposition, evolution and radiative impacts in the SURFEX/Crocus model

F. Tuzet^{1,2}, M. Dumont¹, P. Hagenmüller¹, M. Lafaysse¹, G. Picard², L. Arnaud² and S. Morin¹
¹Météo-France - CNRS, CNRM-GAME UMR 3589, Centre d'Etudes de la Neige (CEN), Grenoble, France
²Université Grenoble Alpes - CNRS, IGE, UMR 5001, Grenoble, France



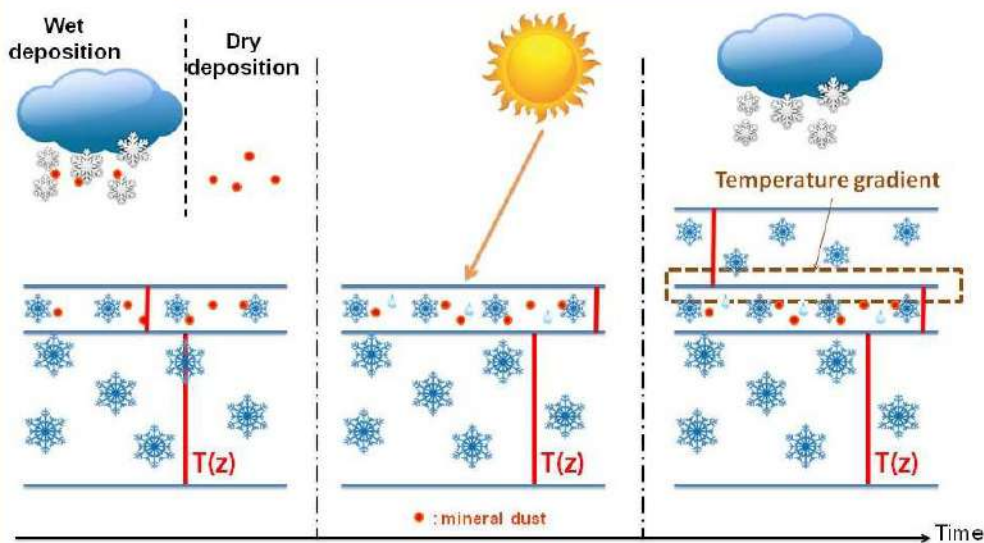
Contact: francois.tuzet@meteo.fr

1. Les trois pages de cette annexe correspondent aux trois colonnes du poster présenté.

Overview

Mineral dust outbreaks sporadically drop a significant amount of dust to the earth surface. When it reaches a snow-covered surface, mineral dust decreases its albedo leading to enhanced snowpack energy absorption and melt. This accelerates snow metamorphism causing a positive albedo feedback due to subsequent SSA decrease. In addition, mineral dust outbreaks are suspected to impact snowpack stability in some particular meteorological conditions. In this work, the explicit light-absorbing impurity representation recently included in the detailed snow model Crocus is used to numerically investigate the impact of a Saharan dust outbreak on snowpack stability in the Val d'Aran (Spain).

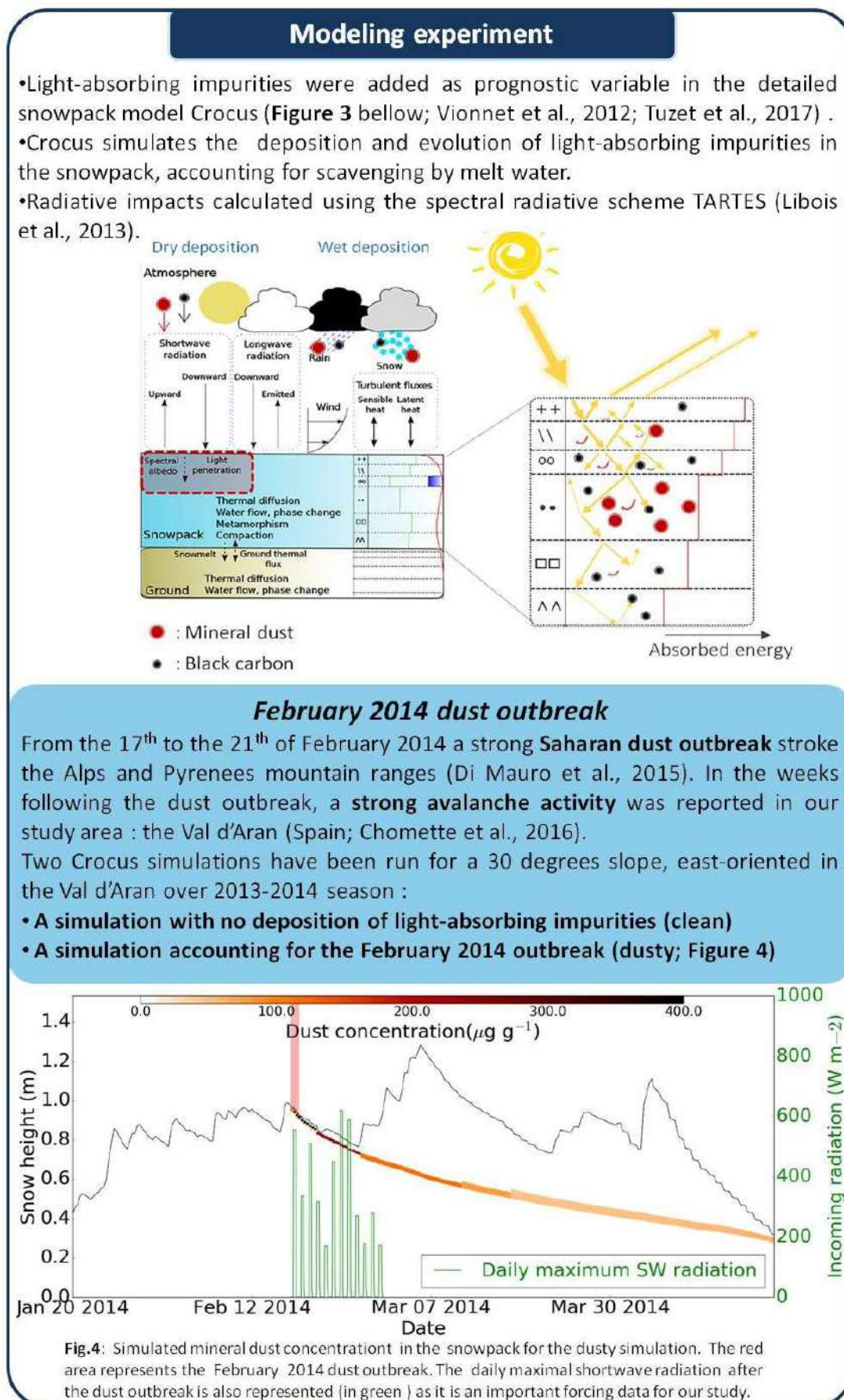
Mineral dust and snowpack stability



Landry (2014) pointed out the impacts of dust outbreaks on snowpack stability. He indicated, among other, that a dusty snow layer staying exposed to sunlight before being buried by a colder snowfall causes enhanced temperature gradient at the interface between the dusty layer and the new snow (**Figure 1 above**). This potentially leads to the appearance of faceted crystals, however the link with snowpack mechanical stability has never been explicitly demonstrated (**Figure 2**).

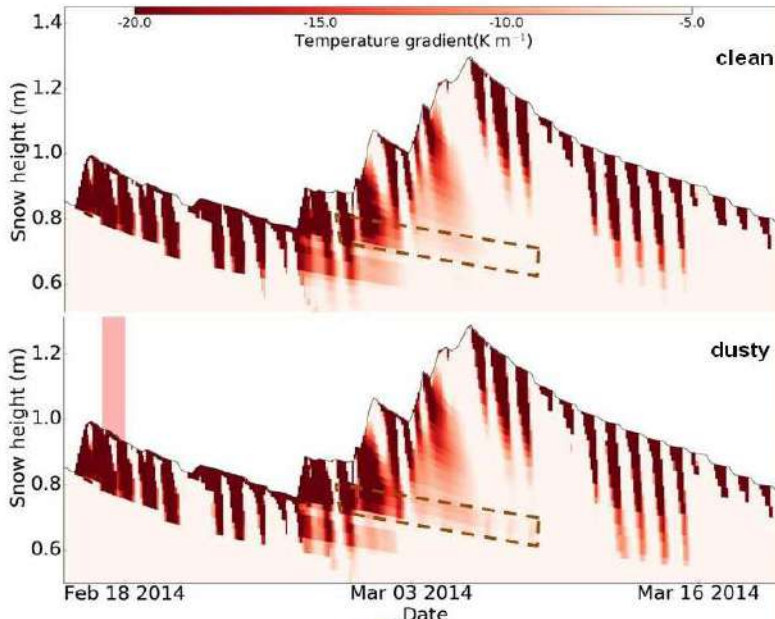


Fig.2: Small punctual avalanche triggered by a skier over a dusty layer following the Saharan dust outbreak of February 2014 (Belledonne range; France).



Impact of the dust outbreak

Fig.6: Simulated temperature gradient in the snowpack with the clean simulation (top) and the dusty simulation (bottom). The phenomenon illustrated in Fig.1 is captured in model results, with a slightly enhanced temperature gradient over the dusty layer.



Acceleration of faceting process

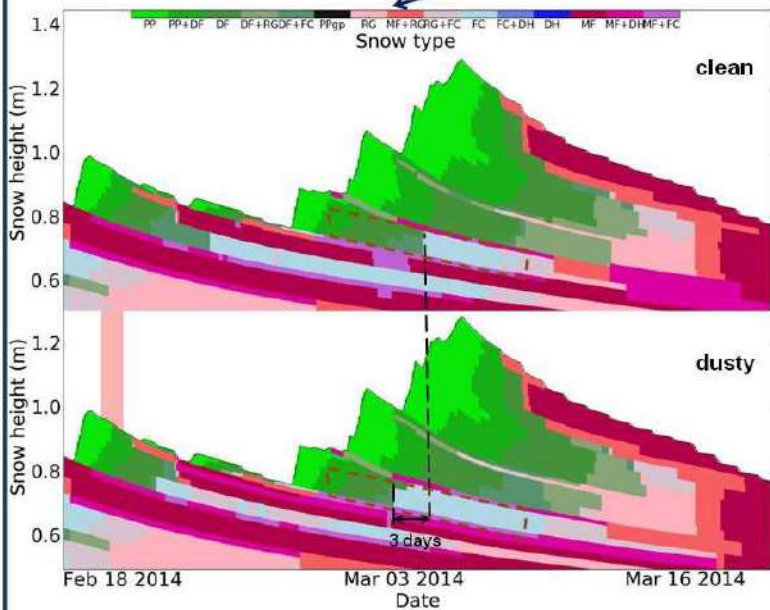


Fig.7: Simulated snowpack stratigraphy with the clean simulation (top) and the dusty simulation (bottom). After the dust outbreak, represented by the red area, the dusty layer warms up and is buried by cold snow. The enhancement of the temperature gradient observed in Fig 6 accelerates faceting over the dusty layer, where faceted crystals are simulated.

A new tool to investigate dust impact on snowpack stability?

The recent developments in Crocus model make it possible to better understand dust outbreak impacts on snow metamorphism. These results have to be taken with care because of all modeling uncertainties of such simulation systems : errors in the meteorological forcings and in the physics of the snow model itself. The multiphysics ensemble model for Crocus (ESCROC) will be run to determine the sensitivity of our results to other parameterizations used in the snowpack model (Lafaysse et al., 2017). An objective analysis of the snowpack mechanical stability should also be performed.

Conclusion

Dans certaines conditions météorologiques, la présence d'impuretés absorbantes est suspecté d'impacter la stabilité avalancheuse. Nous étudions ici un cas précédemment décrit par Landry et al. (2014) : une chute de neige froide se déposant sur une couche fortement concentrée en poussières minérales restée, auparavant, plusieurs jours en surface. L'effet d'augmentation du gradient de température décrit par Landry et al. (2014) est reproduit par le modèle Crocus et avance la formation d'une couche de grains à faces planes, déstabilisant potentiellement le manteau neigeux. L'avantage de la modélisation est qu'elle permet de comparer l'évolution du manteau neigeux contenant la couche impure à un manteau neigeux théorique parfaitement propre, ce qui est expérimentalement complexe. L'impact de la couche d'impureté est ainsi isolé des autres facteurs météorologiques.

La prochaine étape serait d'utiliser le module MEPRA, qui est destiné à estimer la stabilité d'un manteau neigeux simulé par le modèle Crocus. Cette démarche permettrait d'apporter une réponse quantitative à la question de l'impact des dépôts de poussières minérales sur la stabilité du manteau neigeux.

Annexe C

Données supplémentaires acquises

Cette section comporte quelques illustrations supplémentaires des données acquises au cours de la Campagne du col du Lautaret présentée au Chapitre 3. Aucune analyse n'y est présentée car l'exploitation de ces données en est encore à un stade préliminaire, expliquant leur absence du corps du manuscrit.

Données supplémentaires Flux'Alp

Profils de concentration en carbone organique

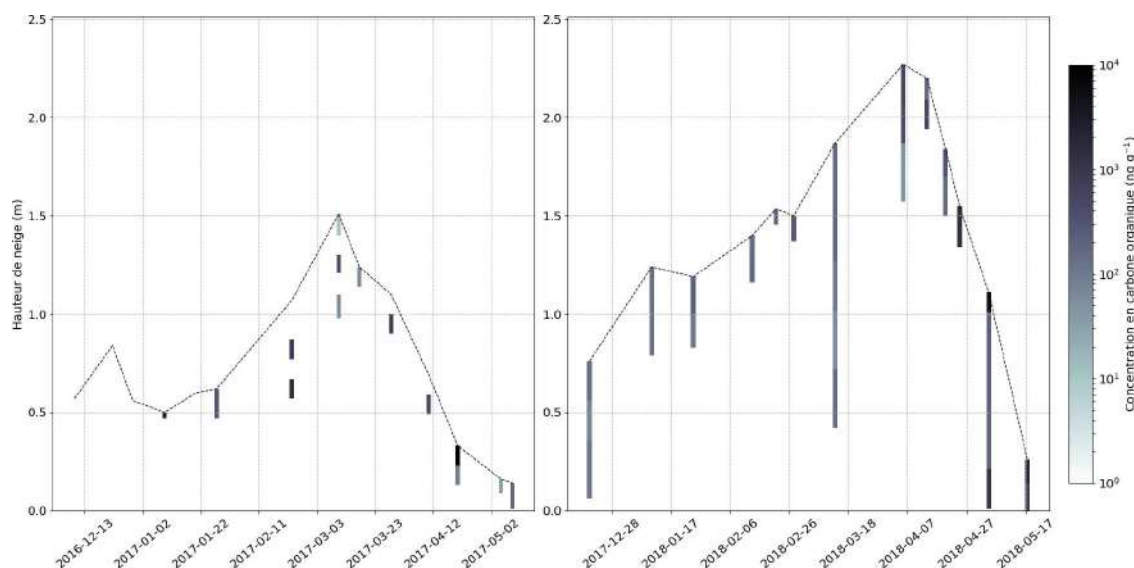


FIGURE C.1 – Profils de concentration en carbone organique au site FluxAlp, mesurés pour les saisons 2016-2017 et 2017-2018.

Profils de température

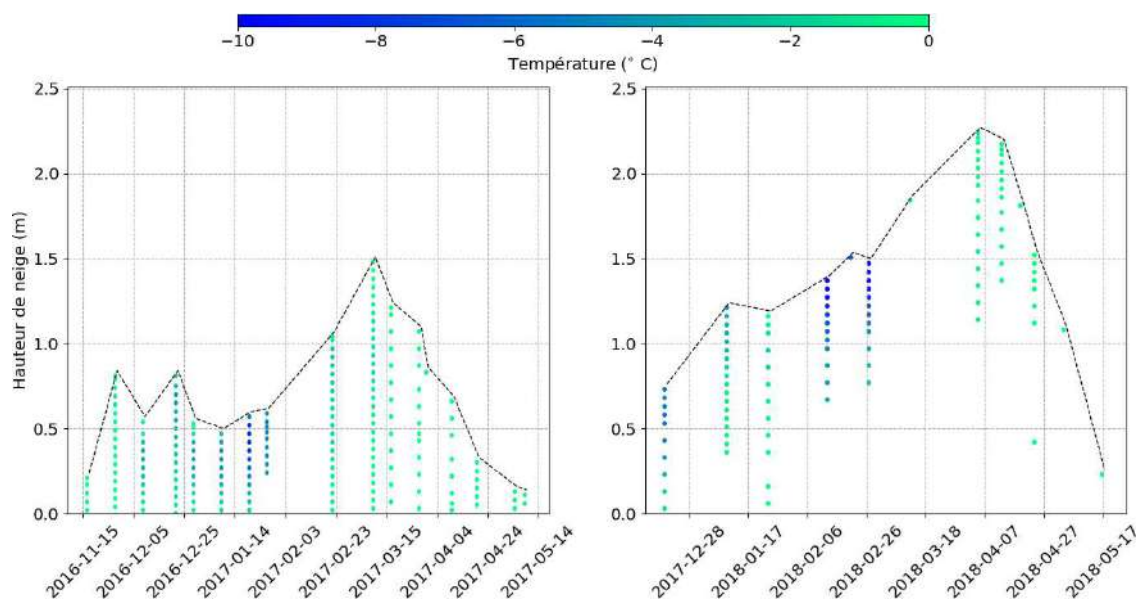


FIGURE C.2 – Profils de température au site FluxAlp, mesurés pour les saisons 2016-2017 et 2017-2018.

Données collectées au site Nord

Profils de masse volumique et de SSA

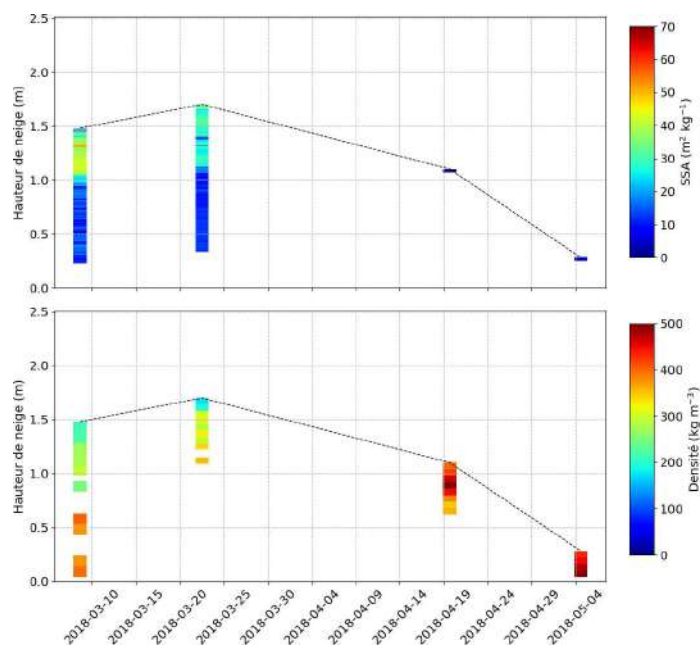


FIGURE C.3 – Profils de SSA (en haut) et de masse volumique(en bas) au site Nord, mesurés pour la saison 2017-2018.

Profils de concentration en carbone suie et en poussières minérales

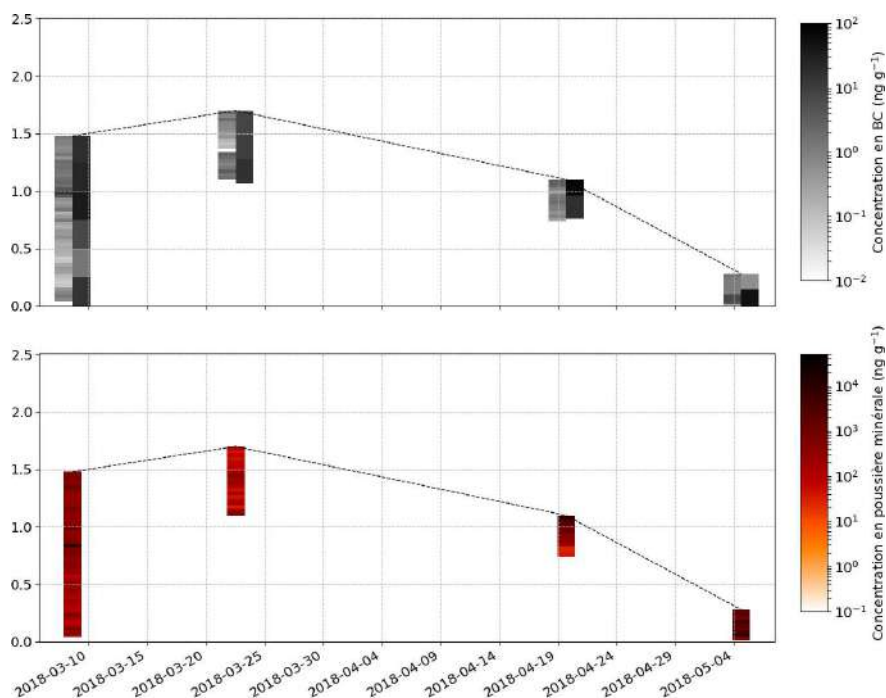


FIGURE C.4 – Profils de concentration en carbone suie (en haut) et en poussières minérales (en bas) au site Nord mesurés pour la saison 2017-2018.

Profils de concentration en carbone organique

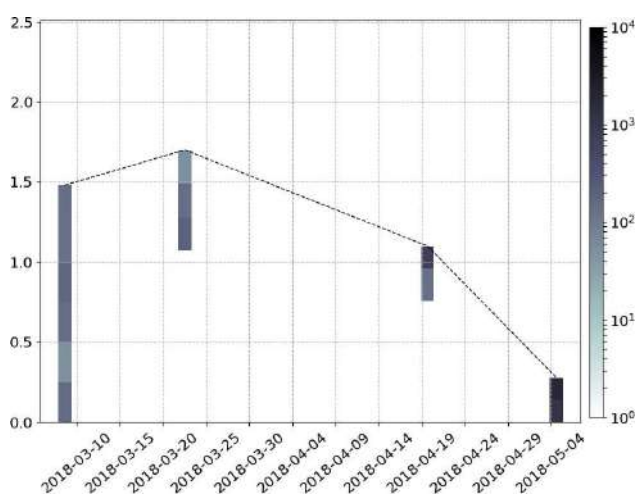


FIGURE C.5 – Profils de concentration en carbone organique au site Nord, mesurés pour la saison 2017-2018.

Profils de température

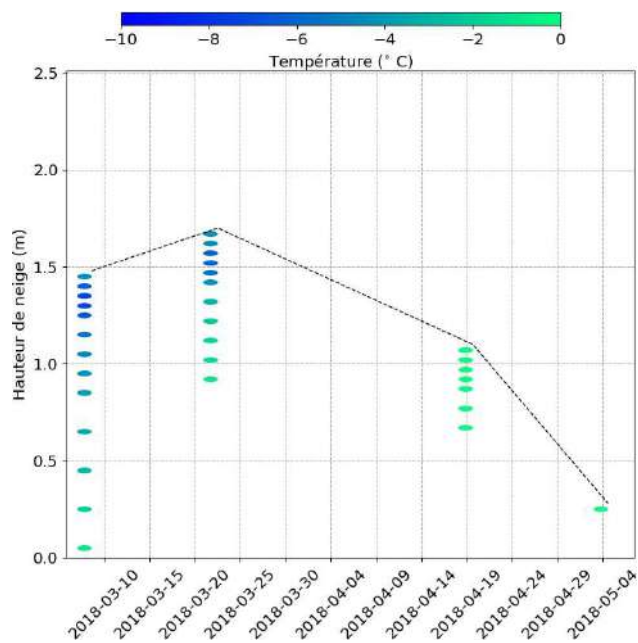


FIGURE C.6 – Profils de température au site Nord, mesurés pour la saison 2017-2018.

Comparaison entre site Flux'Alp et site Nord

Au cours de la seconde année de la campagne, deux journées ont été dédiées à l'acquisition de mesures sur les deux sites. Une brève comparaison des mesures acquises lors de ces deux journées est ici présentée.

Profils de concentration en poussières minérales

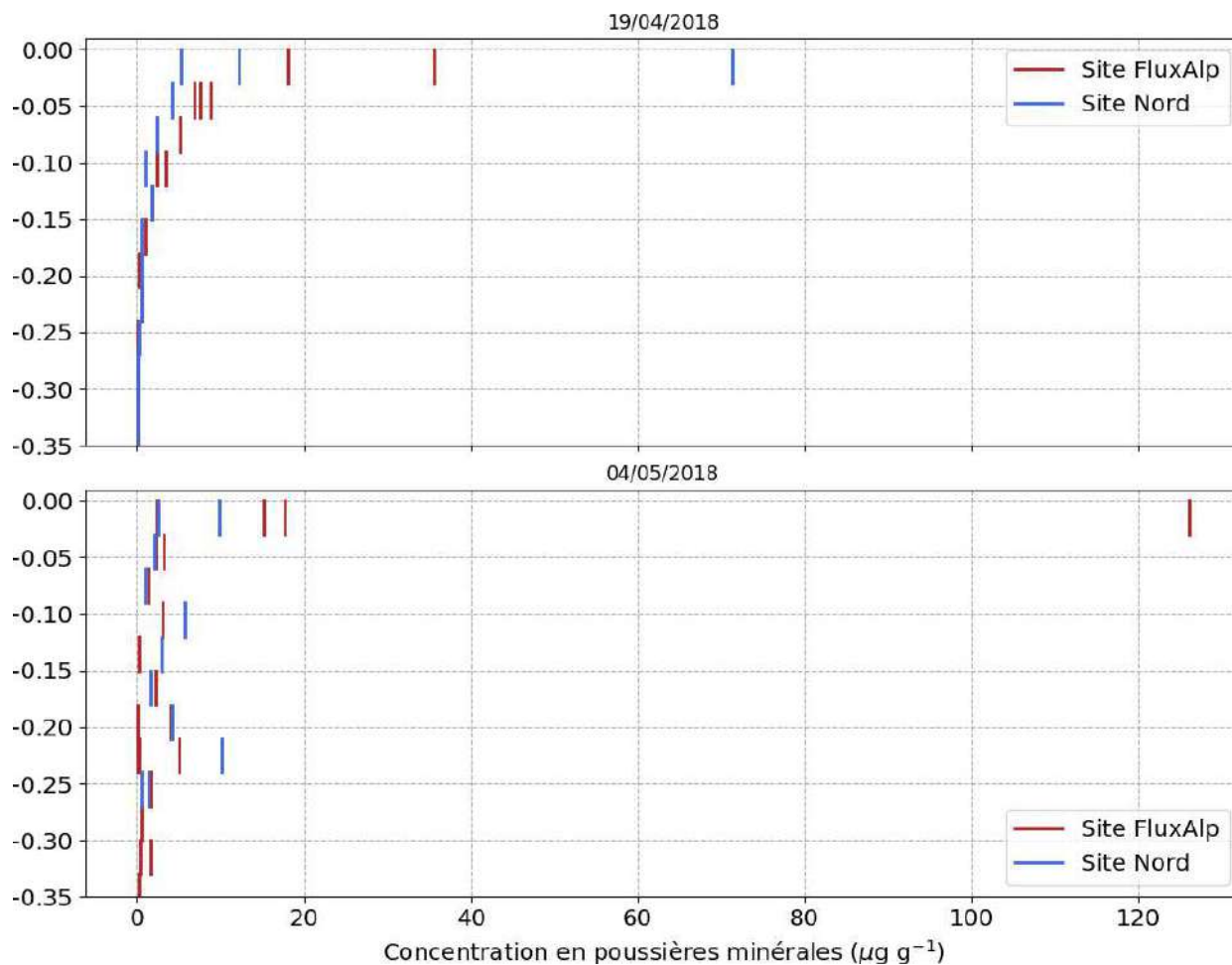


FIGURE C.7 – Comparaison des profils verticaux de poussières minérales acquis au site Nord et au site FluxAlp le 19/04/2018 et le 04/05/2018.

Profils de concentration en carbone suie

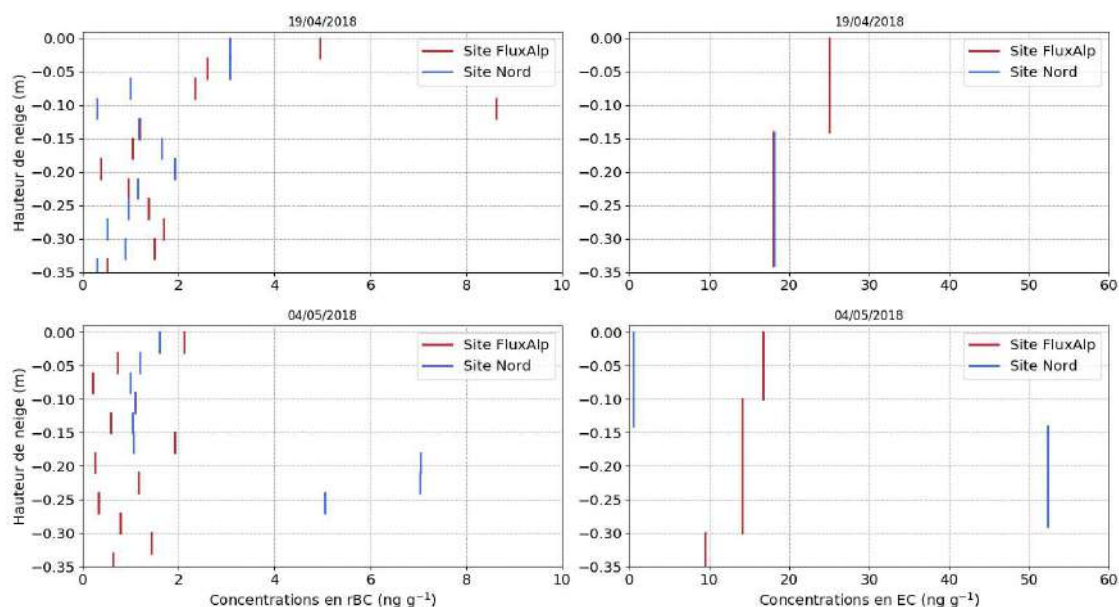


FIGURE C.8 – Comparaison des profils verticaux de carbone suie acquis au site Nord et au site FluxAlp le 19/04/2018 et le 04/05/2018. Les deux types de mesure sont représentés : rBC à gauche et EC à droite.

Profils de masse volumique

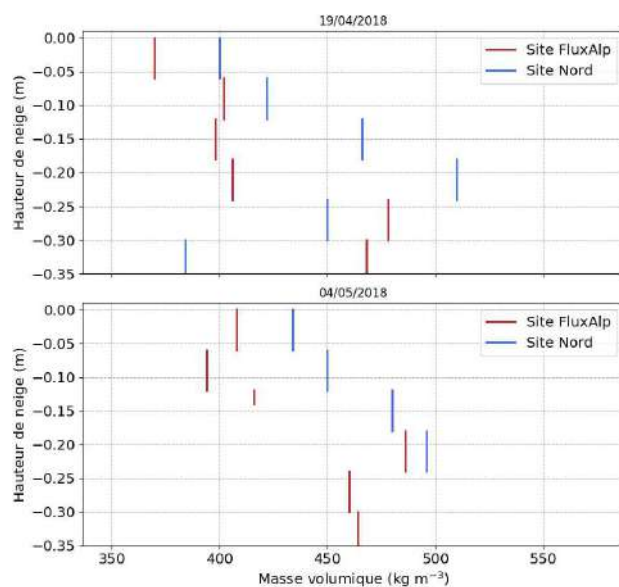


FIGURE C.9 – Comparaison des profils verticaux de masse volumique acquis au site Nord et au site FluxAlp le 19/04/2018 et le 04/05/2018.

Annexe D

Dust Experiment

Au cours de la première année de campagne de mesure, un dépôt artificiel de deux types de poussières minérales a été réalisé sur une partie de notre site de mesure¹. Le premier type de poussières sont des poussières minérales désertiques de couleur rouge et le second type de poussières sont des pyroclastes de couleur jaune. Ce dépôt a été effectué le 31/03/2017 et la zone concernée a été suivie pendant deux semaines après le dépôt. Cette annexe présente le rapport de l'expérience qui a été rédigé en Anglais après analyse des résultats. Ce rapport, initialement destiné à être un document de travail, n'est pas d'une rigueur scientifique irréprochable mais certaines hypothèses y sont présentées. Une brève conclusion en Français est présentée à la fin du rapport.



FIGURE D.1 – Maxim Lamare procédant au dépôt des poussières minérales. .

1. Le dépôt artificiel a été effectué à environ 30 mètres de notre zone de mesure habituelle en s'assurant que le vent ne risquait pas de contaminer notre zone de mesure pour la fin de saison.

Rapport rédigé après l'expérience

Experiment Day : 31/03/2017

On the 31 of March we went to Col du Lautaret in order to spread red and yellow dust on snow. We started the deposition around 12 :30. We made a 1m*1m zone contaminated by yellow dust, a 1m*1m zone contaminated by red dust and kept a clean zone upwind considered not to be contaminated by our experiment (clean snow). First, here is a quick review of all the data available concerning the experiment.

Data available

Conditions Spring snow, ice crystals at the surface, strong wind and sky partially overcast by high clouds (cirrus).

Data for the clean snowpit

- DUFISSS SSA profile (though probably affected by the bottom of the sampler)
- Density profile
- Stratigraphy
- Total snow depth and SWE (Snow Water Equivalent)
- Snow depth variability

Measurements specific to the experiment

- Solalb albedos and direct/diffuse ratio around 12h30 (processed soon).
- SVC albedo measurements for clean, red and yellow snow just after dust deposition and 3h30 later
- DUFISSS measurements of the surface SSA at 17h for clean, red and yellow snow.

First analysis of these data

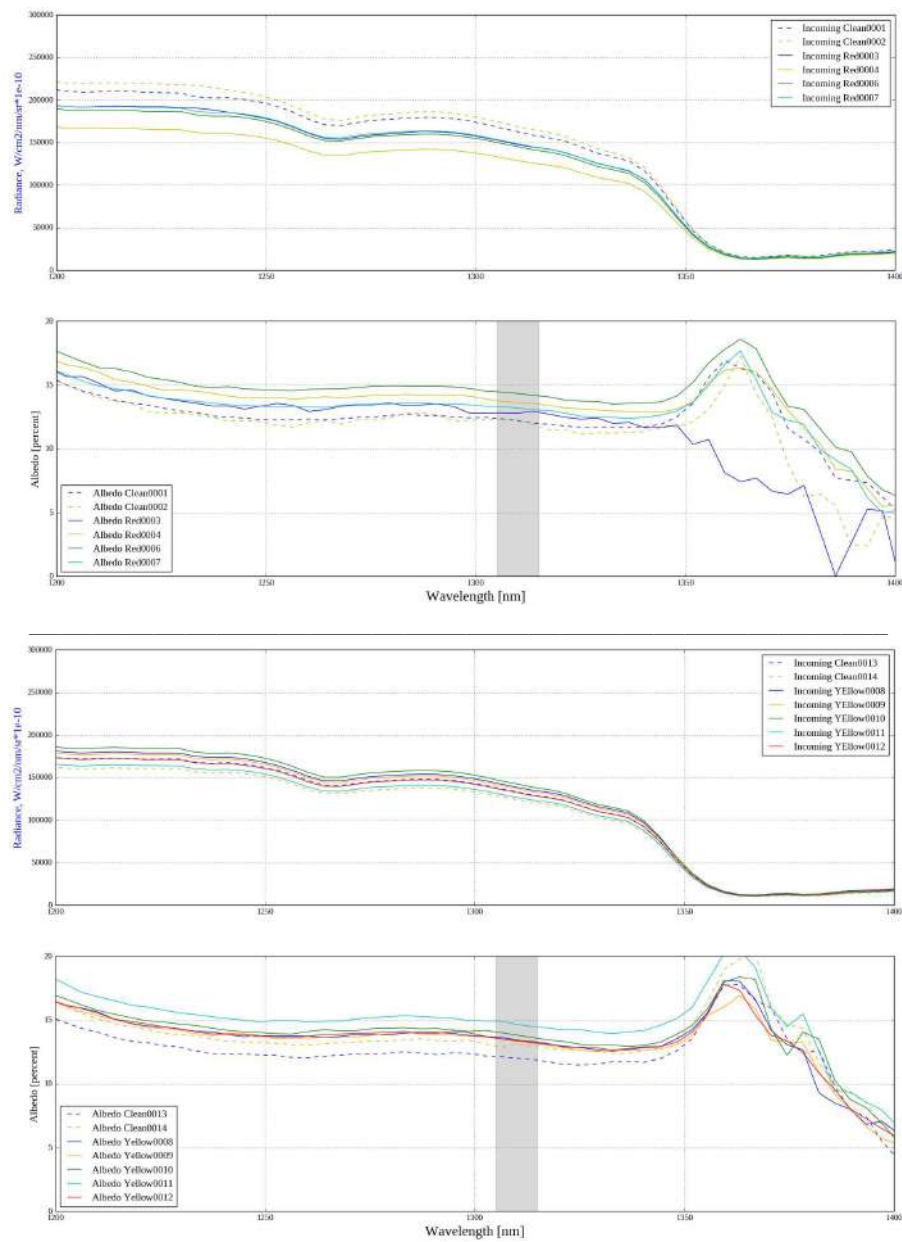


FIGURE D.2 – SVC measurements performed on the 31/03 around 13h. Comparison between red dusty snow and clean snow (upper panel) and between yellow dusty snow and clean snow (lower panel).

When focusing on the wavelengths around 1310 nm it seems that the dusty snow is slightly more reflective than clean snow just after deposition.

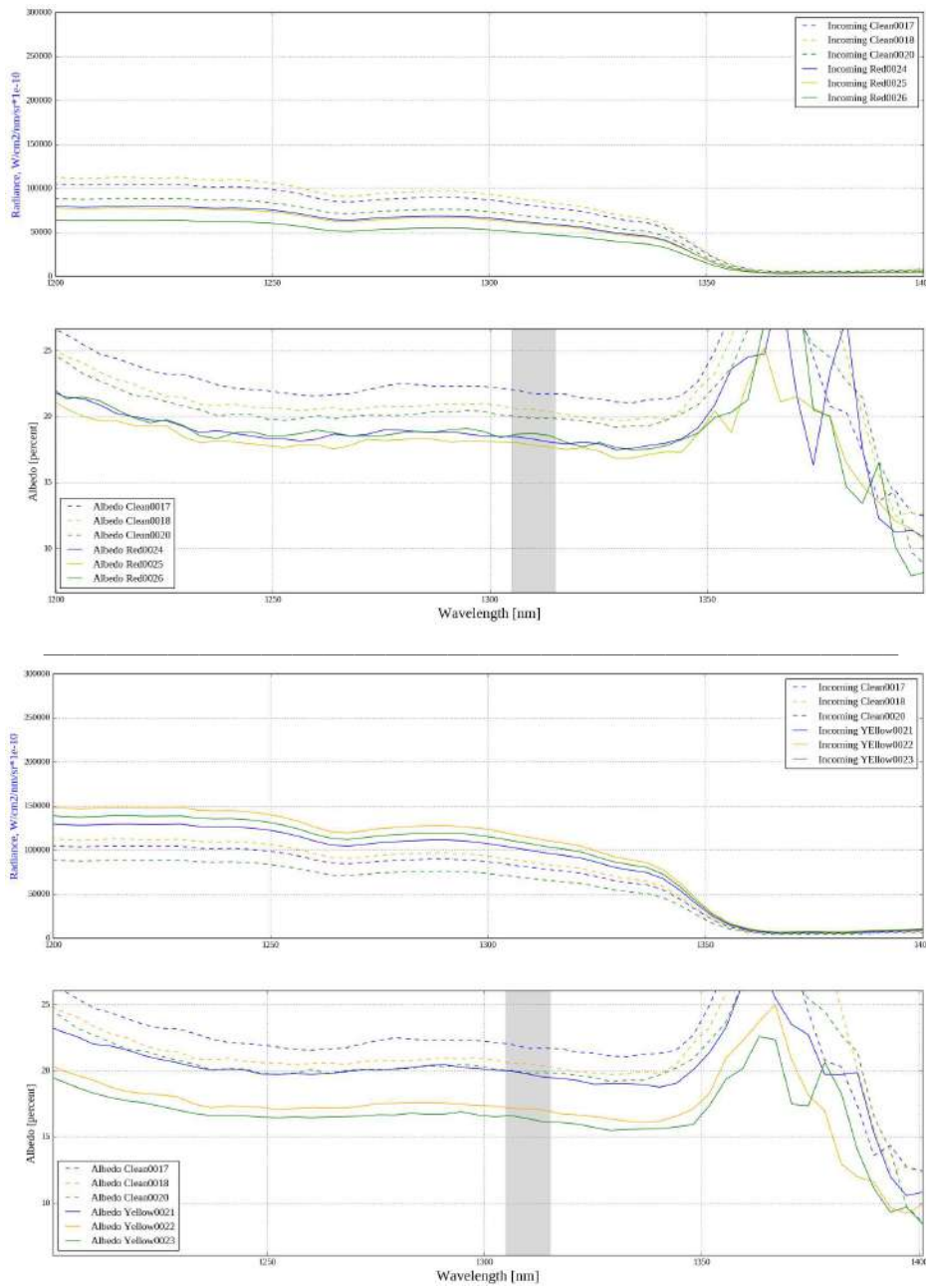


FIGURE D.3 – SVC measurements performed on the 31/03 around 16h30. Comparison between red dusty snow and clean snow (upper panel) and between yellow dusty snow and clean snow (lower panel).

3h30 later, the 1310nm reflectance observed with the SVC is lower for dusty snow.

Hypothesis : The presence of dust in snow has two opposite effects on 1310nm snow reflectance. Snow containing dust is brighter than clean snow at 1310nm, explaining our results just after deposition. Nevertheless, dusty snow is much more absorptive in the visible wavelength leading to a faster metamorphism, so a faster SSA decrease due to solar energy

absorption. That explains why, 3h later, the reflectance at 1310nm is lower for dusty snow despite the brightening by dust.

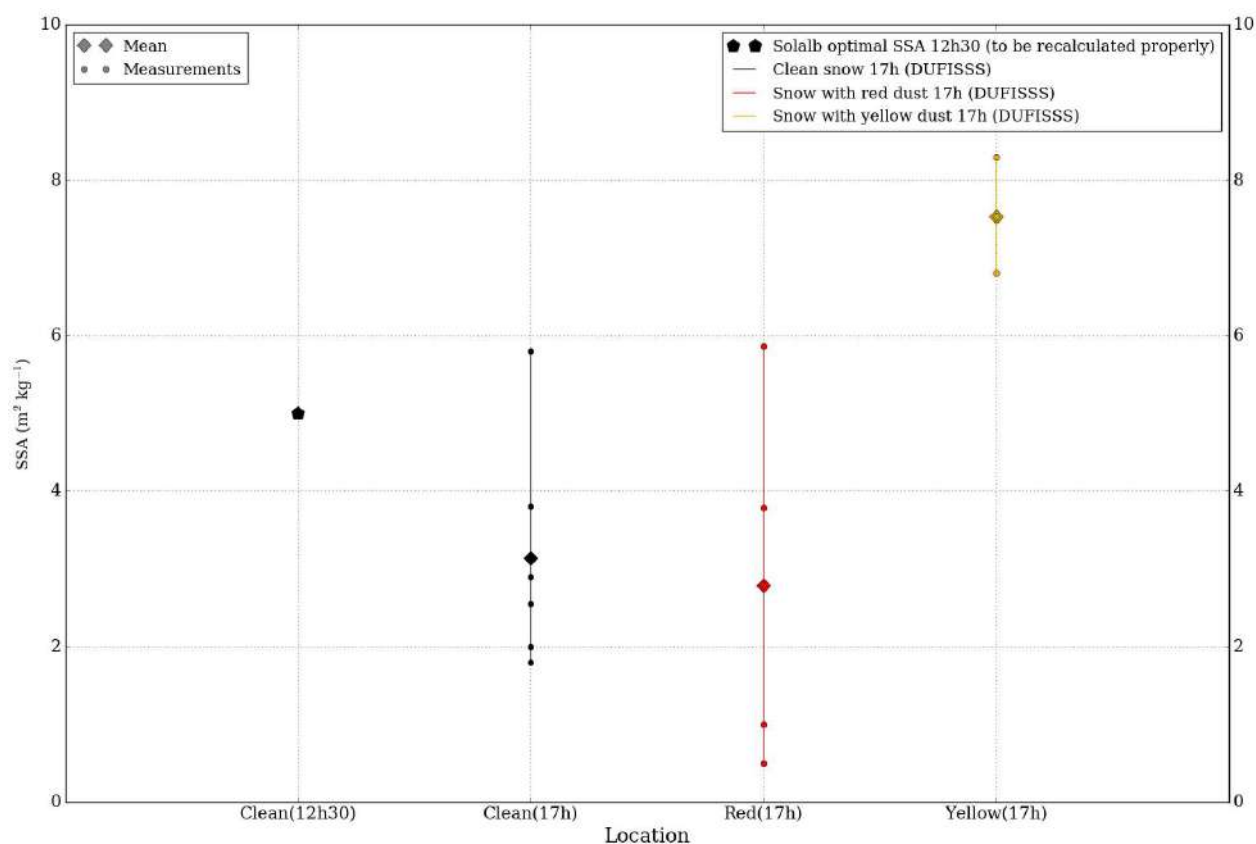


FIGURE D.4 – Comparison of the different near-surface SSA measurements (or at least 1310nm reflectance!) between clean and dusty snow. The first black hexagon (left) corresponds to the initial SSA of clean snow estimated by solalb just before deposition. The three other points corresponds to DUFISSS measurements performed around 17h for clean, yellow-dusty and red-dusty snow.

DUFISSS measurements show that yellow dusty snow is more reflective at 1310nm than clean snow 4 hours after dust deposition (though the increase in SSA might be in the range of DUFISSS uncertainties, see e.g. Gallet et al., 2014 for wet snow for example). The expected effect of metamorphism would be a higher decrease of SSA for dusty snow, here we observe the opposite.

The SVC measurements show an opposite effect.

Concerning red dusty snow, we cannot notice a clear difference compared to the clean snow.

To sum up, a few hours after deposition we have contradictory measurements from SVC and DUFISSS in for the yellow dusty snow.

Hypothesis 1 : SVC measurements are not comparable because of too much variations in the incoming irradiance between two measurements (see upper panel in Figs. D.3). At 16 :30, the solar zenith angle was roughly 70°. If the irradiance is higher, it means that the

direct radiation is higher which tends to increase the albedo for the same snow surface. This could explain what happens for the red dust but not for the yellow dust.

Hypothesis 2 : As explained above, dust has two competitive effects on snow reflectance at 1310 nm : increased reflectance due to optical properties of dust and decreased reflectance due to enhanced metamorphism.

- For a given amount of dust, the effect of dust on snow reflectance (increase or decrease) is more pronounced if the penetration depth is larger (e.g. smaller SSA or smaller zenith angle). Consequently, the effect of dust is more pronounced for DUFISSS measurements (diffuse illumination) than for SVC measurements (solar zenith angle 70°).

This is confirmed by e.g. Mie-DISORT simulations shown in Fig. D.5 and D.6.

- A second and probably more significant effect is related to the change in BRDF due to the presence of impurities and the likely 'sinking' of impurities below the snow surface already investigated by Peltoniemi et al. (2015). They show that the *'The nadir measurement remained the darkest, but at larger zenith angles, the surface of the contaminated snow changed back to almost as white as clean snow'* (in the case of snow contaminated by soot). Extending this analysis to our case (and I remember that the effect of clearly visible with eyes), the SVC (with high zenith angle illumination) doesn't see the increase in reflectance due to dust (only the decrease due to enhanced metamorphism) while DUFISSS (with diffuse illumination, nadir viewing) sees both effects .

M. Dumont believe that even if a bit tortuous, this hypothesis 2 could explain our measurements and maybe also contribute to explain Mc Kenzie Skiles measurements (beyond the problem of internal/external mixture).

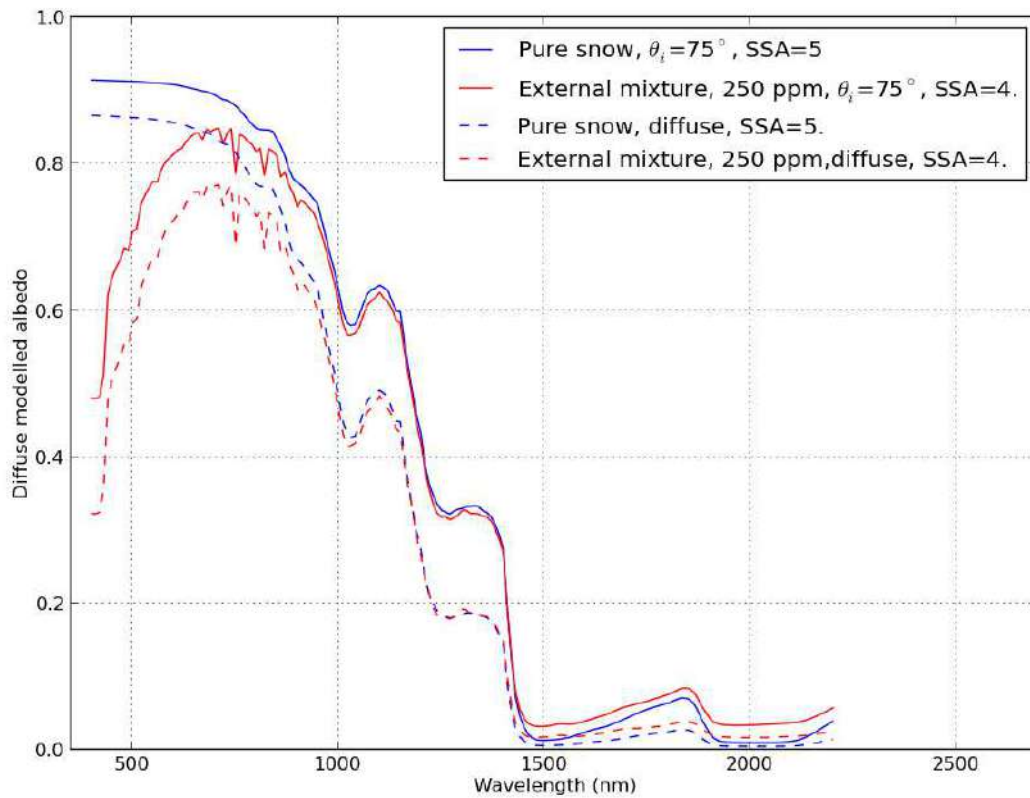


FIGURE D.5 – Simulated albedo for clean snow (SSA=5.) and dusty snow (SSA=4., dust=250 ppm, refractive index from Mark Flanner for diffuse illumination and direct illumination with $\theta_i=75^\circ$.

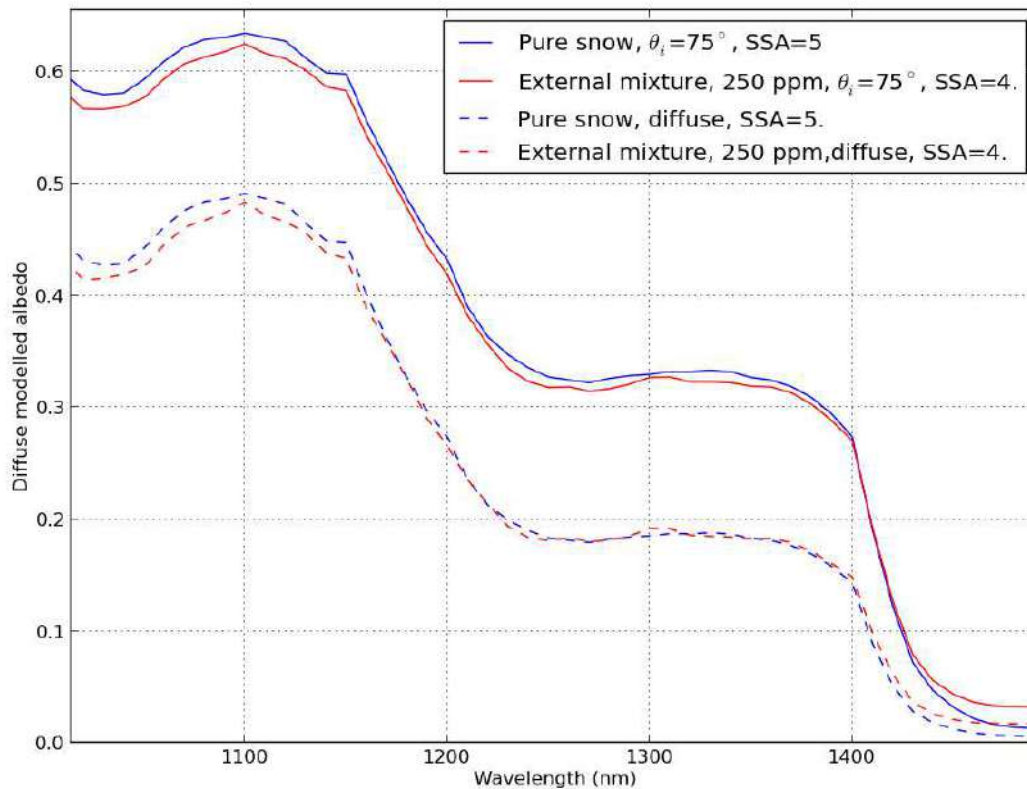


FIGURE D.6 – Same as above but zoom in around 1300 nm .

Other points to investigate :

- shadow and angular correction for SVC spectrum
- DUFISSS correction for SSA of wet snow.

Three days after : 03/04/2017

François Tuzet and Matthieu Vernay came back 3 days latter to observe the evolution of the fresh snow deposited on top of our experiment on the 01/04.

Data available

Conditions Sligh wind, clear sky, around 10cm of fresh snow deposited on top of the dust experiment, smooth surface

Measurements specific to the experiment

- SVC over the three different zone (red,clean and yellow); the dusty layer is 10cm above the surface.
- Density profile for each zone

- SSA profiles for each zone (Influenced by the bottom of the DUFISSS sampler)

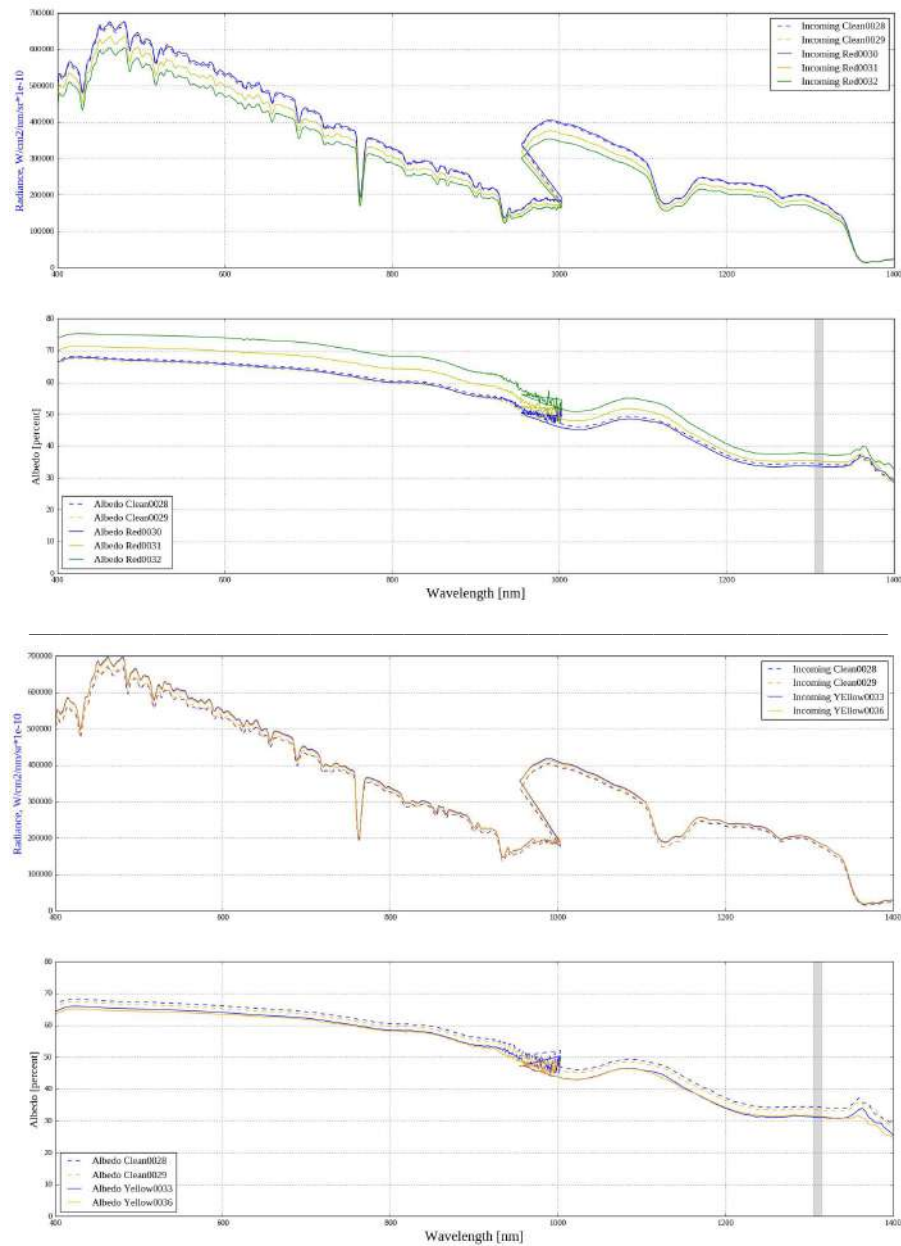


FIGURE D.7 – SVC measurements performed on the 03/04 around 12h. Comparison between red dusty snow and clean snow (upper panel) and between yellow dusty snow and clean snow (lower panel).

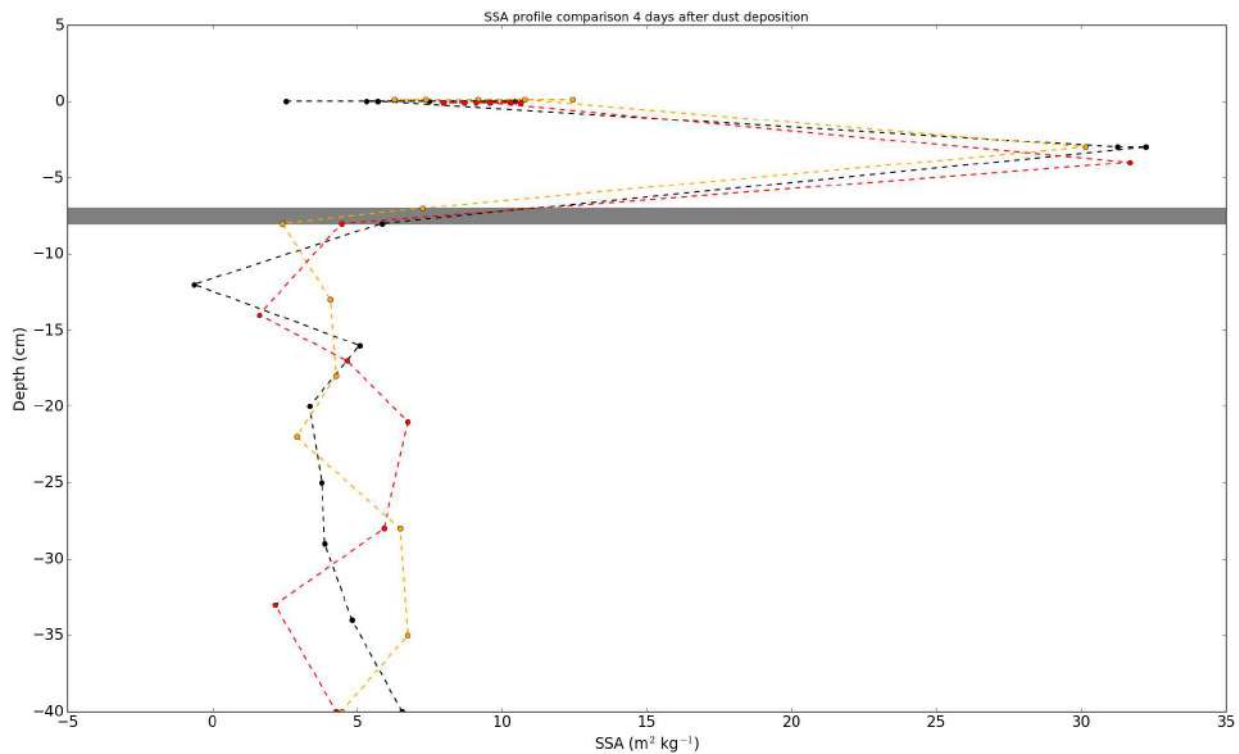


FIGURE D.8 – Comparison of the different DUFISSS SSA profiles. Those profiles are probably affected by the bottom of the sampler which was thinner than the one used on the 31/03; explaining among others the negative SSA value.

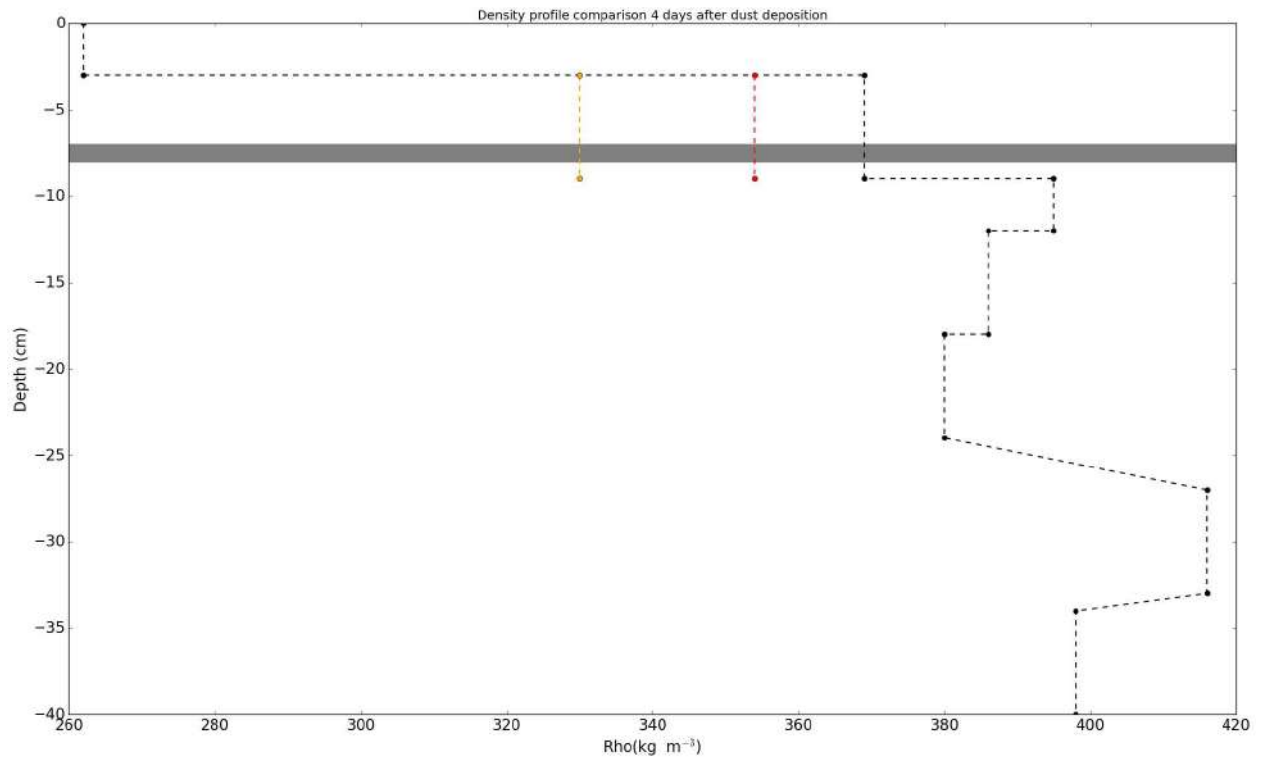


FIGURE D.9 – Comparison of the different density profiles (only at the interface for dusty pits).

First analysis of these data

The density profile could confirm the results of (Meinander et al., 2014) showing that light-absorbing impurities can reduce the density of melting snow.

Two weeks after : 12/04/2017

François Tuzet and Maxim Lamare came back two weeks after the deposition. The fresh snow cover over the dust layer had melted and the dust was at the surface of the snowpack again.

Data available

Conditions Slight wind, clear sky with some small cirrus. The dusty layer of the dust experiment was exposed to the surface and the additional melt caused by the presence of dust was clearly observable (concave area with 10 cm less of snow where the dust was deposited). The dusty layer had probably been unburied for 3 to 5 days.

The dust has clearly scavenged since the deposition as shown on Figure D.10.



FIGURE D.10 – Picture taken during the DUFISSS measurements of the 12/04/2017. The cut is approximately 3-4 cms below the surface and some dust is still apparent.

Measurements specific to the experiment

- Surface SSA measurements over the three different zone (red, clean and yellow).

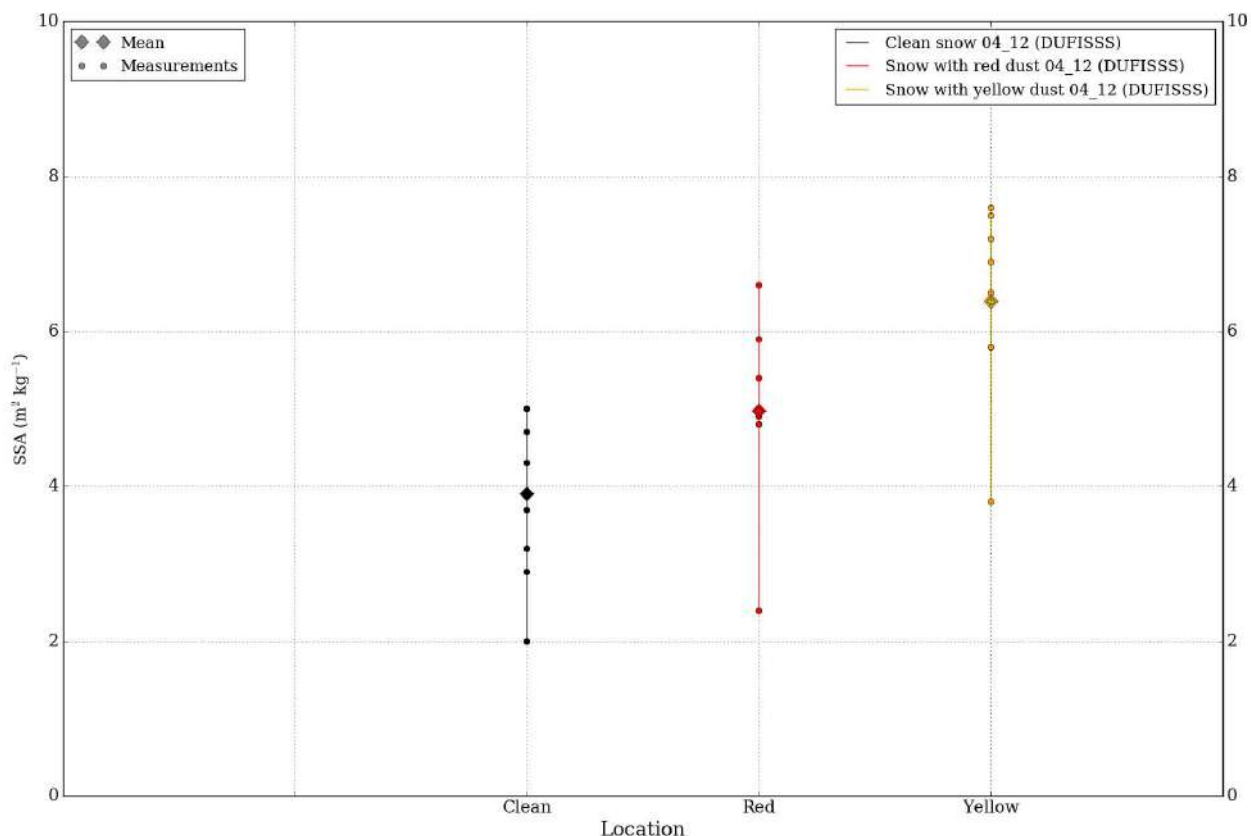


FIGURE D.11 – Comparison of the different near-surface SSA measurements (or at least 1310nm reflectance!) between clean and dusty snow.

At least five DUFISSS measurements were performed for each zone and the results are presented in Figure D.11. The 1310 nm reflectance seems to be higher for dusty than for clean snow despite of two weeks of metamorphism.

Hypothesis : The SSA decrease over time is controlled by the amount of energy absorbed. Hence the SSA of the dusty snow should be lower than the one of clean snow due to additional energy absorption. However after an intense period of metamorphism, snow SSA reaches a "threshold value" and decreases slowly after that point. Indeed Figure D.12 represents the general shape of SSA decrease over time highlighting a fast decrease rate for fresh snow and a slow decrease rate for snow with low SSA. In the case of our experience the snow already had an advanced metamorphism when we deposited the dust and we can imagine that two weeks later, the threshold value of SSA has been reached even for clean snow.

Let's consider that the black point on Figure D.12 corresponds to clean snow. The additional energy absorption caused by dust provoked an enhancement of the metamorphism but as we are in the SSA plateau the SSA of dusty snow is almost similar (red point on Figure D.12). If this is the case, the SSA value for clean and dusty snow would be similar and the only effect seen by DUFISSS would be the enhancement of 1310nm reflectance by dust, explaining our results.

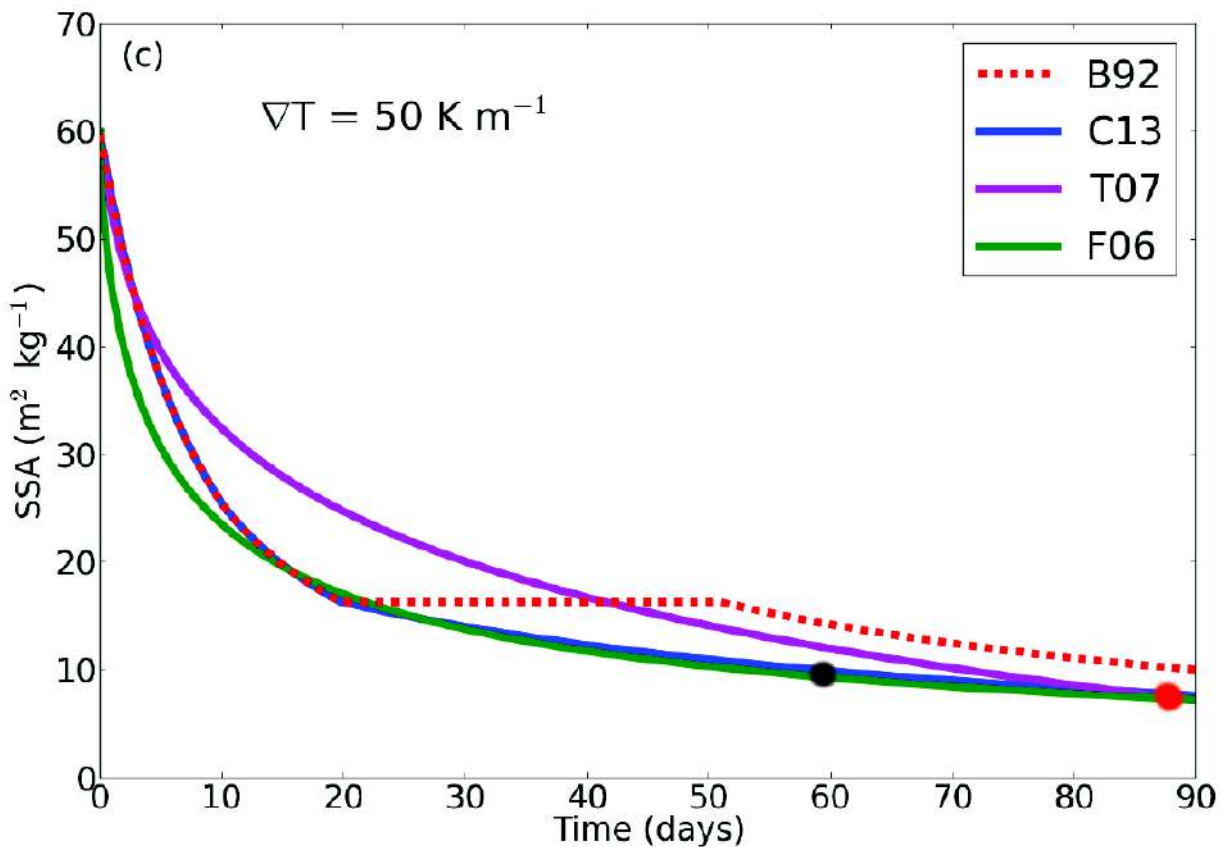


FIGURE D.12 – General shape of the SSA decrease taken from Carmagnola et al. (2014). The conditions used to produce this figure are way different from the one of the experience but it helps to understand my hypothesis. On the 12/04 the metamorphism of clean snow was already advanced (black point) and the additional energy absorption due to dust didn't lower the SSA much more (red point).

Sum up

The presence of dust on snow has two opposite effects. On the one hand snow containing dust is brighter than clean snow at 1310nm. Nevertheless, on the other hand dusty snow is much more absorptive in the visible wavelength leading to a faster metamorphism, so a faster SSA decrease due to solar energy absorption.

Global hypothesis

Just after deposition the dust does not impact the metamorphism yet so the only impact observable at 1310 nm is the brightening of snow. Then depending on the advancement of the metamorphism we can observe two distinct phenomena :

- If we are in a phase of fast SSA decrease the additional energy absorption due to dust leads to an even faster SSA decrease and this impact is higher than the brightening effect. In this case we measure a lower SSA for dusty snow.

- If we are in the plateau phase of SSA decrease the additional energy absorption due to dust leads to a small additional SSA decrease but this impact is lower than the brightening effect. In this case we measure a lower SSA for clean snow.

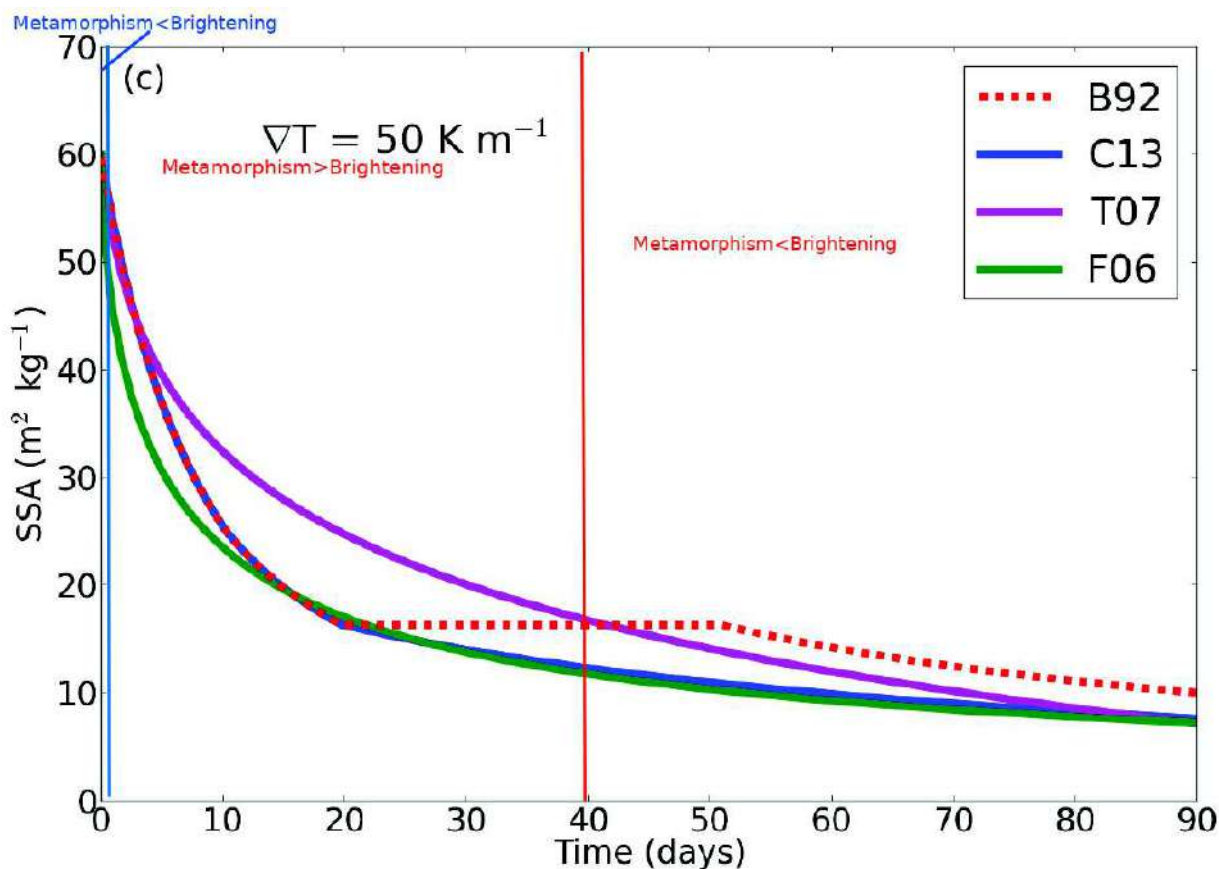


FIGURE D.13 – Representation of the three different phases according to the hypothesis above. Just after deposition $SSA_{dust} > SSA_{clean}$. If we are in the fast of fast SSA decrease $SSA_{dust} < SSA_{clean}$. If we are in the SSA plateau $SSA_{dust} > SSA_{clean}$ again. (By SSA I mean reflectance at 1310nm)

Conclusions de l'expérience

Cette expérience relate les effets d'un dépôt extrême de poussières minérales sur les propriétés physiques de la neige. Il est notable que les quantités déposées ici sont rarement naturellement reproduites. De plus, le protocole de l'expérience n'étant pas suffisamment rigoureux, l'analyse de ces données est à prendre avec précaution. Les points présentés par la suite sont des hypothèses plutôt que des résultats.

Poussières minérales et SSA Comme expliqué depuis le début du manuscrit, la présence de poussières minérales proche de la surface augmentent la quantité d'énergie absorbée et

accélèrent donc la décroissance de SSA. On s'attend donc à ce que la SSA de la neige contaminée soit inférieure à la SSA de la neige fraîche après avoir été exposé aux rayonnement solaire.

Au cours de l'expérience, la SSA de la neige contaminée est parfois plus élevées que celles de la neige pure, ce qui est attribué à un artefact de mesure. En effet, les mesures de SSA avec DUFISSS sont basées sur la réflectance de la neige à 1310 nm, qui est supposée inchangée par les poussières minérales. Dans ce rapport, l'hypothèse est émise que les poussières minérales augmentent la réflectivité de la neige à 1310 nm (effet plus important pour les poussières minérales jaunes) ce qui entraîne une surestimation de la SSA de la neige contaminée juste après le dépôt.

Les phénomènes d'accélération du métamorphisme et d'augmentation de la réflectance à 1310 nm par les poussières minérales ont des effets opposés sur la mesure de SSA. Selon la phase de métamorphisme dans lequel se trouve la surface du manteau neigeux, l'effet prédominant n'est pas le même :

- Juste après le dépôt, le métamorphisme n'a pas eu lieu et seul l'augmentation de réflectance par les poussières minérales est observable. La SSA mesurée est ainsi plus faible pour la neige propre alors que les SSA sont en réalité similaires.
- Après exposition au rayonnement solaire, l'effet du métamorphisme prédomine et la SSA mesurée est plus élevée pour la neige fraîche.
- Après plusieurs cycles de dégel/regel la SSA de la neige atteint une valeur minimale et sa décroissance devient très lente. Dans cette phase, l'effet d'augmentation de la réflectance par les poussières minérales peut redevenir prédominant. La SSA mesurée est ainsi plus faible pour la neige propre.

Ces hypothèses ne sont valables que pour des fortes concentrations de poussières minérales qui induisent une augmentation de réflectance à 1310 nm de la neige. Des expériences en environnement contrôlé seraient nécessaire pour confirmer ou infirmer ces hypothèses ainsi que leur dépendance au type de poussières.

Poussières minérales et masse volumique Les mesures de densité effectuées 3 jours après le dépôt artificiel de poussières minérales indiquent que la masse volumique des couches contaminées est inférieure (de 10 à 30 kg m⁻³) à celle de la couche propre. Cela suggère que de fortes concentrations en impuretés absorbantes réduisent la masse volumique de la couche contaminée. Ces résultats, similaires à ceux obtenus par Meinander et al. (2014) pourrait être du à une plus faible capacité de rétention de l'eau liquide en présence de poussières minérales, ce qui n'a pas été testé ici.

Poussières minérales et lessivage Comme le montre la Figure D.10, les poussières minérales déposées lors de cette expérience sont partiellement lessivées par l'eau liquide percolant dans le manteau. Des travaux précédents suggèrent pourtant que les poussières minérales sont de trop grosse taille pour être lessivées (e.g. Yang et al., 2015). Les propriétés des poussières minérales déposées ici diffèrent de celles des poussières minérales sahariennes naturellement déposées dans les Alpes ; les résultats obtenus ici ne sont donc pas directement transposables à ce type de poussières minérales. Ces résultats suggèrent que des travaux plus poussés à ce sujet s'avère nécessaire.

Annexe E

Fiche détaillée de la station Flux'ALp

Station météo du Lautaret

Dernière mise à jour le 28 Novembre 2016 par J.P. Laurent, LTHE



La station du pré des charmasses en Septembre 2016, photo J.P. Laurent

Nature du site : Prairie subalpine, altitude 2050 m

Gestionnaire du site : Station Alpine Joseph Fourier (SAJF)¹

Contacts :

- Sur site : Franck Delbart, responsable infrastructure SAJF
- Instrumentation : Jean-Paul Laurent, LTHE

Propriétaire du terrain : Commune de Monêtier-les-Bains

Propriété du matériel : LECA

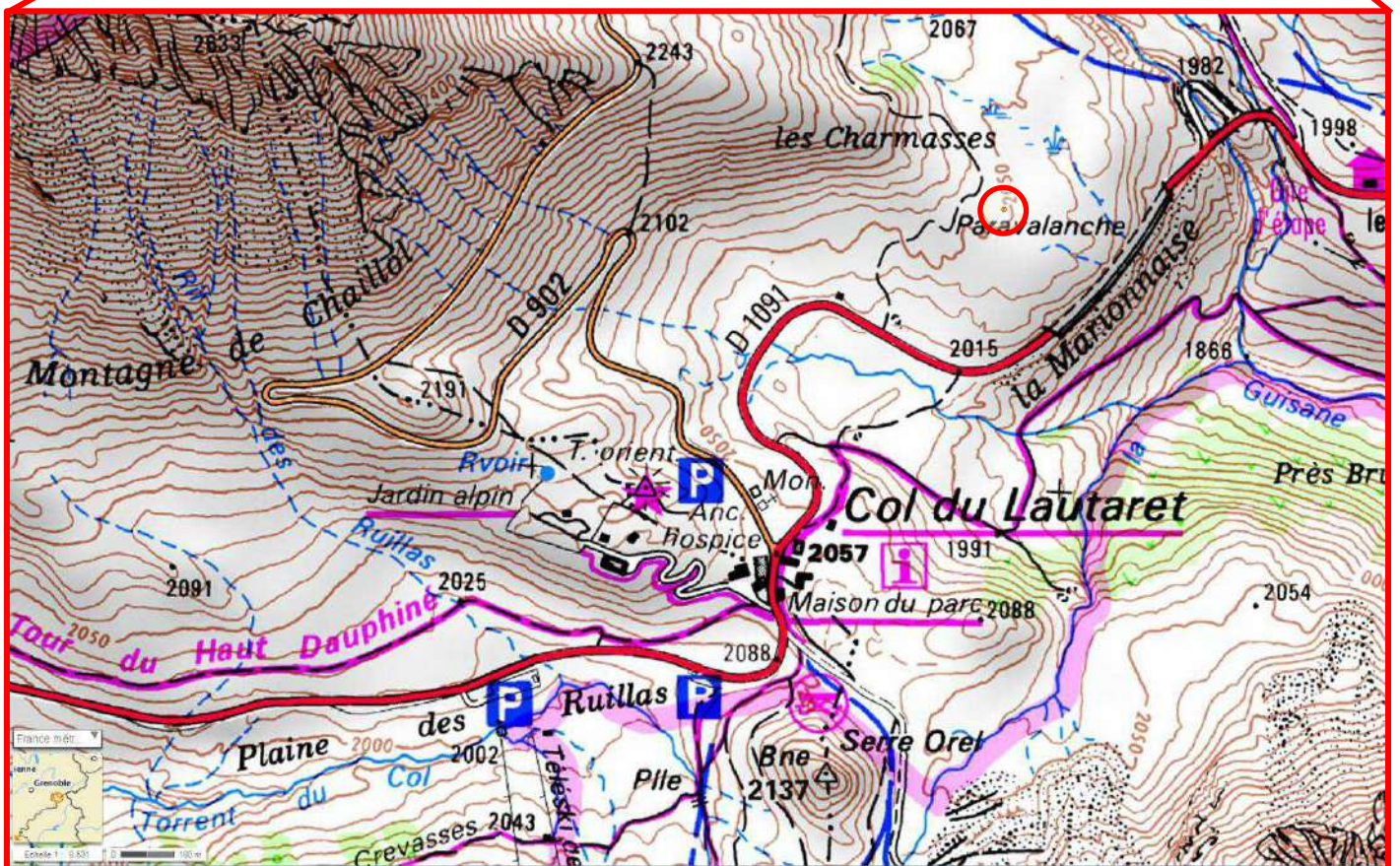
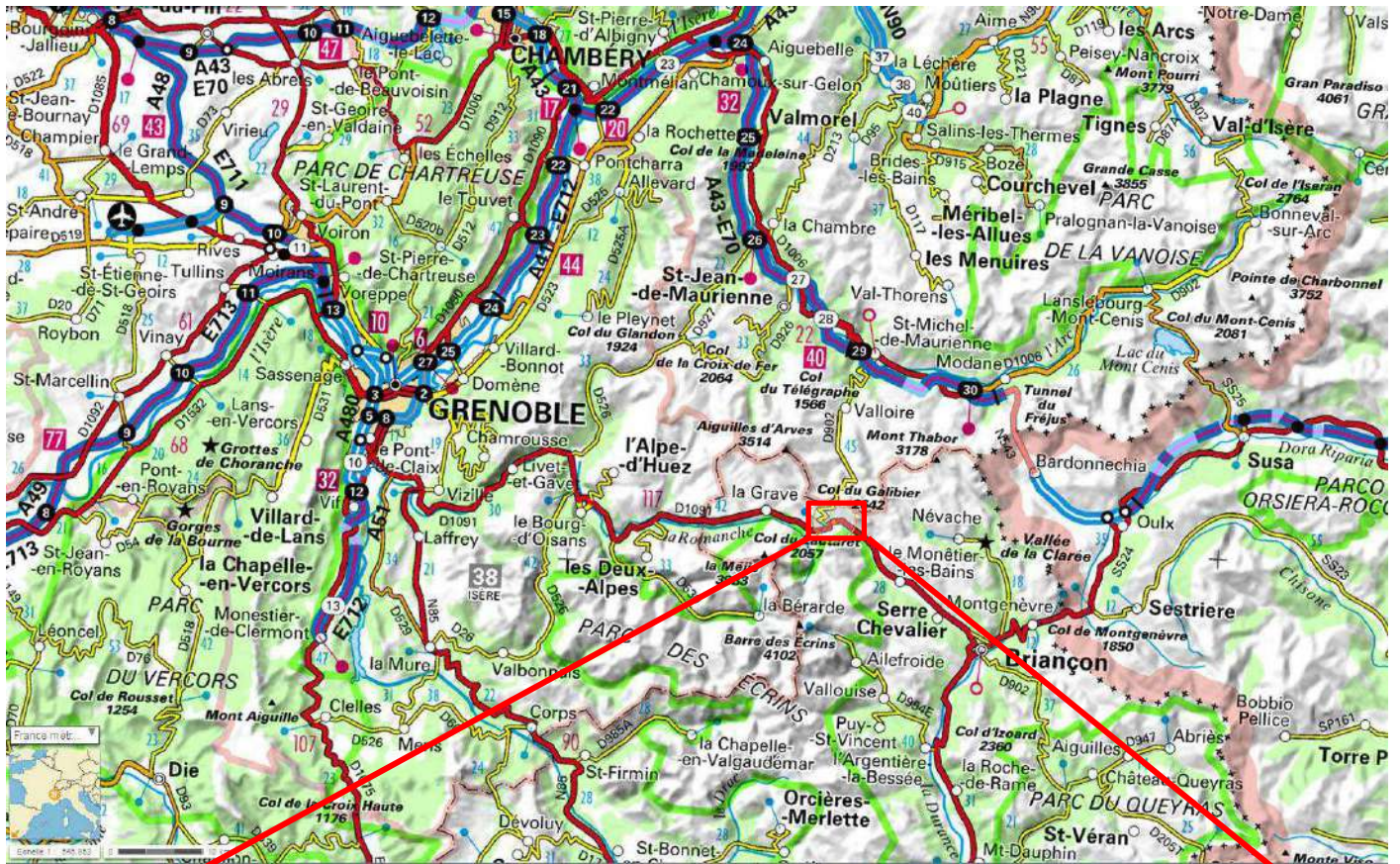
Logos :



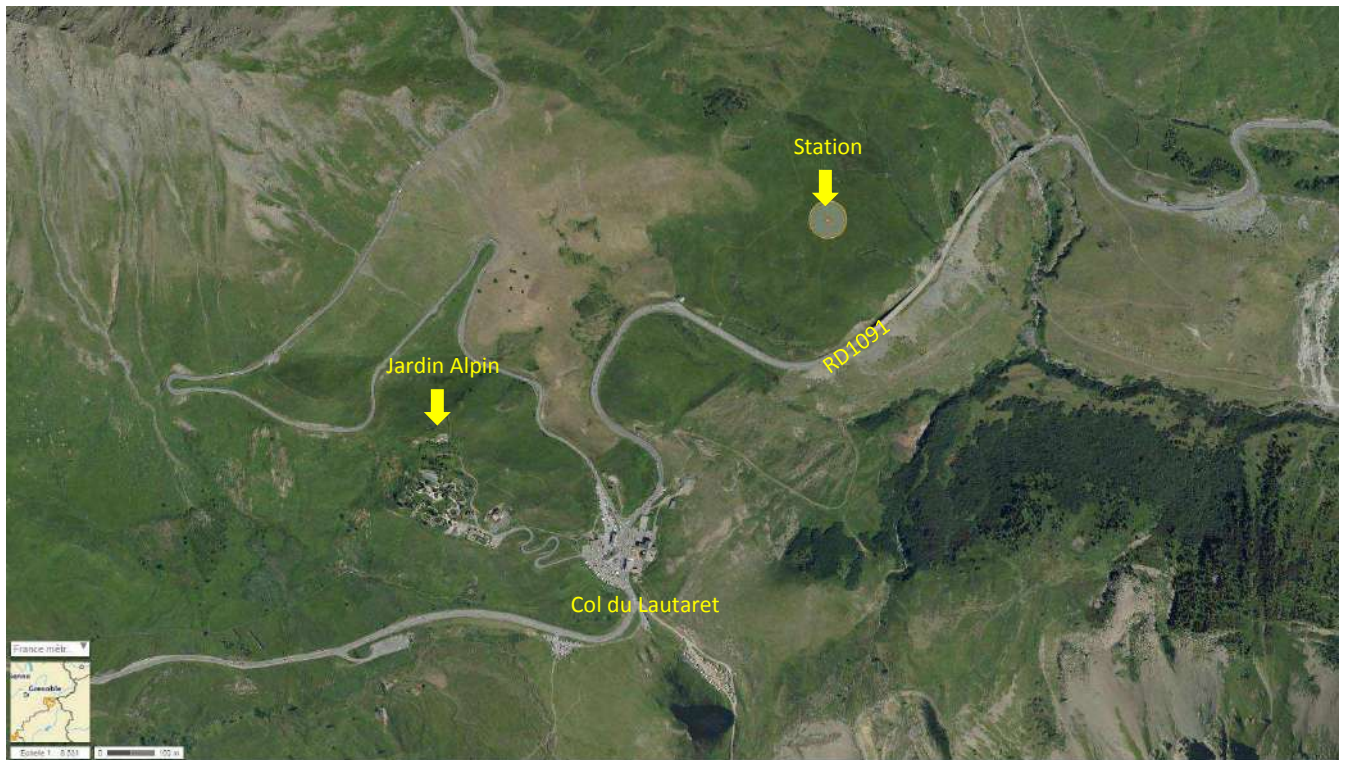
¹ <https://www.jardinalpindulautaret.fr/>

Localisation de la station : (carte IGN TOP25 3535 OT, Géoportail IGN)

- Point GPS : N 45° 2' 28.60" E 6° 24' 38.20", altitude 2050 m
- Commune : Le Monétier-les-Bains (05220), lieu-dit : « pré des Charmasses »



Vue aérienne :



Photographie aérienne montrant la situation de la station par rapport au Jardin Alpin, source Géoportail IGN

Environnement de la station :



Vue vers le Sud depuis la station, photo JP. Laurent



Vue vers le Nord depuis la station, photo JP. Laurent

Paramètres mesurés & capteurs correspondants :

1. CR3000 (Météo, NDVI & mesures sol) :

Paramètre mesuré	Marque	Type	Depuis	Haut /Prof
Température & Humidité relative de l'air	Campbell Sci.	CS215	Oct-12	3.53 m
Vitesse du vent	Vector Inst.	A100LK	Oct-12	5.18 m
Direction du vent	Vector Inst.	W200P	Oct-12	5.18 m
Hauteur de neige	Campbell Sci.	SR50A	Oct-12	3.84 m
Pression atmosphérique	Setra	CS100	Oct-12	Coffret
4 composantes du rayonnement solaire	Kipp & Zonen	CNR4	Oct-12	4 m
PAR	Kipp & Zonen	PQS-1	Oct-12	4 m
NDVI	ESE		Oct-12	3.13 m
NDVI	Skye Instruments	SKR 1800	Juil-13	3.13 m
NDVI	Decagon	SRS-Nr	Juil-15	3.13 m
NDVI	Decagon	SRS-Ni	Juil-15	3.13 m
Flux de chaleur dans le sol	Hukseflux	HFP01	Sept-16	-15 cm
Teneurs en eau du sol	Campbell Sci.	CS650	Sept-16	-10 à -40 cm -5 cm
Températures sol	Campbell Sci.	T107	Sept-16	-10 cm (x2) -20 cm (x2) -40 cm (x2)
Tension batterie	Campbell Sci.	Interne	Oct-12	Centrale
Température centrale	Campbell Sci.	Interne	Oct-12	Centrale

2. CR6 (Eddy Covariance) :

Paramètre	Marque	Type	Année	Hauteur
3 composantes de la vitesse du vent	Gill Inst.	HS50 1199HSH	Juil-15	5.16 m
Analyseur de gaz CO2 & H2O	LI-COR	LI-7210	Juil-15	5.16 m
Tension batterie	Campbell Sci.	Interne	Juil-15	Centrale
Température centrale	Campbell Sci.	Interne	Juil-15	Centrale

Acquisition de données :

- Centrales de mesure :
 - Météo, NDVI : Campbell Scientific CR3000.
 - Mesures « Sol » : Multiplexeur Campbell Sci. AM16/32 connecté sur la CR3000.
 - Eddy Covariance : Campbell Scientific CR6.
- Programmes actuels :
 - CR3000 : « Station_Lautaret_V5.CR3 », scrutation au pas de temps de 3', stockage des mesures toutes les 30 minutes en mémoire interne.
 - CR6 : « FluxAlp_V5.CR6 », stockage sur carte μ SD SLC capacité 8Gb, données basse fréquence stockées toutes les 30 minutes, données haute fréquence à 20 Hz.
- Matériel nécessaire pour relever les données : câble RS232 & logiciel PC200W (gratuit) ou PC400 (payant) de Campbell Scientific.

Energie :

- Batterie Yuasa 12 V 24 Ah rechargée par un capteur solaire d'une puissance de 20 W

Télétransmission :

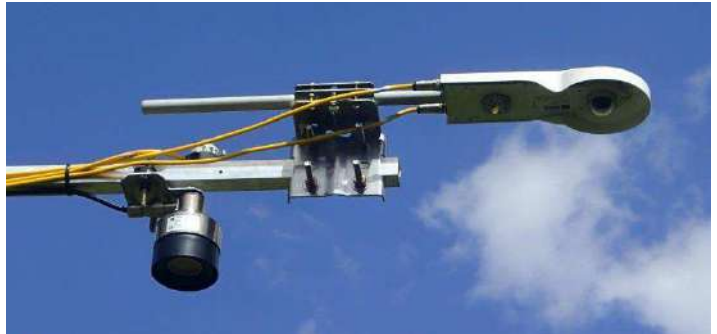
CR3000 :

- Modem Sierra Wireless FASTRACK FXT009 & antenne fort gain. Connecté en GPRS sur le serveur loggernet du LTHE.

Aperçu des différents capteurs :



Anémomètre Girouette Vector



SR50 (hauteur neige) & bilan-mètre CNR4



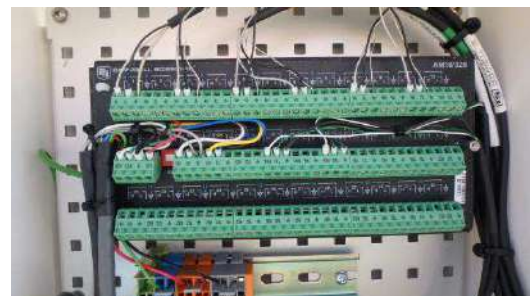
Capteurs de NDVI



CS215 dans son abri



Intérieur du coffret de la CR3000



Multiplexeur pour les mesures sol

