

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

PROCESSUS MICROPHYSIQUES ASSOCIÉS AUX TRANSITIONS DU TYPE DE PRÉCIPITATIONS LORS
DE TEMPÊTES HIVERNALES PRÈS DE 0 °C

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

MARGAUX GIROUARD

DÉCEMBRE 2025

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.12-2023). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier ma directrice de recherche, Prof. Julie M. Thériault pour son accompagnement, sa disponibilité et ses précieux conseils tout au long de ce projet. Sa rigueur scientifique et sa confiance m'ont permis de progresser et de mener à bien ce mémoire.

Je remercie également Mathieu Lachapelle de m'avoir ouvert la porte au monde de la recherche et pour tous ces conseils ainsi que pour ces nombreuses relectures.

Mes remerciements s'adressent aussi aux chercheuses et chercheurs ayant collaboré au projet WINTRE-MIX, ainsi qu'à toutes les personnes impliquées dans la collecte et l'analyse de données. Leur contribution et leur engagement ont été essentiels au bon déroulement de cette étude.

Je souhaite aussi remercier tous les amis que j'ai rencontré à l'UQAM au cours des dernières années. Particulièrement, à Sujana Basnet, mon collègue de bureau, pour toutes les belles discussions et les nombreuses pauses café.

Enfin, je remercie tous mes proches et ma famille pour leurs encouragements constants et leur patience, qui m'ont donné la motivation nécessaire pour franchir chaque étape de ce parcours.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
LISTE DES FIGURES	v
LISTE DES TABLEAUX	vii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	viii
RÉSUMÉ.....	x
CHAPITRE 1 INTRODUCTION	1
1.1 Mise en contexte	1
1.2 Mécanismes de formation des précipitations hivernales	2
1.3 Zone de transition.....	4
1.4 Influence des caractéristiques des particules sur le type de précipitation à la surface	7
1.5 Interactions entre les particules	9
1.6 Objectifs et approche	11
CHAPITRE 2 PROPRIÉTÉS DES PRÉCIPITATIONS ET PROCESSUS MICROPHYSIQUES LORS DES TRANSITIONS ENTRE LES TYPES DE PRÉCIPITATIONS HIVERNALES	13
Precipitation properties and microphysical processes during winter precipitation-type transitions.....	14
ABSTRACT	15
2.1 Introduction	16
2.2 Experimental design	18
2.2.1 Observational Datasets.....	18
2.2.1.1 Manual precipitation type observations	19
2.2.1.2 Macrophotography.....	19
2.2.1.3 Surface and upper-air observations	21
2.2.2 Analysis Methods.....	22
2.2.2.1 Identification of precipitation-type transitions	22
2.2.2.2 Factors impacting precipitation-type transitions	22
2.2.2.3 Mean free path.....	26
2.3 Precipitation-type transitions.....	28
2.3.1 Overview of sounding characteristics and associated precipitation-type	29
2.3.2 Tw profiles during transitions.....	30
2.3.3 Time evolution of the four parameters	32
2.4 A Case Study on Collisional freezing	36
2.4.1 Presence and origin of ice crystals	36

2.4.2 Collisional freezing.....	38
2.4.3 Comparison with a warmer case	42
2.4.4 Conceptual model.....	43
2.5 Conclusion.....	45
CHAPITRE 3 DISCUSSION ET CONCLUSIONS.....	47
3.1 Rappel de l'objectif	47
3.2 Résumé des résultats	47
3.3 Conclusion.....	49
3.4 Limites et nouvelles pistes de recherche.....	49
3.5 Pistes de recherches futures.....	51
3.6 Implications.....	52
ANNEXE A Precipitation-type transition	54
ANNEXE B Positive and negative area.....	56
RÉFÉRENCES	57

LISTE DES FIGURES

- Figure 1.1 : Représentation schématique d’une zone de transition typique pouvant être observée lors d’une tempête hivernale. Ces types de précipitations sont 1) de la pluie, 2) de la pluie verglaçante, 3) du grésil, 4) de la neige mouillée et 5) de la neige. Figure adaptée de Thériault et al. (2006) et de Cholette (2020). Cette zone s’étend une distance allant de 1 à 100 km de distance horizontale (e.g. Stewart, 1992; Stewart et al., 1995; Stewart et King, 1987)..... 6
- Figure 2.1 : (a) The location of the WINTRE-MIX study area in northeastern United States and eastern Canada indicated by the red square and (b) our study domain and the four observational sites in southern Quebec, Canada, and northern New York, USA. 19
- Figure 2.2 : Ice pellets and ice crystal macrophotographs taken during the event. (a) Bulged ice pellet. (b) Fractured ice pellets. (c) Irregular ice pellet. (d) Nearly spherical ice pellet. (e) Spicule ice pellet. (f) Needle aggregate. (g) Spherical ice pellet. (h) Aggregate composed of an ice pellet formed on a needle. (i) Small column. 20
- Figure 2.3 : Schematic representation of the four parameters that were calculated to characterize the temporal changes leading up to precipitation-type transitions. These parameters are the positive area (PA), the negative area (NA), the mean precipitation rate (PR), and the 95th percentile of the particle size distribution (D_{95th}). They were calculated (a) before the precipitation-type transition and (b) during the time interval between the start and end of the precipitation-type transition. In cases where the melting layer was at the surface, no NA could be computed. Thus, only PA, PR and D_{95th} were computed (c) before and during (d) the transition. This example shows the typical change in all parameters during a liquid-to-solid precipitation-type transition..... 24
- Figure 2.4 : Minimum wet-bulb temperature (Tw,min) in the subfreezing layer against the depth of the subfreezing layer. The size of each point corresponds to the Tw,max in the melting layer. The associated precipitation-type corresponds to the most observed precipitation-type for the 30 minutes following the launch of the closest sounding in time. 30
- Figure 2.5 : Wet-bulb temperature (Tw) profiles from the closest soundings to each precipitation-type transition. Panels show: (a-b) liquid-to-solid transitions with (a) a melting layer at the surface, and (b) a melting layer aloft, (c-d) solid-to-liquid transitions with (c) a melting layer at the surface, and (d) a melting layer aloft, (e-f) solid-to-solid transitions with (e) a melting layer at the surface, and (f) a melting layer aloft. 32
- Figure 2.6 : (a) PA, (b) NA, and (c) mean PR for each precipitation-type transition. For each panel, the stars show the pre-transition values, and the triangles show the post-transition values. Triangles that point up indicate that the parameter increased, while triangles that point down indicate that the parameter decreased. In cases where small ice crystals were identified in combination with ice pellets the macrophotographs, the triangle is shown with a black outline. 34
- Figure 2.7 : Changes in PA and PR associated with each precipitation-type transitions. The number corresponds to the precipitation-type transition. 35

Figure 2.8: Evolution of the concentration of ice pellet categories documented during the 22-23 February 2022 event.....	37
Figure 2.9 : Mean free path between a supercooled collector drop with sizes ranging from 0.2 to 2.25 mm with a column (a), falling through a 700 m subfreezing layer, when the PR of 1.3 mm h ⁻¹ . (b) same as (a), but with a PR of 2 mm h ⁻¹ . (c) Same as (a), but with a subfreezing layer depth of 350 m. (d) same as (b), but with a subfreezing layer depth of 350 m and a PR of 1.7 mm h ⁻¹ . The bold brown curve corresponds to the mean free path with a measured concentration of 500 L ⁻¹ (based on in situ measurements).	41
Figure 2.10 : (a) Depth and maximum temperature of the melting layer, (b) depth and minimum temperature of the subfreezing layer, (c) PR and (d) precipitation type observed during the 6 March 2022 event at the Trois-Rivieres site. The dashed line at 1400 UTC correspond to the launch time of the second upper-air sounding.	43
Figure 2.11 : Schematic representation of the different pathways responsible for transitions between ice pellets and freezing rain. The black arrow corresponds to a change in one the four parameters. The dotted lines correspond to the amplifying factors that may accelerate a transition. Finally, the blue dotted arrow corresponds to the refreezing by-product of FFD.	44

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 : Définitions de différents types de précipitations hivernales. Le tableau est tiré de Stewart et al. (2015).....	4
Tableau 2.1. Summary of the 15 precipitation-type transitions documented during the WINTRE-MIX. The characteristics associated with each precipitation-type transition include the transition category, whether there was complete melting aloft, whether there were ice crystals, the location of the site, the types of precipitation involved during the precipitation-type transition, the start and end of the transition, the launch time of the sounding used to describe the environmental conditions during the precipitation-type transition (closest sounding), and the sounding launched prior to the start of the transition. The abbreviations used are freezing rain (FZRA), ice pellets (PL), snow (SN), freezing drizzle (FZDZ), rain (RA), drizzle (DZ), and graupel (GS). The launch times of the closest sounding and the previous sounding are also indicated.....	54

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

D_{90th} 90th percentile of the particle size distribution

D_{95th} 95th percentile of the particle size distribution

D_{99th} 99th percentile of the particle size distribution

DZ Drizzle

De Dendrites

FFD Fragmentation of freezing drops

FZDZ Freezing drizzle

FZRA Freezing rain

GS Snow pellets

IC Ice crystals

INPs Ice nucleating particles

Irr Irregular snow

LP Lateral planes

NA Negative area

Nd Needles

PA Positive area

PI Plates

PL Ice pellets

PR Precipitation rate

RA	Rain
SN	Snow
SIP	Secondary ice production
SP	Snow pellets
<i>Tw</i>	Wet-bulb temperature
<i>T_{w,max}</i>	Maximum wet-bulb temperature in the melting layer
<i>T_{w,min}</i>	Minimum wet-bulb temperature in the subfreezing layer
WINTRE-MIX	Winter Precipitation Type Research Multi-Scale Experiment

RÉSUMÉ

En hiver, quand les températures approchent de 0 °C, plusieurs types de précipitation, dont la pluie verglaçante, le grésil et la neige mouillée peuvent se former dans des conditions atmosphériques similaires. Ces précipitations se forment habituellement lorsqu'une couche de fonte ($T > 0$ °C) surmonte une couche de regel ($T < 0$ °C), située près de la surface. Ces couches influencent le taux de fonte et de regel des particules et donc, le type de précipitation qui atteint la surface. Les particules complètement fondues mènent généralement à de la pluie verglaçante alors que les particules partiellement fondues mènent plutôt à du grésil. D'autres facteurs, dont l'humidité, la pression atmosphérique ainsi que le taux de précipitations jouent également un rôle. De légères variations dans ces conditions peuvent mener à des transitions du type de précipitation. L'ensemble des processus microphysiques qui régissent ces transitions demeure mal compris. Dans ce contexte, l'objectif de cette étude est de caractériser les changements dans les propriétés des particules de précipitation ainsi que les processus microphysiques responsables des transitions du type de précipitation. Les données analysées ont été recueillies lors de la campagne de terrain *Winter Precipitation Type Research Multi-Scale Experiment* (WINTRE-MIX) à l'hiver 2022, dans la vallée du Saint-Laurent. Quinze transitions ont été étudiées en détail à l'aide de l'analyse de la structure verticale de la température, du taux de précipitations et de la taille des particules de précipitation. Les résultats montrent que la plupart des transitions sont associées à un changement dans le temps de la structure thermique verticale. Toutefois, lors de la tempête de grésil du 22-23 février 2022, une transition de la pluie verglaçante vers le grésil a été documentée, malgré la présence d'une couche de fonte assez chaude (> 4.5 °C) et épaisse (> 1.4 km) pour faire fondre complètement les particules de précipitation en altitude. De petits cristaux de glace ont également été détectés en surface tout au long de l'évènement. Ces observations suggèrent que des gouttelettes surfondues auraient pu entrer en collision avec des cristaux de glace et former des particules de grésil dans la couche de regel froide (< -11 °C), mais peu profonde (< 700 m). Nos calculs de collisions idéalisés, effectués à partir des tailles de particules observées et d'une représentation simplifiée des vitesses de chute, suggèrent qu'une augmentation du taux de précipitations pourrait favoriser ces collisions en réduisant le libre parcours moyen. Dans l'ensemble, ces résultats permettent de mieux comprendre les processus microphysiques à l'origine des transitions du type de précipitation.

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1 Mise en contexte

En hiver, divers types de précipitation peuvent se produire lors des tempêtes, notamment la pluie verglaçante, le grésil et la neige mouillée (e.g. Stewart, 1992; Stewart et al., 2015a). Ces types de précipitations sont particulièrement difficiles à prévoir en raison de leur grande sensibilité aux conditions atmosphériques, en particulier dans les couches inférieures de l'atmosphère (Reeves et al., 2014; Reeves, 2016; Thériault et al., 2010).

Cette difficulté de prévision est bien connue dans le milieu météorologique. Selon un atelier du *U.S. Weather Research Program*, « le problème le plus sérieux de la prévision quantitative des précipitations hivernales est la détermination précise du type de précipitation lorsque la température à la surface se rapproche de 0 °C » (traduction libre ; Ralph et al., 2005). Cette difficulté n'est toutefois pas sans conséquence, car elle influence directement les répercussions socioéconomiques d'une tempête.

En effet, pour de mêmes accumulations, la pluie verglaçante peut avoir des effets beaucoup plus dévastateurs que la neige. Comme l'ont montré plusieurs études, les tempêtes de pluie verglaçante sont associées à des dommages matériels et économiques majeurs (e.g. Changnon, 2003; Dore, 2003; Houston & Changnon, 2007). Entre 1949 et 2000, les tempêtes de verglas ont engendré plus d'un milliard de dollars en dommages dans le nord-est des États-Unis (Changnon, 2003) et comptent parmi les désastres hydrométéorologiques les plus coûteux au Canada (Dore, 2003).

Ces effets dévastateurs peuvent se manifester de nombreuses manières. Elles peuvent provoquer des pannes d'électricité de grande ampleur (Degelia et al., 2016), comme fut le cas lors de la crise du verglas de 1998, au cours de laquelle 4,7 millions de personnes ont été privées d'électricité en raison des bris d'infrastructures engendrés par l'accumulation de glace sur les pylônes. Elles peuvent également entraîner des conditions routières dangereuses (Tobin et al., 2021), nuire à la sécurité aérienne en favorisant la formation de givrage sur les avions (Zarnani et al., 2012) et perturber les écosystèmes naturels (Zhou et al., 2011).

Dans ce contexte, il est essentiel d'approfondir notre compréhension des précipitations hivernales. Mieux cerner les mécanismes qui régissent leur formation permettra d'améliorer les prévisions et de limiter les impacts humains, économiques et environnementaux associés à ces tempêtes.

1.2 Mécanismes de formation des précipitations hivernales

La majorité des tempêtes hivernales sont engendrées par des cyclones extratropicaux. Ces systèmes affectent régulièrement le Canada et transportent avec eux de l'humidité et des températures plus clémentes, réunissant ainsi les conditions nécessaires à la formation de divers types de précipitations (Stewart et al., 1995). Deux configurations environnementales peuvent mener à des précipitations verglaçantes (bruine et pluie verglaçante), selon la structure verticale de température : le processus de collision-coalescence (*warm rain process*) et le processus de fonte classique.

Le premier, appelé le mécanisme de collision-coalescence est le plus commun en Amérique du Nord; il représenterait entre 47 % et 75 % des cas selon Rauber et al. (2000). Ce mécanisme se caractérise par la formation de gouttelettes surfondues en altitude, qui restent liquide tout au long de leur chute vers la surface, malgré un profil vertical de température ne dépassant jamais le point de congélation. Ces cas sont associés au mouvement vertical ascendant de l'air dans une couche saturée peu profonde (McCray et al., 2019).

Le second mécanisme, soit le processus de fonte, est moins fréquent; il ne représenterait que 25 % des tempêtes hivernales, selon Rauber et al. (2000). Il correspond à la formation de précipitations solides en altitude (Huffman & Norman Jr, 1988) qui traversent, lors de leur chute vers la surface, une couche de fonte où la température de l'air est supérieure à 0 °C avant d'atteindre une couche de regel près de la surface, où la température de l'air est inférieure à 0 °C (e.g. Bernstein, 2000; Cortinas Jr. et al., 2004; Stewart et al., 2015; Zerr, 1997). Ce processus, documenté depuis le début du 20^{ème} siècle (e.g. Bennett, 1913; Brooks, 1920; Meisinger, 1920), produit le plus souvent de la pluie verglaçante (Stewart et al., 2015).

Le processus de fonte est particulièrement fréquent dans la vallée du Saint-Laurent, qui compte, en moyenne 250 heures de précipitations annuelles lorsque les températures de surface sont comprises entre -2 °C et 2 °C (Cortinas Jr. et al., 2004; Mekis et al., 2020). Un tel profil de température se forme typiquement lors du passage d'un front chaud, où une masse d'air chaude et humide souvent en provenance du golfe du Mexique glisse au-dessus d'une masse d'air froide d'origine arctique (Hanesiak et Stewart, 1995;

Stewart et al., 1990; Ahrens, 2015). D'autres processus de méso-échelles peuvent également influencer l'évolution de ce profil vertical de température, dont la canalisation du vent dans la vallée ou encore, le blocage d'air froid (e.g. Ahrens, 2015; Carrera et al., 2009).

La canalisation du vent dans une vallée peut jouer un rôle clé. Dans la vallée du Saint-Laurent, cette canalisation résulte souvent de gradients de pression longitudinaux : une dépression positionnée dans la partie Sud-ouest de la vallée du Saint-Laurent et une haute pression près de la ville de Québec génèrent un écoulement orienté vers le sud-ouest, favorisant ainsi le maintien d'une couche froide en surface (Carrera et al., 2009).

Le blocage d'air froid (*cold air damming*) se produit fréquemment au nord-est des États-Unis et dans le sud du Québec, lorsque des vents soutenus s'écoulent perpendiculairement à l'axe des Appalaches, dont l'orientation générale est nord-est-sud-ouest (e.g. Bell et Bosart, 1988). Ce phénomène se manifeste typiquement sous l'influence d'un anticyclone positionné au Nord-est du Canada, qui favorise un écoulement de secteur est à nord-est le long du flanc est des Appalaches. Dans ces conditions, l'air froid et dense est canalisé le long de la barrière orographique et s'accumule dans les basses couches, formant une couche d'air stable et piégée à l'est des montagnes. À cette échelle spatiale (quelques centaines de kilomètres), la force de Coriolis agit principalement sur la circulation synoptique générale, mais son influence directe sur l'écoulement local du blocage est secondaire comparativement aux effets de la topographie et du gradient de pression horizontal (e.g. Ahrens, 2015). Autrement dit, l'écoulement de l'air froid est essentiellement dirigé par la configuration du relief et la pression au sol, plutôt que par la déviation due à la rotation terrestre.

Cette structure verticale de température est le principal facteur influençant le type de précipitation à la surface, étant donné que le temps passé dans chaque couche modifie le seuil de fonte et de regel des particules de précipitation (e.g. Bourguoin, 2000; Czyns et al., 1996). Ces différents types de précipitation sont décrits dans le Tableau 1.1s. D'autres facteurs peuvent également influencer le type de précipitation qui atteint la surface. Ceux-ci seront abordés dans les sous-sections suivantes de ce chapitre.

Tableau 1.1 : Définitions de différents types de précipitations hivernales. Traduction libre de Stewart et al. (2015)

Nom	Définition
Bruine	Gouttelettes ayant un diamètre $< 0,5$ mm
Pluie	Gouttes liquides ayant un diamètre $\geq 0,5$ mm
Pluie verglaçante	Pluie qui gèle au contact d'une surface
Neige	Cristaux de glace blancs ou transparents, sous forme hexagonale et souvent agglomérés pour former des flocons de neige
Neige mouillée	Neige ayant un important contenu d'eau liquide
Neige roulée	Particule de glace blanche ou opaque ayant une forme conique ou arrondie de taille < 5 mm
Grésil	Particule de glace ayant une taille ≤ 5 mm
Slush	Mélange de liquide et de solide dans lequel la forme initiale du flocon de neige n'est plus reconnaissable

1.3 Zone de transition

Dans les tempêtes hivernales, présentent une zone de transition dans laquelle plusieurs types de précipitations peuvent interagir ou se succéder rapidement. Cette zone est comprise entre les précipitations liquides au sud (pluie) et les précipitations solides au nord (neige). Son étendue horizontale peut varier grandement, entre 1 et 100 km (e.g. Stewart, 1992; Stewart et al., 1995; Stewart et King, 1987).

Afin de bien saisir les processus modulant le type de précipitation dans la zone de transition, il importe de considérer le profil vertical de température dans la zone de transition. La Figure 1.1 illustre de façon simplifiée cette zone. Du côté chaud du système, la couche de fonte atteint la surface et les particules de précipitation sont complètement fondues en altitude. De la pluie atteint la surface (#1; Figure 1.1). Ensuite, en se déplaçant vers la région froide, la température à la surface devient négative et une couche de regel se forme. Si les particules de précipitation sont complètement fondues dans la couche de fonte, de la pluie verglaçante atteindra la surface (#2; Figure 1.1). Si les particules de précipitation ne sont que partiellement fondues, elles pourront regeler presqu'instantanément à leur entrée dans la couche de regel, en raison de la glace résiduelle agissant à titre de noyau glaçogène (Cortinas Jr. et al., 2004; Zerr, 1997). Cela fera en sorte que du grésil sera observé à la surface (#3; Figure 1.1). En se déplaçant encore vers la région plus froide, la couche de fonte devient encore moins épaisse et la fonte des particules est faible. Dans certains cas, le niveau de fonte des particules peut être si faible que la structure cristalline des cristaux de glace ne

s'effondre pas complètement. Dans ces cas, c'est de la neige mouillée qui atteint la surface (#4; Figure 1.1). Enfin, dans la partie la plus froide de la zone de transition, si les particules ne traversent pas de couche de fonte, de la neige atteint la surface (Stewart et al., 2015).

Outre la structure verticale de température, les processus microphysiques des particules de précipitation peuvent modifier ce profil. En conditions saturées par rapport à l'eau liquide, seule la fonte agit, tandis qu'une sous-saturation favorise aussi l'évaporation, ajoutant un refroidissement additionnel. Premièrement, si l'atmosphère est saturée par rapport à la glace, la fonte est le seul processus actif. L'évaporation et la sublimation peuvent être négligées. Ce changement de phase extrait de la chaleur latente de fusion de l'atmosphère, contribuant ainsi à refroidir la couche de fonte (McCray et al., 2019). À mesure que les particules fondent en chutant, la masse de la neige diminue avec l'altitude, ce qui réduit l'effet de refroidissement diabatique. À mesure que les particules tombent dans la couche de fonte, elles l'érodent et une couche isotherme peut se former à 0 °C au sommet de celle-ci. Ainsi, si le processus de fonte est suffisamment long, la couche de fonte peut s'en trouver complètement érodée. L'inverse peut se produire dans la couche de regel lorsque les particules gèlent dans celles-ci. Ainsi, ce processus de fonte et de gel est un processus auto-limitant (Stewart et al., 2015)

Si l'atmosphère est fortement sous-saturée par rapport à la glace, la sublimation devient importante. En conséquence, l'air ambiant refroidit, ce qui favorise les précipitations solides. Ce refroidissement permet à des particules solides de persister même lorsque la température de l'air est supérieure à 0 °C car la température du thermomètre mouillé diminue (Heymsfield et al., 2021; Matsuo et Sasyo, 1981). Heymsfield et al. (2021) ont montré qu'à une humidité relative de 50 %, les particules solides ne peuvent commencer à fondre que si la température est supérieure à 4 °C.

Enfin, la pression atmosphérique joue également un rôle. Lorsque celle-ci est plus faible à de hauts niveaux, les particules solides ont une vitesse de chute légèrement plus élevée, car l'air est plus dense. Elles peuvent donc atteindre des températures plus élevées avant de fondre complètement. Or, ce lien unissant le type de précipitation à la pression atmosphérique est moins fort que celui impliquant les températures (Dai, 2008).

En somme, les précipitations hivernales sont extrêmement sensibles aux conditions environnementales ; de petites variations de température et à l'humidité dans la colonne atmosphérique peuvent modifier le

type de précipitation qui atteint la surface, et donc l'impact que peut avoir une tempête sur la société (Houston et Changnon, 2007).

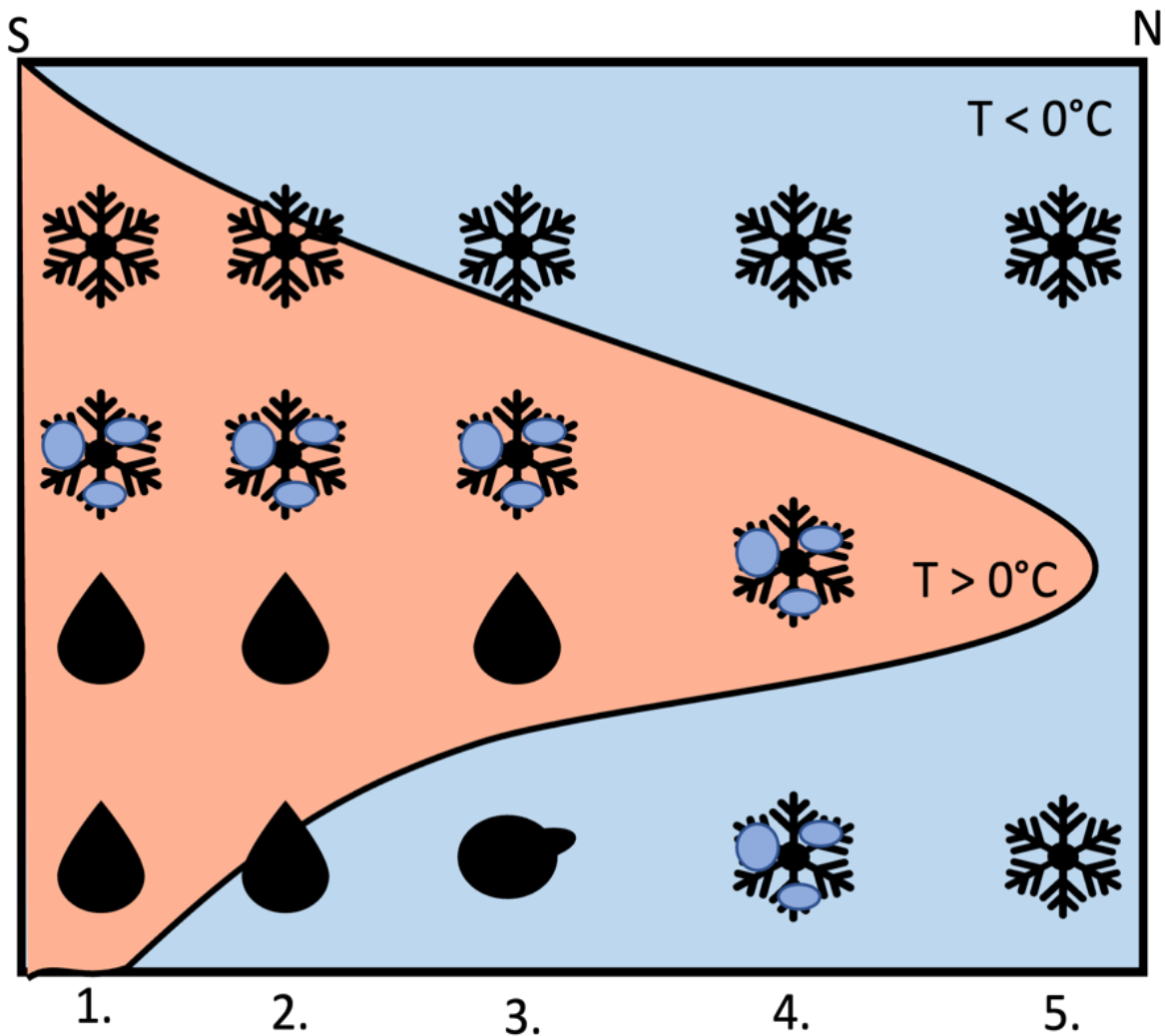


Figure 1.1 : Représentation schématique d'une zone de transition typique pouvant être observée lors d'une tempête hivernale. Ces types de précipitations sont 1) de la pluie, 2) de la pluie verglaçante, 3) du grésil, 4) de la neige mouillée et 5) de la neige. Figure adaptée de Thériault et al. (2006) et de Cholette (2020). Cette zone s'étend sur une distance allant de 1 à 100 km (e.g. Stewart, 1992; Stewart et al., 1995; Stewart et King, 1987).

1.4 Influence des caractéristiques des particules sur le type de précipitation à la surface

Le type de précipitation observé à la surface est grandement influencé par les transformations microphysiques (par exemple, fonte, gel et regel) des particules de précipitation au sein des zones de transition. Ces transformations dépendent directement des caractéristiques des particules de précipitation, notamment leur taille, forme et densité, qui influencent le type de précipitation à la surface (e.g. Chen et al., 2011; Sankaré et Thériault, 2016; Stewart et al., 2015; Thériault et al., 2010). Cette section examine successivement l'effet de la taille et de la forme des flocons de neige en altitude, du givrage, du taux de précipitations et des vents sur le type de précipitation à la surface.

Premièrement, la distribution de taille des gouttes liquides peut être décrite par une fonction exponentielle inverse, proposée par Marshall et Palmer (1948) :

$$N(D) = N_0 \exp(-\lambda D) \quad (1.1)$$

Dans cette équation, $N(D)$ désigne la concentration de gouttes de diamètre D dans un certain volume. N_0 représente l'ordonnée à l'origine de la distribution de taille et λ en détermine la pente. Bien que d'autres formulations, telles que la distribution gamma modifiée (Ulrich, 1983), soient également employées pour représenter la variabilité des tailles de gouttes, la loi de Marshall et Palmer demeure une référence classique pour les précipitations liquides à grande échelle.

Lorsque les particules de précipitation sont solides, Gunn et Marshall (1958) ont montré que N_0 et λ varient selon le taux de précipitations pour une distribution d'agrégats de flocons de neige. Par exemple, un taux de précipitations plus élevé tend à diminuer λ , se traduisant par une plus grande proportion de particules de grande taille.

La distribution de taille influence fortement le type de précipitation à la surface, car elle détermine la vitesse de chute des particules et le temps passé dans la couche de fonte et de regel. Pour une même espèce de particule, les plus grandes particules auront une vitesse de chute plus élevée que les petites particules. Elles traversent donc plus rapidement la couche de fonte et ne seront que partiellement fondues (e.g. Stewart et al., 2015).

Puisque la taille des particules influence leur fonte et que le taux de précipitations module la distribution de taille, un lien indirect existe entre le taux de précipitations et le type de précipitation observé à la surface (Gunn et Marshall, 1958). Thériault et al. (2011) ont montré à l'aide d'un modèle unidimensionnel couplé à un schéma de microphysique qu'une hausse du taux de précipitations favorise les précipitations solides à la surface (neige mouillée ou grésil). Cela s'explique par une hausse de l'agrégation en altitude due à une plus grande concentration de particules en altitude. Le processus d'agrégation se produit lorsque des cristaux de glace entrent en collision et adhèrent les uns aux autres (Ahrens, 2015). Cela permet la formation de plus grands agrégats pour une couche de fonte donnée, favorisant ainsi la fonte partielle des particules de précipitation.

Cependant, il importe de souligner que le taux de précipitations n'est pas le seul facteur responsable de la formation d'agrégats. La température de l'air joue aussi un rôle clé. Spécifiquement, l'efficacité de l'agrégation diminue avec la température : elle est pratiquement nulle sous -10°C et atteint un maximum près de -1°C , température à laquelle un mince film d'eau liquide recouvre les cristaux de glace, favorisant leur adhésion. À 0°C , la fonte devient plus importante et la structure cristalline se désagrège, ce qui réduit l'efficacité de l'agrégation (e.g., Hosler et al., 1957). De plus, la forme des particules peut aussi influencer l'agrégation; des dendrites favorisent l'agrégation étant donné leur forme complexe qui leur permet de s'emboîter plus facilement que d'autres types de cristaux de glace, tels que les colonnes (e.g. Connolly et al., 2012).

La forme des hydrométéores dépend de la température et de l'humidité relative dans les nuages où se forment les particules de précipitation (e.g. Magono & Lee, 1966). Cette caractéristique joue un rôle clé dans le type de précipitation qui atteint la surface, puisqu'elle affecte leur vitesse de chute et donc, le temps passé dans la couche de fonte. Sankaré et Thériault (2016) ont montré que cette relation est significative ; les dendrites, par exemple, ont une vitesse terminale plus faible que les colonnes et passent ainsi plus de temps dans la couche de fonte. Par conséquent, elles auront plus de chances d'atteindre la surface sous forme de pluie verglaçante.

La formation de givrage sur les particules de précipitation en altitude peut également modifier leur vitesse de chute. Ce phénomène se produit lorsque des particules solides collectent des gouttelettes d'eau surfondues en suspension dans l'atmosphère (e.g. Ahrens, 2015). Ces gouttelettes d'eau surfondues gèlent quasi instantanément au contact de la glace. En conséquence, les particules deviennent plus sphériques,

et leur densité augmente. Cela conduit à une vitesse terminale plus élevée (Heymsfield, 1982). Ainsi, une couche de fonte plus chaude et plus épaisse est nécessaire pour fondre complètement des particules givrées. Cela favorise ainsi la présence de particules solides à la surface (Stewart et al., 2015). Toutefois, il importe de souligner que la formation de givrage sur les particules de précipitation en altitude ne se traduit pas nécessairement par des précipitations solides à la surface ; Chen et al. (2011) ont montré que les particules de précipitation étaient givrées en altitude lors d'une tempête de pluie verglaçante en Chine.

Enfin, les vents horizontaux peuvent modifier les trajectoires des particules (e.g. Donaldson et Stewart, 1993; Stewart et al., 2015a; Thériault et al., 2012). Par exemple, un vent constant provenant du sud pourrait advecter des cristaux de glace en altitude vers la zone froide d'un système, où la couche de fonte pourrait être moins épaisse (Figure 1.1). La distance horizontale parcourue par une particule dépend de sa vitesse de chute. Ainsi, une dendrite qui a une vitesse terminale moins élevée qu'une particule de neige roulée pourrait, par exemple, parcourir une plus grande distance horizontale. Par conséquent, une dendrite aurait plus de chances d'atteindre la surface sous forme de neige ou de grésil, tandis qu'une particule de neige roulée serait plus susceptible de tomber sous forme de pluie verglaçante, car elle traversera une couche de fonte plus épaisse.

Par ailleurs, bien que plusieurs études basées sur des simulations numériques montrent que les conditions en altitude influencent le type de précipitation à la surface (Sankaré et Thériault, 2016; Thériault et al., 2012), les observations *in situ* demeurent limitées. Cette rareté s'explique par le faible volume d'échantillonnage des instruments aéroportés et de surface (Korolev et al., 2017). Par ailleurs, les processus microphysiques à l'œuvre sont complexes, car ils dépendent de facteurs interdépendants, tels que la taille, la forme, la masse et la densité des particules de précipitations. Or, plusieurs de ces caractéristiques, notamment la masse des particules de précipitation, sont encore peu documentées, bien qu'elles soient cruciales pour mieux comprendre la densité et l'évolution des cristaux de glace en altitude (Morrison et al., 2020).

1.5 Interactions entre les particules

Les types de précipitation sont fortement influencés par les conditions environnementales ainsi que leurs caractéristiques en altitude. C'est pourquoi il est commun d'observer des mélanges de plusieurs types de précipitations. Par exemple, le grésil n'est observé par lui-même que dans 30 % des cas. Le plus souvent, ce type de précipitation est associé à un mélange de neige, de pluie, ou de pluie verglaçante (Dai, 2008).

Ces mélanges s'expliquent par le fait que les plus grandes particules peuvent fondre partiellement dans une couche de fonte donnée alors que les plus petites peuvent fondre complètement (Stewart et King, 1987; Thériault et al., 2010; Zerr, 1997). Ces différences de fusion permettent des interactions entre les différents types de précipitation. Celles-ci peuvent influencer la concentration relative de certains types de précipitation (Stewart, 1992), ou encore mener à la formation d'une nouvelle catégorie (Stewart et al., 2015). Plus précisément, la collision d'une goutte surfondue avec un cristal de glace peut former du grésil. Ce processus pourrait réduire les accumulations de pluie verglaçante à la surface au profit du grésil (e.g. Barszcz et al., 2018; Lachapelle et al., 2022).

Par ailleurs, les gouttes surfondues peuvent également interagir avec des particules de grésil dans la couche de regel. Ce type de collision peut mener à la formation d'agrégats de grésil, qui ont été observés dans plusieurs tempêtes hivernales (par exemple : Gibson & Stewart, 2007). Carmichael et al. (2011) ont montré à l'aide de simulations numériques que la taille des agrégats dépend du taux de précipitations et de l'épaisseur de la couche de regel. Plus le taux de précipitations est important, plus les collisions sont nombreuses en raison de la concentration plus importante de particules.

En outre, des gouttes surfondues peuvent également collecter des cristaux de glace dans la couche de regel. Ces collisions mènent à la formation de grésil, étant donné que ces cristaux de glace peuvent agir à titre de noyaux de glaciation (Meyers et al., 1992).

Plusieurs hypothèses permettent d'expliquer la présence de cristaux de glace dans la couche de regel. Premièrement, plusieurs études ont suggéré que les cristaux de glace observés lors de tempêtes hivernales auraient pu avoir été produits localement par divers mécanismes de production secondaire de glace (Lachapelle et Thériault, 2022; Phillips et al., 2018; Stewart, 1992). Ces processus incluent, notamment, le processus d'Hallett-Mossop (Hallett et Mossop, 1974) et la fragmentation par regel (e.g. Field et al., 2017; Lauber et al., 2018; Leisner, 2014; Phillips et al., 2018). Cependant, la contribution relative de chacun de ces processus reste inconnue (Field et al., 2017) et des incertitudes importantes persistent quant à leur compréhension fondamentale. Par exemple, Seidel et al. (2023) n'ont trouvé aucun signe du processus d'Hallett-Mossop lors d'une expérience récente en laboratoire, remettant en question même son existence. Ainsi, étant donné ces incertitudes et la difficulté que pose son observation, la production secondaire de glace demeure l'un des plus grands mystères en physique des nuages (Lauber et al., 2018). Deuxièmement, des cristaux de glace pourraient également être advectés par des vents du nord-est sous

la couche de fonte, tels que suggéré par Lachapelle & Thériault (2022). Dans cette étude, il a été démontré que les cristaux de glace pourraient se déplacer sur plus de 72 km horizontalement si l'on suppose une vitesse de chute de 30 cm s^{-1} et des vents horizontaux de 20 m s^{-1} .

En résumé, les interactions microphysiques dans la couche de regel sont complexes et jouent un rôle déterminant dans la diversité des précipitations hivernales observées au sol. Comprendre ces processus est essentiel pour améliorer la modélisation et la prévision des précipitations, ainsi que pour anticiper leurs impacts sur les infrastructures et les écosystèmes.

1.6 Objectifs et approche

Bien que des études antérieures aient amélioré la compréhension des processus microphysiques menant à différents types de précipitation ou encore, de transitions entre ceux-ci (e.g. Coleman et al. 2014; Minder et al. 2023; Stewart, 1992; Stewart et King, 1987), de nombreuses incertitudes persistent quant à l'influence des processus microphysiques sous la couche de fonte. Ces incertitudes découlent principalement de deux causes : 1) il est difficile de mesurer avec précision les propriétés des précipitations solides (e.g. Milani et Kidd, 2023 ; Stewart et al. 2015) et 2) plusieurs processus microphysiques peuvent être actifs simultanément, rendant leur quantification complexe et leur représentation difficile dans les schémas de microphysique (Morrison et al. 2020).

Le but de ce mémoire est de mieux caractériser les processus microphysiques responsables des transitions de type de précipitation à la surface lors des tempêtes hivernales. Ces transitions, qui impliquent des interactions complexes entre la structure thermique et la microphysique des particules, demeurent encore mal comprises et difficiles à représenter dans les modèles atmosphériques. Pour atteindre ce but, trois objectifs spécifiques ont été poursuivis :

- 1) Documenter et analyser un ensemble de cas réels de transitions de type de précipitation à proximité de 0°C , à partir des observations collectées durant la campagne de terrain WINTRE-MIX.
- 2) Identifier et évaluer les processus microphysiques impliqués dans ces transitions, en portant une attention particulière aux situations atypiques où les mécanismes classiquement attendus (fonte et regel) ne suffisent pas à expliquer les observations.

- 3) Développer un modèle conceptuel exploratoire, intégrant les principaux paramètres identifiés, afin de mieux représenter les transitions typiques et atypiques, tout en reconnaissant qu'il s'agit d'une première étape vers une modélisation plus détaillée.

L'analyse repose sur un jeu de données unique et original, collecté durant l'hiver 2022 dans la vallée du Saint-Laurent dans le cadre de la campagne de terrain Winter Precipitation Type Research Multiscale Experiment (WINTRE-MIX; Minder et al., 2023). Cette région, l'une des plus exposées aux précipitations hivernales en Amérique du Nord, constitue un site d'étude particulièrement pertinent (e.g. Cortinas Jr. et al., 2004; McCray et al., 2022; Mekis et al., 2020).

L'analyse de ces données s'appuie notamment sur la classification des transitions observées entre différents types de précipitations, le calcul de paramètres thermodynamiques issus des radiosondages, ainsi que l'étude des caractéristiques des particules de précipitations à l'aide d'instruments spécialisés. Enfin, le rôle des collisions entre gouttes surfondues et cristaux de glace est étudié afin d'explorer leur influence sur les changements de phase, sans toutefois prétendre en fournir une quantification exhaustive.

L'organisation du mémoire est la suivante : le chapitre 2 présente un article qui sera soumis au journal *Atmospheric Research*, suivi par le chapitre 3 où une conclusion discutant des résultats et conclusions principales ainsi que des limitations de l'étude est présentée.

CHAPITRE 2

PROPRIÉTÉS DES PRÉCIPITATIONS ET PROCESSUS MICROPHYSIQUES LORS DES TRANSITIONS ENTRE LES TYPES DE PRÉCIPITATIONS HIVERNALES

Ce chapitre, présenté sous la forme d'un article scientifique rédigé en anglais, sera soumis au journal *Atmospheric Research*. L'article porte sur les caractéristiques des précipitations et des processus microphysiques lors de transitions du type de précipitations.

La contribution des auteurs est la suivante; Margaux Girouard a mené les expériences, analysés les données, produit les figures et rédigé le manuscrit. Julie M. Thériault a défini le projet de recherche. Mathieu Lachapelle a fourni un soutien avec les codes. Finalement, Justin Minder a organisé la campagne de terrain dans laquelle s'inscrit ce travail de recherche. Tous les auteurs ont relu le manuscrit et ont contribué à l'améliorer.

Precipitation properties and microphysical processes during winter precipitation-type transitions observed in the 2022 WINTRE-MIX field campaign

Margaux Girouard^a, Mathieu Lachapelle^{a,b}, Julie M. Thériault^a, Justin R. Minder^c

^a*Centre pour l'Étude et la Simulation du Climat à l'Échelle Régionale (ESCER), Department of Earth and Atmospheric Sciences, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada*

^b*Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Environment and Climate Change Canada, Victoria, British Columbia, Canada*

^c*University at Albany, State University of New York, Albany, New York, USA*

ABSTRACT

Precipitation-type transitions occur in near-0°C winter storms when several types of precipitation such as freezing rain, ice pellets, and snow can be formed. The atmospheric and microphysical factors that drive these transitions are not fully understood. This study aims to characterize the changes in atmospheric conditions and precipitation properties during precipitation-type transitions. Data collected during the 2022 Winter Precipitation Type Research Multi-Scale Experiment (WINTRE-MIX) field campaign were used. Fifteen precipitation-type transitions were documented, and they were examined in detail by analyzing the vertical temperature structure, precipitation rate and hydrometeor size. Analyses revealed that most precipitation-type transitions were associated with a change in time in the vertical temperature structure, precipitation rates, and, in turn, precipitation particles size. However, in one case that occurred during the 22–23 February 2022 ice pellet event, the vertical temperature structure remained constant, with a melting layer that was thick (> 1.4 km) and warm ($> 4.5^{\circ}\text{C}$) enough to completely melt all hydrometeors aloft, but a shift from freezing rain to ice pellets occurred. The small ice crystals identified at the surface despite the relatively deep and warm melting layer suggested locally produced precipitation, leading to collisional freezing with supercooled drops and ice pellets formation. Idealized calculations suggested that the increase in precipitation rate during the transition could have promoted these collisions by reducing the mean free path. Overall, these results contribute to a better understanding of the microphysical processes that can lead to precipitation-type transitions.

2.1 Introduction

When temperatures are near 0 °C, different types of precipitation such as rain, drizzle, freezing rain, freezing drizzle, ice pellets, liquid core pellets, wet snow, and snow pellets can reach the surface (Stewart et al. 2015). These various precipitation types typically form under similar thermodynamic profiles, characterized by a melting layer aloft ($T > 0\text{ °C}$) overlying a subfreezing layer near the surface ($T < 0\text{ °C}$). (e.g. Stewart et al. 2015). Small changes in atmospheric conditions can influence the precipitation type at the surface (Reeves, 2016; Thériault et al., 2010) and in turn, the severity of a storm (Houston and Changnon 2007). Among the different winter precipitation types, freezing rain is particularly impactful. Ice accumulation associated with freezing rain can damage trees, break electrical cables, and lead to power outages (DeGaetano, 2000; Degelia et al., 2016). Ice accumulation on the ground can also impact road, rail and air travel, leading to economic losses and the to debris and slippery surfaces that can threaten human safety (Degelia et al. 2016).

Some precipitation types such as freezing drizzle, freezing rain, liquid core pellets, and ice pellets usually form when there is a warm melting layer where the wet-bulb temperature (T_w) is above 0°C accompanied by a cold, subfreezing layer near the surface ($T_w < 0\text{ °C}$). When solid hydrometeors fall through the melting layer, they can melt partially or completely, depending on the depth and T_w of the melting layer aloft (Zerr, 1997). For instance, when snow particles are completely melted at the base of the melting layer, the resulting supercooled drops often reach the surface in the form of freezing rain. When hydrometeors are partially melted at the base of the melting layer, the residual ice can act as an ice nucleus that allows the particle to refreeze into ice pellets while falling through the subfreezing layer (Cortinas Jr. et al., 2004; Czys et al., 1996; Rauber et al., 2001; Stewart et al., 2015; Zerr, 1997). The melting layer may also be near the surface, leading to the formation of wet snow or rain depending on the depth and T_w of the melting layer (e.g. Stewart et al., 2015a).

Other factors can also influence the type of precipitation that reaches the surface. First, the type of ice crystal aloft can affect the density of the particle, which in turn, influences the fall speed and the time spent in the melting layer (Sankaré and Thériault 2016). Second, the humidity profile plays a role because in a subsaturated melting layer, solid particles require the temperature to exceed 0°C to start melting instead of sublimating. The sublimation causes a drop in the particle temperature, further delaying melting. Therefore, a drier atmosphere increases the persistence of solid precipitation (Heymsfield et al. 2021; Matsuo and Sasyo 1981). Third, the precipitation rate can influence surface precipitation type.

Thériault et al. (2010) suggested that an increase in precipitation rate can lead to more growth through aggregation above the melting layer, leading to larger particles aloft. These larger particles require a thicker melting layer to melt completely, leading to solid particles at the surface instead of freezing rain. Finally, other influential factors include vertical and horizontal air motions, condensation of cloud droplets, as well as the availability and composition of ice nuclei (Thériault et al. 2010).

In part because of precipitation-type sensitivity to environmental conditions and to the microphysical characteristics of the precipitation particles (e.g. particle size distribution), mixtures of precipitation types are commonly observed during near-0°C winter storms. Among the environmental factors, the vertical wet-bulb temperature (T_w) profile plays a primary role in determining the precipitation type reaching the surface (e.g. Bourgoignie, 2000; Czys et al., 1996). In addition, microphysical parameters such as the precipitation rate and particle size distribution can further modulate the dominant precipitation type by influencing melting and refreezing processes (e.g. Marshall and Palmer 1948; Thériault et al. 2010). For instance, ice pellets are most commonly observed in combination with freezing rain or snow (Dai, 2008). Different precipitation types can interact in the subfreezing layer, such as freezing rain and ice pellets, which can result in the fusing of supercooled raindrops and ice pellets to form ice pellet aggregates (Gibson et al. 2009; Gibson and Stewart 2007). A past numerical study showed that an increase in precipitation rate can lead to the formation of larger ice pellet aggregates and greatly reduce the number of supercooled raindrops at the surface (Carmichael et al. 2011). Interactions between supercooled raindrops and ice nucleating particles or ice crystals can also allow particles to refreeze, leading to the formation of ice pellets (e.g., Barszcz et al. 2018; Lachapelle and Thériault 2022).

These interactions can lead to precipitation-type transitions at the surface, which are commonly observed during near-0°C winter storms (Stewart 1992). In this study, a precipitation-type transition refers to a temporal change in the dominant surface precipitation type (e.g., from freezing rain to ice pellets or from wet snow to freezing rain) observed at a given site. Such transitions typically occur when small variations in the vertical thermodynamic or microphysical structure alter the phase of hydrometeors reaching the ground.

The goal of our study is to characterize the environmental conditions and precipitation properties during precipitation-type transitions. More specifically, we ask: How well thermodynamic profiles determine surface precipitation type ? What role does the precipitation rate play ? And what role do collisions

between supercooled drops and ice crystals play in liquid-to-solid precipitation-type transitions ?. To do so, the precipitation-type transitions during the Winter Precipitation Type Research Multi-Scale Experiment (WINTRE-MIX, Minder et al. 2023) are used. The transitions were analyzed using manual observations, macrophotography, upper-air soundings, and complementary in-situ automatic measurements including the precipitation rate and the particle diameter. Our analysis extends beyond the scope of previous studies on precipitation-type transitions by using a more comprehensive observational dataset of winter precipitation-type properties than what was done in prior studies.

The paper is organized as follows. Section 2.2 describes the data used and the experimental design. Precipitation-type transitions are described in Section 2.3. In Section 2.4, a case study on collisional freezing is presented with a conceptual model that explains typical and atypical transitions. Section 2.5 provides conclusions and future work recommendations.

2.2 Experimental design

2.2.1 Observational Datasets

The 2022 WINTRE-MIX field experiment was conducted over southern Quebec (Canada) and the northeastern US from 1 February 2022 to 15 March 2022. During the field campaign, 11 winter storms occurred resulting in 15 distinct precipitation-type transitions documented at four different observational sites ; Trois-Rivières, Sorel, Gault, and Plattsburgh, although manual observations were not available at all sites for every intensive observation period (IOP) (Minder et al. 2023; Figure 2.1).

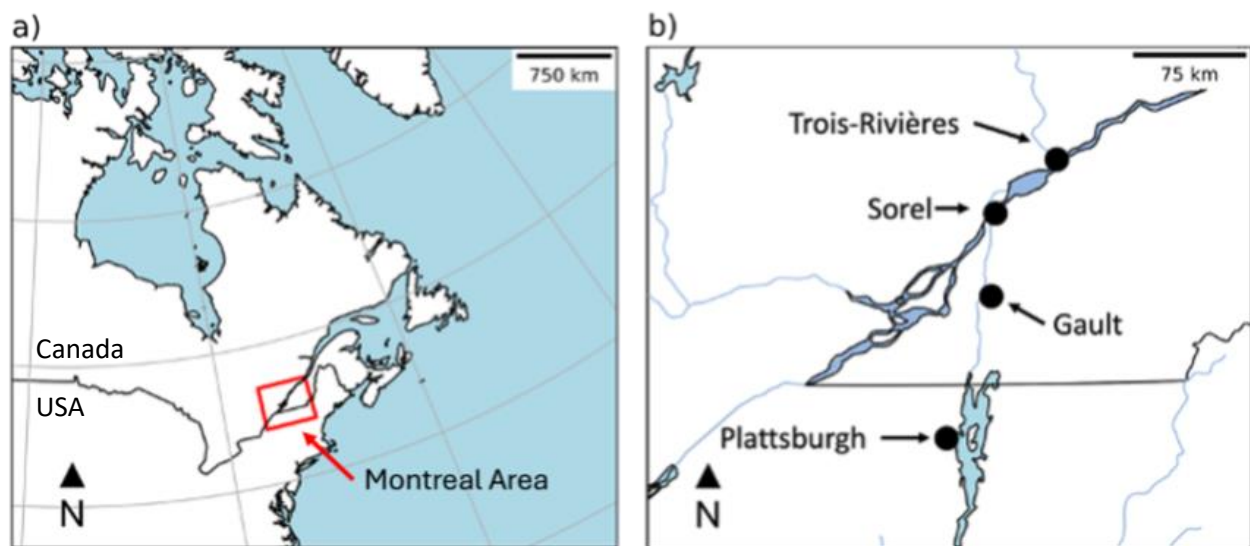


Figure 2.1 : (a) The location of the WINTRE-MIX study area in northeastern United States and eastern Canada indicated by the red square and (b) our study domain and the four observational sites in southern Quebec, Canada, and northern New York, USA.

2.2.1.1 Manual precipitation type observations

During each winter storm that was documented during the WINTRE-MIX field campaign, manual observers stationed at the various observational sites (Figure 2.1b) recorded precipitation type every five minutes. Those included freezing rain (FZRA), freezing drizzle (FZDZ), rain (RA), drizzle (DZ), snow (SN), ice pellets (PL), snow pellets (GS), and ice crystals (IC). Other parameters such as the presence of liquid-core pellets and visibility were also documented (Han et al. 2022).

2.2.1.2 Macrophotography

Macrophotographs of solid precipitation particles were manually captured at the same sites as the manual observations (Figure 2.1; Lachapelle et al., 2022). The protocol was the same for the WINTRE-MIX campaign as that established by Gibson and Stewart (2007). According to this protocol, solid particles were collected for ~60 s on a collection pad covered with black velvet. To minimize the impact of wind and prevent particles from bouncing, the collection pad was occasionally placed inside a small box that was open on top to prevent ice pellets from falling off the tray. Every 10 minutes, nine macrophotographs were taken at various locations on the collection pad, like in Lachapelle et al. (2022b). Macrophotographs were taken with a DSLR cameras in manual mode (resolution 6000 × 4000 pixels, ISO 100–200, F18–F32, shutter speed 1/4–1/16 s), and a ring flash at maximum brightness). Each macrophotograph had a sampling area

of approximately 2 cm x 2 cm. Figure 2.2 shows examples of precipitation particles photographed during WINTRE-MIX.

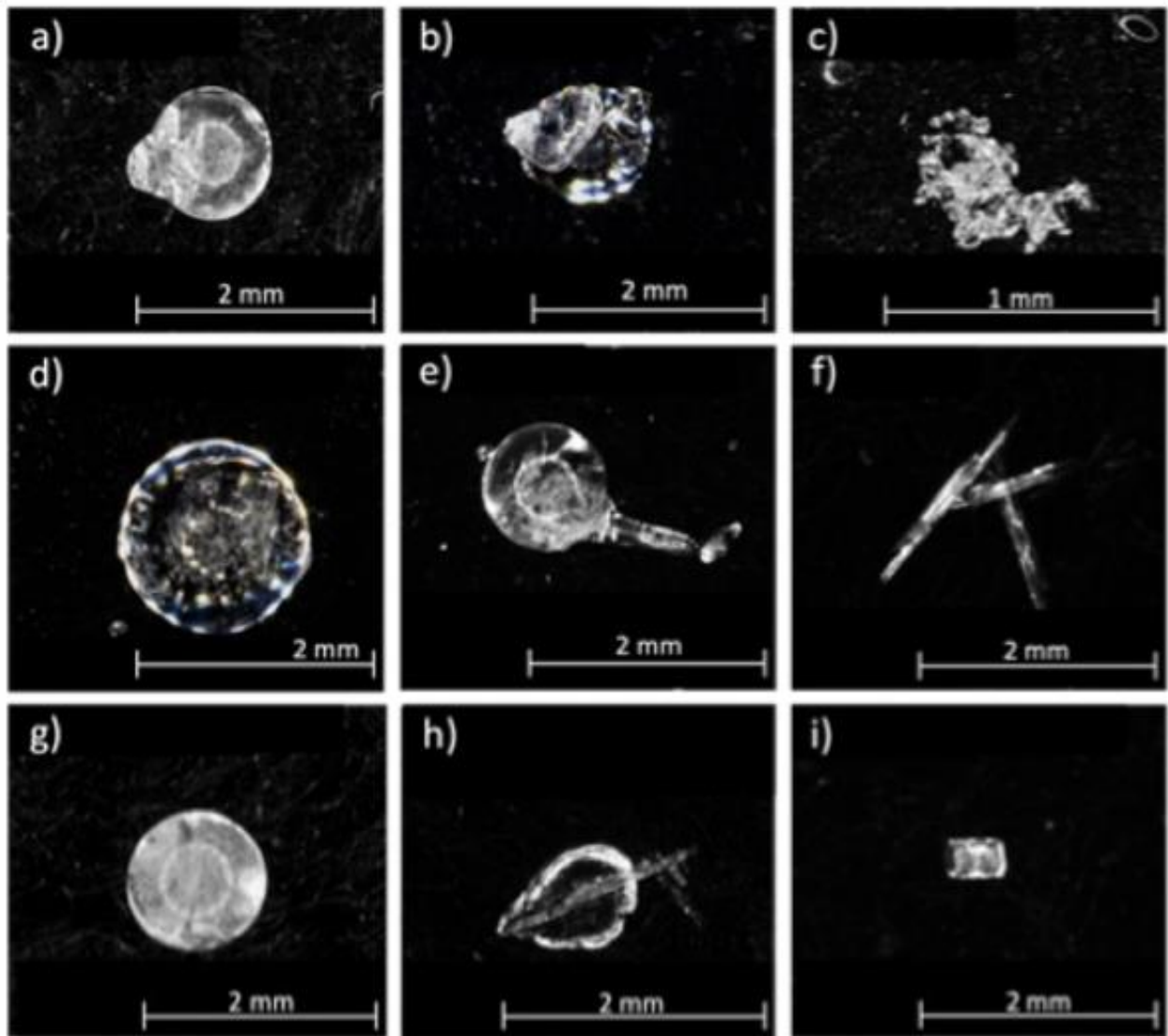


Figure 2.2: Macrophotographs of precipitation particles observed during the event. Panels (a–e, g) show different types of ice pellets: (a) bulged, (b) fractured, (c) irregular, (d) nearly spherical, (e) spiculate, and (g) spherical. Panels (f), (h), and (i) show other solid particles observed concurrently with ice pellets: (f) needle aggregate, (h) aggregate composed of an ice pellet formed on a needle, and (i) small column.

Macrophotographs were used to characterize solid precipitation particles collected at the four sites. The 15 transitions analyzed occurred during 11 distinct winter storms documented as part of WINTRE-MIX, with several storms featuring multiple transition weather at a single site (e.g. transition #7 and #11) or across different sites (e.g. #7 and #12). To do so, ice pellet particles observed on the macrophotographs

were identified according to the classification method established by Gibson and Stewart (2007). Particles were classified as spherical, nearly spherical, bulged, spicule, fractured, or irregular ice pellets. Ice pellet aggregates were excluded from the analysis as it is impossible to confirm whether they were genuinely aggregates or the product of individual ice pellets that adhered to one another on the collection pad. Particles that were not ice pellets were classified following Stark et al. (2013) according to the following categories: needles (Nd), dendrites (De), columns (Co), plates (Pl), lateral plans (LP), irregular snow (Irr), and snow pellets (SP).

2.2.1.3 Surface and upper-air observations

During WINTRE-MIX, various instruments were installed at the four sites (Figure 2.1). They measured different meteorological variables at the surface, such as air temperature and humidity, both at the surface and aloft, as well as the precipitation properties at the surface.

The precipitation rate and precipitation properties at the surface were measured at each site (Figure 2.1b) with a laser-disdrometer, which measures hydrometeor size and fall speed (Fraser et al., 2022; Lachapelle, Girouard, et al., 2022; Michelson, 2023; Minder et al., 2022). The instrument works by measuring the extinction of a laser beam by falling hydrometeors. The laser beam is produced by a 780 nm laser diode with 3-mW power. The laser sheet measures 180 mm long, 30 mm wide, and 1 mm high. This tool estimates hydrometeor size from the maximum attenuation signal and the particle fall speed from the duration of signal attenuation. The OTT Parsivel classifies the number of particles in 32 diameter bins and 32 fall speed bins every 60 s. The bin spacing is not linear; both the size and velocity classes increase approximately logarithmically to capture the wide range of hydrometeor sizes and fall speeds. The sizes range from 0 to 25 mm and the fall speeds range from 0 to 20 m s⁻¹ (Löffler-Mang and Joss 2000). Like in Lachapelle et al. (2023), we only considered particles larger than 0.25 mm as this instrument cannot accurately measure particles smaller than this threshold. It should also be noted that vertical air motions can influence the measured fall velocities, introducing uncertainty in the estimation of precipitation rate and hydrometeor size distributions (Battaglia et al., 2010; Tokay et al., 2014).

To measure the vertical temperature structure, we used iMet4 radiosondes by Internet. During WINTRE-MIX, radiosondes were launched every two hours, as described by Winters et al. (2022). Measurements were collected by the radiosondes every 1 s.

2.2.2 Analysis Methods

Using the datasets described above, we applied several analysis methods to identify and characterize precipitation-type transitions. These methods are outlined below.

2.2.2.1 Identification of precipitation-type transitions

Precipitation-type transitions were identified through manual observations, and they are summarized in Table A1. The start of each transition was determined when a secondary precipitation type was first documented and ended when the secondary precipitation type became the sole type. During transitions #3, #5 and #8, the precipitation-type transition lasted < 10 min and therefore only a shift in the primary precipitation type was documented. Only precipitation types that involved a phase change were considered. They were divided into three categories: 1) liquid-to-solid (rain to snow, freezing rain to ice pellets, freezing drizzle to snow, and drizzle to ice pellets), 2) solid-to-liquid (ice pellets to freezing rain and ice pellets to drizzle) and 3) solid-to-solid (snow to ice pellets and ice pellets to snow).

Finally, the liquid-to-liquid precipitation-type transitions (freezing rain to rain, rain to freezing rain, freezing rain to freezing drizzle, and freezing drizzle to freezing rain) were not considered in this analysis. First, they rely on manual observations, which are susceptible to error when the difference in precipitation type is subtle. For instance, even experienced manual observers may struggle to accurately distinguishing between freezing drizzle and freezing rain, as suggested by Reeves (2016). Second, the precipitation-type could not be verified using macrophotographs, as they were only taken during solid precipitation.

2.2.2.2 Factors impacting precipitation-type transitions

We investigated the impacts of four parameters on precipitation-type transitions. The parameters are the positive area (PA), and the negative area (NA) derived from the measured vertical temperature profiles, the precipitation rate (PR), and the 95th percentile of the particle size distribution (Figure 2.3). The PA and NA parameters are computed based on a skew-T diagram, which equates area with energy.

The first parameter represents the change in positive area (PA) in the melting layer. The PA was calculated following Bourgoign (2000) using the vertical wet bulb temperature (T_w) profiles measured by upper-air sounding data from Winters et al. (2022). Only one vertical T_w profile exhibited two distinct melting layers (#5, Table A1). In this case, the PA was only calculated for the lower melting layer as the hydrometeors would theoretically refreeze in the subfreezing layer that separates both melting layers.

To assess whether particles were fully melted aloft during each precipitation-type transition (Fig. 2.3b), the melting layer measured by the upper-air soundings that were launched closest to each transition were compared to predefined threshold values. Stewart et al. (2015) suggested that complete melting of solid precipitation aloft would occur if the melting layer's depth is > 1.2 km and if the maximum wet-bulb temperature ($T_{w,max}$) is $> 4^{\circ}\text{C}$. This threshold was derived for rimed snow particles smaller than 2.5 mm, whose melting characteristics differ from those of larger or unrimed particles. Although particle size measurements aloft were not available in this study, these thresholds were adopted as reference values to assess whether full melting was plausible. It is also possible that complete melting occurred below these thresholds, but the melting rate could not be verified with the available instruments.

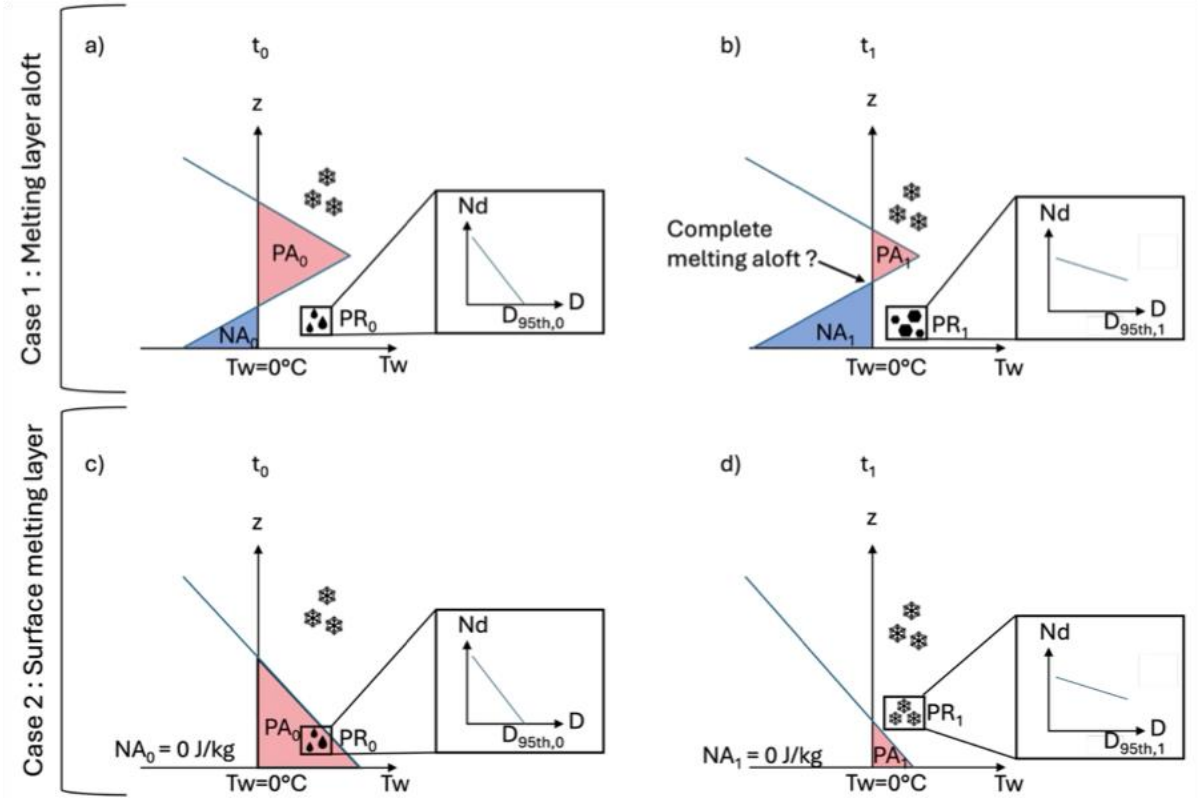


Figure 2.3 : Schematic representation of the four parameters that were calculated to characterize the temporal changes leading up to precipitation-type transitions. These parameters are the positive area (PA), the negative area (NA), the mean precipitation rate (PR), and the 95th percentile of the particle size distribution (D_{95th}). They were calculated (a) before the precipitation-type transition and (b) during the time interval between the start and end of the precipitation-type transition. In cases where the melting layer was at the surface, no NA could be computed. Thus, only PA, PR and D_{95th} were computed (c) before and during (d) the transition. This example shows the typical change in all parameters during a liquid-to-solid precipitation-type transition.

The second parameter calculated was the change in negative area (NA), representing the energy associated with the subfreezing layer (Bourgouin 2000), derived from the upper-air sounding launched during precipitation-type transitions (Winters et al. 2022). In cases where the surface air temperature $> 0^\circ C$, the lowest level of the melting layer is the surface and NA was set to $0 J kg^{-1}$. This situation occurred in 6 out of 15 (6/15) transitions (#1, 2, 6, 8, 10, 13; see Fig 5 and Table A1 in Appendix A), and is illustrated in Figure 2.3c-d.

Changes in the PA and NA were determined by calculating the difference between the closest upper-air sounding in time that was launched to the moment of precipitation-type transition and the previous sounding. The time difference between the closest time and the start of the transition ranged from 0 to

65 minutes (#4 and #5, respectively in Table A1). In most cases (8/12), the time difference between the transition and the closest sounding was less than 30 minutes. However, the time difference for transition #2, #7, #5 and #12 was more than 40 minutes.

The timing of the sounding used to characterize the vertical temperature structure before the transition also varied. In 6/12 cases, the prior sounding was launched 2 h before the closest sounding (#1, 2, 7, 8, 11, 12; Table A1). Five out of the remaining six were launched closer in time (#3,4,6,9,10; Table A1), and in one instance, the previous sounding was launched 2 h 35 min before the closest sounding (#5 in Table A1).

These time gaps between soundings and the start of the transitions introduce some uncertainty in the analysis of PA and NA. However, we still chose to include these soundings in our analysis as they are the only direct measurements of the T_w profile. While this limitation may affect the exact values of PA and NA, it does not compromise the overall trends, or the qualitative interpretation used for the establishment of a conceptual model. The start of the transition and the launch times of the closest and prior upper-air soundings are summarized in Table A1 (see Appendix A). A more detailed description of PA and NA is provided in Appendix B.

The third parameter we calculated was the change in mean precipitation rate (PR), measured by a laser-disdrometer at each of the four sites (Fig.1). For this parameter, the difference between the PR measured during each transition and the average precipitation rate over the 5 minutes preceding the transition was computed. This time interval was chosen as it ensured no precipitation-free time periods were considered, which could distort our analysis. During transition #9, the laser-disdrometer only started to detect precipitation 5 minutes prior to the start of the transition. Although laser-disdrometer tend to underestimate small solid precipitation particles (Battaglia et al. 2010), they can still provide a reliable estimate for the direction of change in the PR during precipitation-type transitions. Additionally, since laser-disdrometer data were available for all sites, this method allows for a consistent comparison across all sites.

The fourth parameter computed for each transition was the change in 95th percentile of the particle size distribution (D_{95th}) obtained from the laser-disdrometer at each site (Figure 2.1b). This metric was selected because particle size can influence the precipitation type at the surface. Larger particles require a deeper melting layer to melt completely (Thériault et al. 2010). While the median diameter describes the central tendency of the size distribution, it is less sensitive to the larger particles that dominate melting and

refreezing processes. We therefore used a high-percentile metric to better capture the evolution of the largest particles. We also tested the 90th percentile (D_{90th}), the 99th percentile (D_{99th}) and the maximum diameter of the size distribution. We found that D_{99th} and the maximum diameter were strongly influenced by occasional large particles, producing high variability unrelated to bulk changes in precipitation particle characteristics. D_{95th} provided a more stable representation of the upper tail of the particle size distribution, retaining sensitivity to large particle, while avoiding excessive influence from single particle outliers. This stability was important for detecting consistent trends across transitions. Like the change in PR, we also compared the D_{95th} from 5 minutes before the transition with the D_{95th} during the transition. To ensure the validity of precipitation detection, we used a minimum particle count of 10, like in Tokay et al. (2014).

2.2.2.3 Mean free path

As precipitation particles fall through the atmosphere, they can undergo collisions that impact the precipitation type that reaches the surface (Barzscs et al. 2018). For instance, a collision between a supercooled drop and an ice crystal can turn freezing rain into ice pellet (e.g., Lachapelle and Thériault 2022). The mean free path (Λ) corresponds to the average distance a collector particle will fall before colliding with a smaller particle. It was calculated according to Carmichael et al. (2011) and McFarquhar and List (1991) :

$$\Lambda(D_L) = \frac{4V_L}{\int_{D_0}^{D^*} N(D_s)\pi[V_L - V(D_s)](D_L + D_s)^2 dD_s} \quad (2.1)$$

Where, D_L is the diameter of the collector drop (0.25–4 mm), and D_L its terminal velocity ($m\ s^{-1}$). The integrand depends on $N(D_s)$, the concentration of smaller particles (ice crystals) with diameters D_s and terminal velocity V_s . In this formulation, D^* represents the maximum diameter of the ice crystals included in the integration, while the lower bound D_0 corresponds to the smallest observable crystals. Thus, the integration is performed exclusively over the realistic range of ice-crystal diameters that can collide with a collector drop

The terminal velocity of supercooled drop (V_L), was computed using the relation outlined by Ferrier (1994), which is also used in Carmichael et al. (2011) :

$$V(D_L) = 4854D_L \cdot \exp(-195D_L) \quad (2.2)$$

To estimate the terminal velocity of ice crystals, assumed as columns, we used the following equation (Langleben, 1954):

$$V(D_s) = kD_s^n. \quad (2.3)$$

where D_s is the diameter of the column in cm, k and n are coefficients with respective values of 1500 and 1.09 (Rasmussen et al. 1999). Only collisions between supercooled drops and columns were investigated, as columns were the most frequently observed ice crystal habit identified in the macrophotographs during the event studied. Other ice crystals habits (e.g. needles and aggregates) were observed more rarely and were not included here, although they may exhibit different collision efficiencies.

Because the exact concentration of ice crystals is unknown at Sorel, a sensitivity analysis was performed. Following the measurements made in Lachapelle et al. (2025), ice crystal concentrations from 50 to 750 L⁻¹ varying systematically by 50 L⁻¹ were considered. The sensitivity framework is not intended to reproduce the exact conditions at Sorel, but rather to explore how varying ice crystal concentrations could influence collision probabilities.

The integration in Equation 2.1 was performed over the observed range of ice crystal diameters, from 0.1 mm to 1.0 mm, as measured from macrophotographs. This size range was used to bound the integral instead of data from the laser disdrometer, since the instrument could not distinguish between ice crystals and small liquid drops due to their similar terminal velocities (Yuter et al. 2006)

Because the disdrometer cannot distinguish between small liquid drops and ice crystals, we represented the size distribution of ice crystals using an exponential form, consistent with Gunn and Marshall (1958):

$$N(D_s) = N_0 \exp(-\lambda D) \quad (2.4)$$

Where N_0 is the intercept parameter and λ is the slope. Following Gunn and Marshall (1958), the slope was expressed as a function of the precipitation rate :

$$\lambda = 25.5R^{-0.48} \quad (2.5)$$

The original Gunn and Marshall formulation also prescribes a formula for N_0 , but it was not adopted herein because it constrains the total number concentration to precipitation rate, which would have prevented varying ice crystal concentrations independently in the sensitivity analysis. N_0 was adjusted so that the gamma distribution reproduced the prescribed total number concentration of ice crystals ($0\text{--}750\text{ L}^{-1}$) used in the sensitivity analysis. This procedure retains the empirical slope–precipitation rate relationship while allowing concentration to be varied as an independent parameter. For simplicity, ice crystal concentrations were assumed vertically uniform, although in reality they likely increased downward due to secondary ice production.

Although this departs from the full Gunn and Marshall parameterization, it provides a flexible framework for exploring how varying crystal number concentrations influence collision processes. It should be noted that Gunn and Marshall (1958) originally developed their relation for snowflakes, but the exponential form has since been widely applied to other solid hydrometeors. Given the limited observational constraints on ice crystal spectra, this approach should therefore be regarded as a baseline sensitivity test rather than a fully realistic description. In particular, assuming a fixed crystal habit and size likely biases collision frequencies upward relative to natural variability. Ice crystals display a broad range of habits, orientations, and fall speeds, which generally reduce the probability of interaction between supercooled droplets and ice crystals. The simplified assumption of uniform, columnar particles therefore tends to overestimate collision rates.

Nonetheless, this framework provides a first step in assessing the potential role of collisions in precipitation-type transitions and establishes a foundation for future work. Targeted in situ aircraft measurements of ice crystal spectra, combined with high-resolution numerical simulations, will be essential to refine and validate these estimates.

2.3 Precipitation-type transitions

In this section, we analyze the characteristics of upper-air soundings associated with various precipitation types as well as during precipitation-type transitions. We also examine changes in four parameters (PA, NA, PR, and $D_{95\text{th}}$) during the 15 precipitation-type transitions identified (sections 2.4, 2.5; Table A1).

2.3.1 Overview of sounding characteristics and associated precipitation-type

During the WINTRE-MIX field campaign, 177 soundings were launched, of which 121 occurred while precipitation was reported. Among these, 37 soundings were characterized by a melting layer aloft and a subfreezing layer near the surface. The depth of the subfreezing layer, the minimum T_w ($T_{w,min}$), and maximum T_w ($T_{w,max}$) are shown in Figure 2.4, following the graphical style of Zerr (1997). In the remaining 84 instances, the melting layer was located near the surface, during which snow (32 out of those 84; 32/84) and rain/drizzle (52/84) were observed. These cases are excluded from Figure 2.4, to focus only on cases relevant to melting aloft and potential refreezing processes.

Snow, freezing rain and ice pellets were all observed when there was a melting layer aloft and a refreezing layer below it. Each precipitation type was associated with a distinct T_w profile. The only instance of snow was associated with a melting layer where $T_{w,max}$ remained below 1 °C and where the subfreezing layer exceeded 1300 m and $T_{w,min}$ was < -2 °C (#3; Figure 2.4). While only one instance of snow is considered, it aligns with expectations of minimal melting aloft (e.g. Stewart et al., 2015a).

Freezing rain was the commonly observed precipitation type, occurring in 23 out of the 37 soundings (Figure 2.4). In 83% of these instances (19/23), $T_{w,min}$ was warmer than -5 °C, regardless of the depth of the subfreezing layer. In the remaining 17% (4/23), $T_{w,min}$ < -5 °C, but the depth of the subfreezing layer was shallow (< 400 m). In general (16/23), freezing rain instances were associated with a warm melting layer ($T_{w,max}$ > 3 °C; Figure 2.4). A relatively warmer melting layer is expected during freezing rain, due to the complete melting of precipitation aloft, while the shallow (< 400 m) and warmer (> -5 °C) subfreezing layer does not allow sufficient time for refreezing (e.g. Stewart et al., 2015).

Ice pellets were observed in the remaining 13 cases. They occurred when the depth of the subfreezing layer > 400 m and $T_{w,min}$ < -5 °C (Figure 2.4), while $T_{w,max}$ was often comparable to freezing rain (> 3 °C in 9/13 cases). This indicates melting of solid precipitation aloft, likely to produce freezing rain, but conditions favorable for refreezing near the surface. These observations are consistent with prior studies (e.g. Bourgoignie, 2000; Zerr, 1997).

The depth and $T_{w,min}$ of the subfreezing layer are critical to determine the precipitation type at the surface. However, the T_w profile can evolve rapidly in winter storms. These changes could lead to a change in precipitation type at the surface. We identified 15 such transitions during WINTRE-MIX, each marked in

Figure 2.4. For each event, the T_w profile closest in time to the start of the transition is shown. These cases are the focus of the remainder of this section, where we examine the vertical structure associated with each transition, before analyzing the evolution of the four parameters (PA, NA, PR and D_{95th}), as described in Section 2.5.

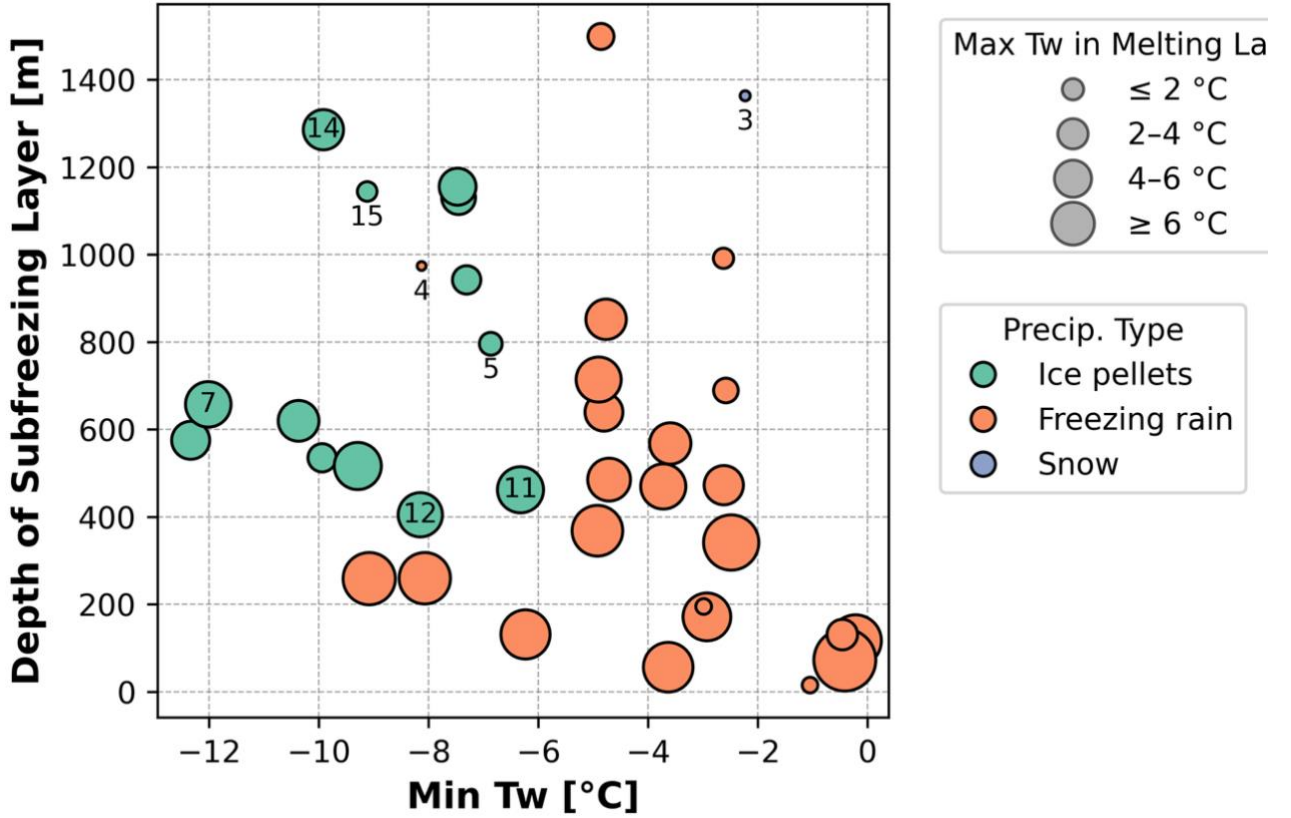


Figure 2.4 : Minimum wet-bulb temperature ($T_{w,min}$) in the subfreezing layer against the depth of the subfreezing layer. The size of each point corresponds to the $T_{w,max}$ in the melting layer. The associated precipitation-type corresponds to the most observed precipitation-type for the 30 minutes following the launch of the closest sounding in time.

2.3.2 T_w profiles during transitions

We first analyze the T_w profile associated with the 15 observed precipitation-type transitions (Table A1); seven were liquid-to-solid, five were solid-to-liquid and three were solid-to-solid. The T_w profiles associated with each transition are shown in Figure 2.5. Their temporal evolution is analyzed in Section 2.3.3.

In liquid-to-solid transitions, a surface-based melting layer was observed in 3 out of 7 cases (#1,2,6; Figure 2.5a), all shallow (< 15 m) and very cold ($T_{w,max} < 0.5$ °C). The remaining four had melting layers aloft (#3,4,5,7; Figure 2.5b), with depth typically < 1000 m and $T_{w,max} < 2$ °C. Most of these (#4,5,7; Figure 2.5b)

also featured a relatively deep (> 1000 m) and cold ($T_{w,min} < -2$ °C) subfreezing layer. However, transition #7 was notably different. It exhibited the deepest (> 1.3 km) and warmest melting layer ($T_{w,max} > 4$ °C) of the precipitation-type transitions identified, along with a cold ($T_{w,min} < -11$ °C) subfreezing layer, extending over 700 m (Figure 2.5b). The T_w profile associated with transition #7 is the only one where the criterion for complete melting aloft were met (depth of > 1.2 km and $T_{w,max} > 4$ °C; Stewart et al. 2015), despite manual observers reporting a shift from freezing rain to ice pellets (see Table A1). This atypical outcome is discussed further in Section 4.

In solid-to-liquid transitions, two cases (#8 and 10; Figure 2.5c) featured shallow (< 250 m) surface-based melting layers with $T_{w,max}$ remaining below 1.5 °C. The other three transitions (#9,11 and 12; Figure 2.5d) were characterized by a melting layer aloft. Transition #9 had an extremely shallow (< 10 m) and cold (< 0.5 °C) melting layer. Conversely, during transitions #11-12, the melting layer was sufficiently deep and warm enough to also meet the criteria for complete melting, like transition #7. However, the subfreezing layer was shallower than transition #7, only extending over 400 m, despite $T_{w,min}$ also dropping below -5 °C. This further suggests that the depth of the subfreezing layer impacting precipitation-type transitions.

Finally, in solid-to-solid transition, one case (#13; Figure 2.5e) had a shallow (< 13 m) melting layer, where $T_{w,max} < 0.3$ °C. The two other cases (#14 and #15; Figure 2.5f) were characterized by melting layers aloft. In transition #14, the depth of the melting layer > 500 m and $T_{w,max} > 3$ °C. In transition #15, the melting layer was also < 1000 m, but colder ($T_{w,max} < 2$ °C). Both subfreezing layers were deep < 1500 m and $T_{w,min} < -5$ °C, favoring the refreezing of partially melted hydrometeors aloft.

Melting layer
at the
surface

Melting layer
aloft

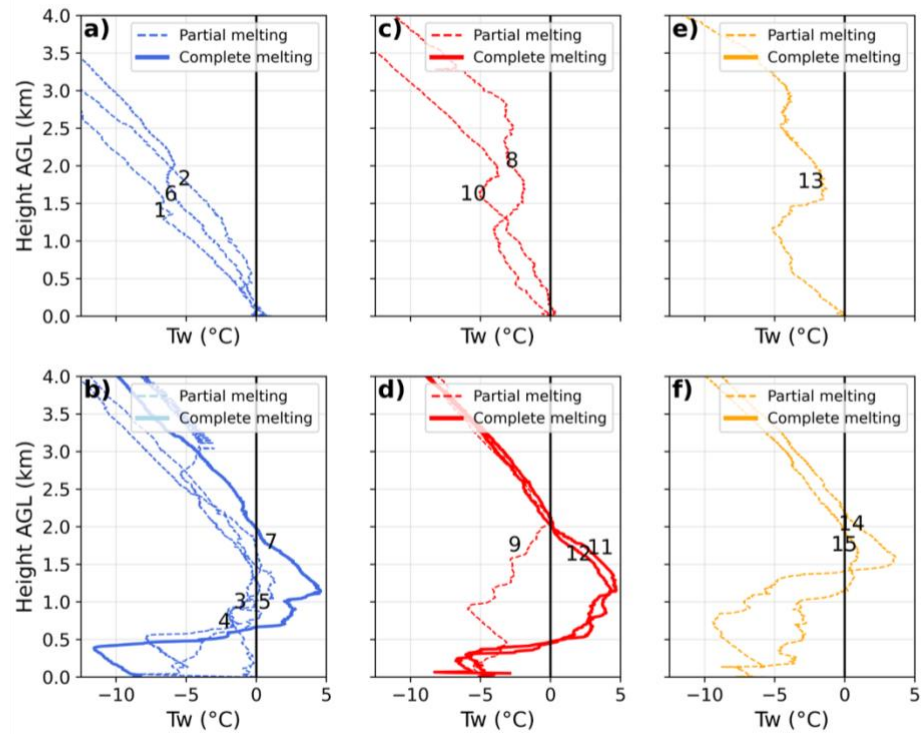


Figure 2.5 : Wet-bulb temperature (T_w) profiles from the closest soundings to each precipitation-type transition, shown as a function of height above ground level (AGL). Panels show: (a-b) liquid-to-solid transitions with (a) a melting layer at the surface, and (b) a melting layer aloft, (c-d) solid-to-liquid transitions with (c) a melting layer at the surface, and (d) a melting layer aloft, (e-f) solid-to-solid transitions with (e) a melting layer at the surface, and (f) a melting layer aloft.

2.3.3 Time evolution of the four parameters

As previously discussed, the T_w profile is one of the main factors impacting the precipitation type (e.g. Bourguin, 2000; Czys et al., 1996), while other factors such as the precipitation rate and particle size also play a role (e.g. Marshall and Palmer 1948) This subsection examines how four parameters (PA, NA, PR and D_{95th}) evolved before each transition.

Most liquid-to-solid transitions (#1-7; Table A1) exhibited trends consistent with reduced melting and increased likelihood of freezing. PA generally decreased by an average of 37 J kg^{-1} (#1-6; Figure 6a), indicating a decrease in melting aloft, while NA usually increased from 5 to 140 J kg^{-1} (#3,4,5 ; Figure 6b), suggesting that $T_{w,min}$ and the depth of the subfreezing layer decreased (Figure 2.5a). If the air gets cold enough ($< -5 \text{ °C}$) ice nuclei can be activated (e.g. Kanji et al., 2017), or secondary ice production can occur (e.g. Field et al., 2017). In most cases, PR and D_{95th} both increased, suggesting more aggregation aloft (Thériault et al., 2010). Furthermore, an increase in PR and particles sizes can also increase the possibility

of collisions between supercooled drops and either ice pellets (Carmichael et al., 2011) or ice crystals (e.g. Barszcz et al., 2018; Lachapelle & Thériault, 2022). Specifically, PR increased in four transitions (#3,4,6,7; Figure 6c), ranging from 0.3 mm h⁻¹ up to 1.2 mm h⁻¹, while D_{95th} increased in 6 transitions (#2-7; Figure 2.6d), ranging from 0.05 mm (#3; Figure 2.6d) to 3.5 mm (#2; Figure 2.6d). Ice crystals were also documented in three of the four transitions involving ice pellets and a strong subfreezing layer ($NA > 80 \text{ J kg}^{-1}$; #4,5,7 in Figure 2.6b). These findings are consistent with prior studies (e.g. Bourguoin, 2000; Carmichael et al., 2011; Czys et al., 1996; Stewart et al., 2015a; Thériault et al., 2010; Zerr, 1997), with the exception of transition #7, where PA increased and NA decreased.

In contrast, during solid-to-liquid transition (#8-12; Table A1), PA increased in all cases by at least 0.5 J kg⁻¹, suggesting more melting, although only slightly in most cases (#9,12; Figure 2.6a). When a subfreezing layer was present, NA decreased by up to 15 J kg⁻¹ (#11-12; Figure 2.6a-b), which increases the possibility of freezing. Ice crystals were also observed at the start of transition #11 and #12. Both had $NA > 80 \text{ J kg}^{-1}$. During #9, NA increased by $> 240 \text{ J kg}^{-1}$, due to the development of an extremely shallow ($< 15 \text{ m}$) and cold ($< 0.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$) melting layer aloft (Figure 2.5d). Additionally, PR increased slightly during #8,9,10 by at least 0.03 mm h⁻¹ (Figure 2.6c) when the melting layer was at the surface (Figure 2.5c) but decreased during #11-12 by 1.8 mm h⁻¹ (Figure 2.6c). D_{95th} decreased in most cases (#8,10,11,12) by at least 0.1 mm (Figure 2.6d). These results indicate more melting (increase in PA and decrease in D_{95th}) and reduced possibility for freezing initiation in the subfreezing layer (decrease in NA and in PR).

Finally, three solid-to-solid transitions (#13–15; Figure 2.5a–b) were documented. Transitions #14 and #15 were characterized by a melting layer aloft and a decrease in PA of less than 20 J kg⁻¹ (Figure 2.6a), an increase in NA by over 20 J kg⁻¹ (Figure 2.6b) and a reduction in D_{95th} by at least 0.5 mm (Figure 2.6d). PR increased during #14 (+ 4.74 mm h⁻¹; Figure 2.6c) but decreased during #15 (-2.5 mm h⁻¹; Figure 2.6c). This pattern suggests less melting (decrease in PA and D_{95th}) and enhanced probability of freezing initiation in the subfreezing layer (increase in NA and decrease in PR). This is consistent with the observed shift from ice pellets to snow, (#14 and #15; Table A1). The opposite occurred during #13, where a shift from snow to ice pellets was observed: PA increased slightly ($< 1 \text{ J kg}^{-1}$; Figure 2.6a), while PR (-0.25 mm h⁻¹; Figure 2.6c) and D_{95th} decreased (-2.125 mm Figure 2.6d), suggesting more melting aloft.

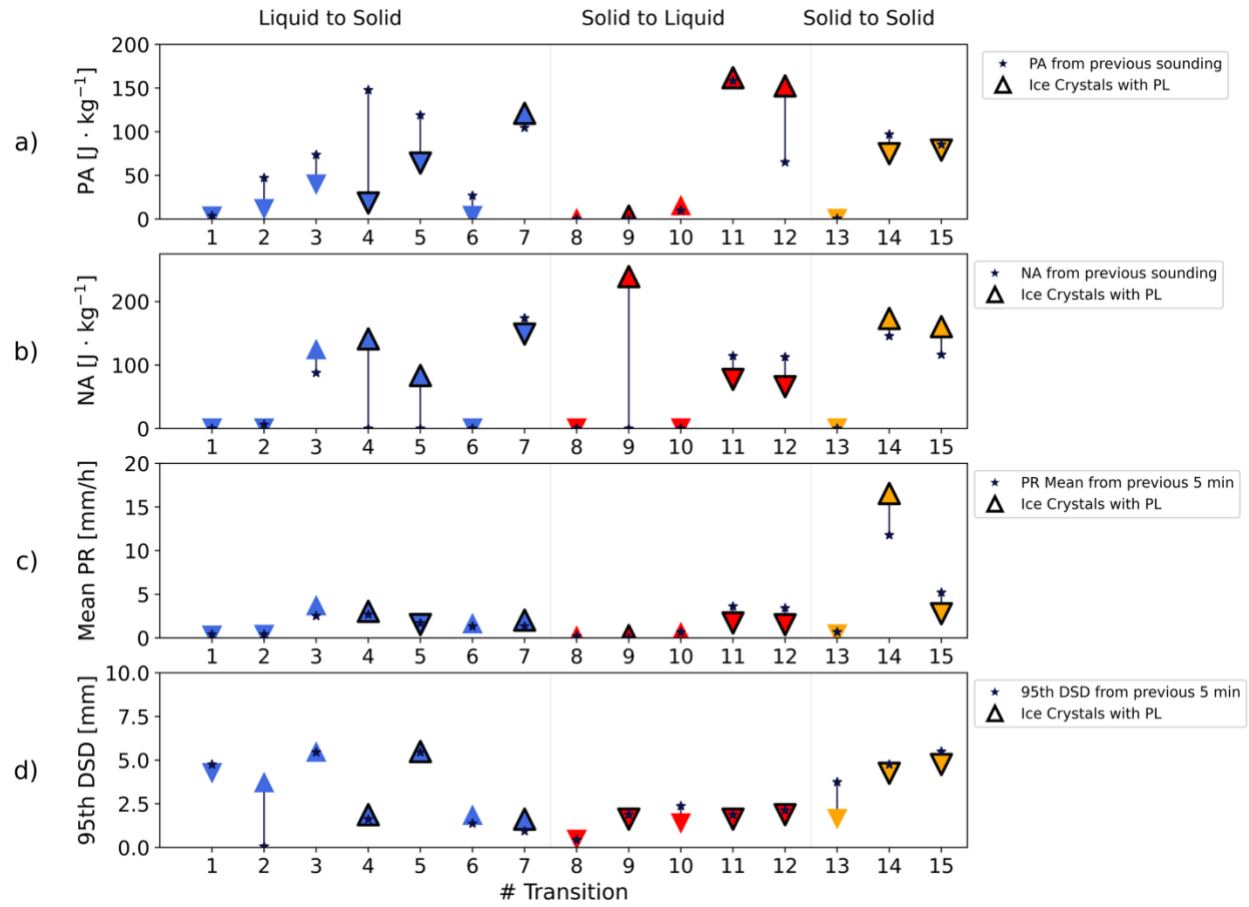


Figure 2.6 : (a) PA, (b) NA, (c) mean PR and (d) D_{95th} for each precipitation-type transition. Colors indicate the type of transition: liquid-to-solid (blue), solid-to-liquid (red), and solid-to-solid (yellow). For each panel, the stars show the pre-transition values, and the triangles show the post-transition values. Triangles that point up indicate that the parameter increased, while triangles that point down indicate that the parameter decreased. In cases where small ice crystals were identified in combination with ice pellets in the macrophotographs, the triangle is shown with a black outline.

Finally, transition #7 (Table A1; Figs. 4–7) stands out as a unique case among the ones documented during WINTRE-MIX. This transition is the only case where the melting layer met the criteria for complete melting aloft (Figure 2.5b), and where PA increased during a liquid-to-solid transition (Figure 2.6a), although only by a small amount. Typically, this pattern would be associated with a solid-to-liquid transition (Figure 2.7). These unusual characteristics motivated a more detailed investigation of the microphysical processes responsible for this transition, which is presented in the following section.

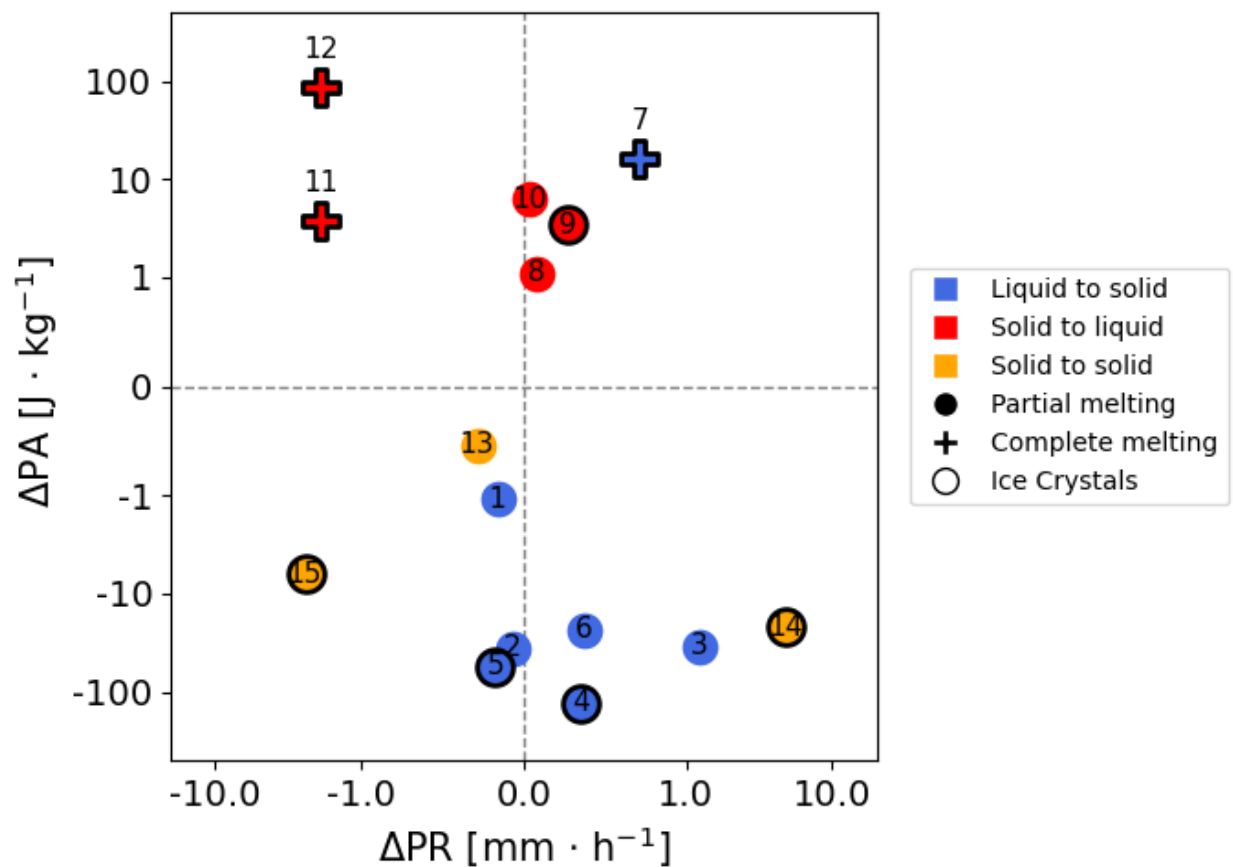


Figure 2.7 : Changes in PA and PR associated with each precipitation-type transitions. The number corresponds to the precipitation-type transition.

2.4 A Case Study on Collisional freezing

Transition #7 occurred during the fifth intensive observation period (IOP5) documented as part of WINTRE-MIX. A detailed discussion of the mesoscale and synoptic-scale characteristics of this event is provided by Minder et al. (2023). In this section, we examine which microphysical processes caused this liquid-to-solid transition instead of a solid-to-liquid, as suggested by the changes in atmospheric conditions aloft (section 3). Specifically, we examine how an increase in PR when ice crystals are in the subfreezing layer could lead to collisional freezing. Later in the same event, a second precipitation-type transition was also documented, during which the precipitation transitioned from solid-to-liquid. This transition is also examined in this section (#11 in Table A1).

2.4.1 Presence and origin of ice crystals

Small pristine ice crystals were observed at the surface, along with fractured and spicule pellets during transitions #7 and #11 (Figure 2.8). Despite these observations, the melting layer was sufficiently thick and warm to completely melt all particles aloft (Figure 2.5b), suggesting that only supercooled drops entered the 700 m subfreezing layer. Prior studies have also reported occurrences of ice crystals in combination with ice pellets (Billault-Roux et al., 2023; Lachapelle et al., 2025; Lachapelle & Thériault, 2022; Stewart & Crawford, 1995). These studies suggested ice crystals could have originated locally through various secondary ice production (SIP) processes, such as the fragmentation of freezing drops (FFD). For SIP to occur in this context, some initial primary ice would still be required. Given the complete melting of all hydrometeors aloft, this primary ice likely originated from the freezing of supercooled drops after they collected ice nucleating particles (INPs) within the subfreezing layer.

The FFD occurs when a supercooled drop shatters upon freezing, resulting in a fractured or spicule pellet. The ice crystals produced during collision can be scavenged by other drops. It occurs more efficiently at temperatures ranging between -10°C and -15°C (Field et al. 2017; Lauber et al. 2018; Leisner 2014; Phillips et al. 2018), but can occur at up to -3°C (Keinert et al., 2020).

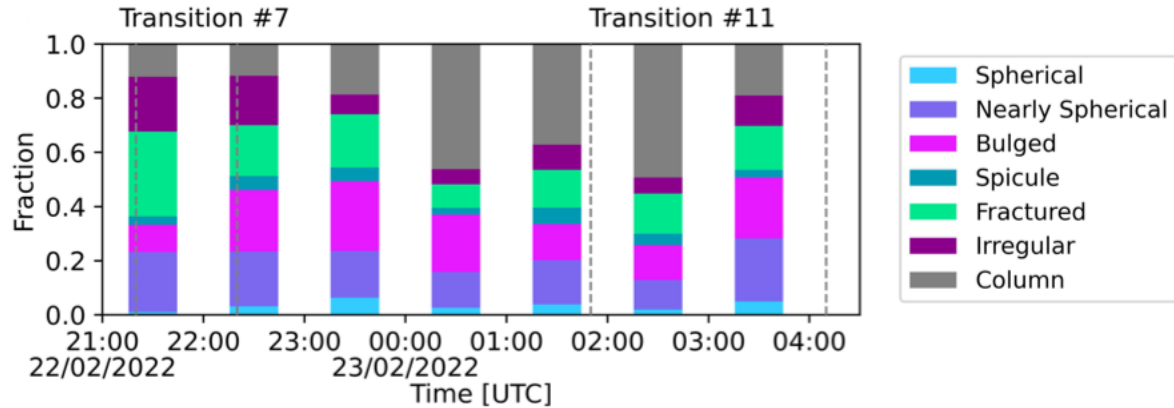


Figure 2.8 Evolution of the concentration of ice pellet categories documented during the 22-23 February 2022 event.

During transition #7, fractured and spicule pellets corresponded to more than 35 % of solid precipitation particles, while ice crystals represented 12 % (Figure 2.8) and $T_{w,min} < -11$ °C. These factors indicate environmental conditions favorable for FFD. Further supporting this hypothesis, Lachapelle et al., (2025) demonstrated FFD was an active process during the event, at Trois-Rivières, which is located 85 km north of Sorel (Figure 2.1b). Lachapelle et al. (2025) showed that the environmental conditions were similar at both sites and a liquid-to-solid transition was also observed at Trois-Rivières. This transition was not included in our analysis as no prior sounding was launched. Therefore, no changes in PA and NA could be computed.

Other than the FFD processe, alternative sources of ice crystals during transition #7 were investigated. First, rime-splintering typically occurs between -3 °C and -8 °C (Hallett & Mossop, 1974), which is warmer than the observed subfreezing layer (Figure 2.5b). Also, no riming was observed. Second, blowing snow could have lifted solid precipitation from the ground to create ice crystals in the lower atmosphere. However, the surface wind speeds were weak (< 1.5 m/s), and no blowing snow was reported. Finally, the advection of ice crystals below the melting layer aloft by northeasterly winds, as suggested by Lachapelle & Thériault (2022), could have brought the ice crystals at Sorel. While the wind in the subfreezing layer was from the northeast (not shown), the transition in Trois-Rivières occurred 30 minutes after transition #7 at Sorel. This suggests that there were no ice crystals northeastward available to be advected southwest to Sorel. This suggests that no ice crystals were present at the surface northeast of Sorel to be advected southwestward. However, it is still possible that some ice crystals were present aloft at that time but did not reach the surface at Trois-Rivières. Other unidentified sources may also have contributed to the ice

crystal concentrations observed during transition #7. Further observational studies are needed to clarify these processes.

In contrast to transition #7, transition #11 was characterized by environmental conditions and particles characteristics that suggested environmental conditions were less conducive to the FFD process. First, the subfreezing layer was warmer than in transition #7; $T_{w,min} > -7^{\circ}\text{C}$ during transition #11 (Figure 2.5d), which lies outside the temperature range where FFD is considered most efficient (e.g. Field et al. 2017). Second, the NA decreased by 10 J Kg^{-1} during the transition (Figure 2.6b) suggesting the subfreezing layer became shallower and warmer as time progressed. Third, the ice pellets were mostly bulged, nearly spherical and spherical pellets, representing more than 50 % of all particles at the end of the transition (Figure 2.8). Finally, the concentration of ice crystal decreased from 50 % to 20 % of all precipitation particles (Figure 2.8), while the NA decreased (Figure 2.6b). Altogether, this suggests that FFD became a less efficient process during transition #11. Considering that the FFD process remains poorly constrained observationally, these results should be interpreted as evidence of conditions less favorable to FFD, rather than proof of its complete absence

Taken together, the observations from both transitions #7 and #11 reinforce the conclusion that FFD was the most plausible mechanism explaining the presence of ice crystal in the subfreezing layer during transition #7. Collisional freezing is investigated in the next sub-section.

2.4.2 Collisional freezing

To evaluate whether collisions between supercooled drops and ice crystals could have occurred in the subfreezing layer under the observed conditions, a sensitivity study was conducted using environmental parameters measured immediately before and during both transitions #7 and #11. Specifically, concentration from 50 to 750 L^{-1} , varying systematically by 50 L^{-1} were investigated for the PR prior to the start of transitions #7 and #11 (Figure 2.9a-b) and during both transitions #7 and #11 (Figure 2.9b-d). The ice crystal concentration range is based on the closest in-situ measurements of $500 \pm 100\text{ L}^{-1}$, made by Lachapelle et al. (2025) during the same event at Trois-Rivières (Figure 2.1b) using a combination of scattering and array probe.

For simplicity, only columnar ice crystals were considered, with sizes bounded between 0.1 and 1.0 mm as observed in macrophotographs. Although this does not capture the full variability of crystal shapes and

vertical gradients in concentration, it provides a first-order framework to explore the potential role of collisions.

During transition #7, the environmental conditions were conducive to collisions. First, PR increased from 1.3 mm h^{-1} to 2 mm h^{-1} (Fig 6c), implying a higher number concentration of collector drops. Additionally, D_{95th} increased from 1.8 mm to 2.1 mm (Figure 2.6d), suggesting overall larger drops. Larger drops have a smaller mean free path, compared to smaller drops. For instance, a drop of 1.8 mm had to fall, on average, 290 m assuming a 500 L^{-1} ice crystal concentration before collecting one ice crystal (Figure 2.9a). In comparison, during the transition, a drop of 2.1 mm at a PR of 2 mm h^{-1} , would fall $< 180 \text{ m}$, and could thereby experience more than three collisions in the subfreezing layer. At this point in the transition, particles $> 1.2 \text{ mm}$ could still experience at least one collision, assuming an ice crystal concentration of 750 L^{-1} . Conversely, concentrations as low as 150 L^{-1} would still be conducive to collisional freezing for particles having a diameter up to 2 mm . These results suggest that collisions were plausible and likely contributed to the liquid-to-solid transition, although the exact frequency remains uncertain.

In contrast, environmental conditions were less conducive for collisions, during transition #11. First, the depth of the subfreezing layer decreased from 500 to 350 m (i.e. below the 400 m threshold established in Figure 2.4), limiting the distance over which collisions could occur. Second, PR decreased from 4 mm h^{-1} to 1.7 mm h^{-1} (Figure 2.6c), indicating fewer collector drops. Third, the D_{95th} decreased from 2.1 to 1.8 mm (Figure 2.6d), suggesting smaller particles. Finally, the concentration of ice crystal decreased, probably due to the increase in $T_{w,min}$. Assuming the ice crystal concentration decreased from 500 L^{-1} to 400 L^{-1} , the mean free path increased above 355 m , for a particle of 1.8 mm , when the PR was 1.7 mm h^{-1} . This means that at the end of transition #11, 95% of all particles likely needed to travel farther than the depth of the subfreezing layer before interacting with an ice crystal. These findings suggest a reduced number of collisions between ice crystals and supercooled drops during transition #11, contributing to the solid-to-liquid transition.

This analysis highlights how ice crystal concentration, precipitation rate (PR), particle size, and the depth of the subfreezing layer jointly influence collisions between supercooled drops and ice crystals, and how these factors may contribute to precipitation-type transitions (e.g., transitions #7 and #11). The contrast between the two cases illustrates this well: during transition #7, larger drops, higher PR, and a deeper

subfreezing layer favored multiple collisions, whereas during transition #11, shallower depth and reduced PR led to mean free paths exceeding the layer depth, strongly limiting collisions.

Nonetheless, several caveats must be acknowledged. First, no direct measurements of ice crystal concentrations were available at Sorel, and the assumed range was inferred from Lachapelle et al. (2025). Concentrations were also assumed vertically uniform, whereas they likely increased downward due to secondary production or seeding from FFD. Second, only 0.1–1.0 mm columns were considered, as this was the dominant crystal habit observed in macrophotographs. However, other shapes (e.g., dendrites, needles, aggregates) were also documented, although much less commonly and may exhibit different collision efficiencies, meaning that the results may not fully capture the diversity of observed habits.

For these reasons, the mean free path values and collision estimates presented here should be interpreted as illustrative, order-of-magnitude diagnostics rather than precise quantifications. Despite these simplifications, the analysis provides useful physical insight into why collisions were likely during transition #7 but unlikely during transition #11, and thereby offers a first step toward evaluating the potential role of collisions in precipitation-type transitions. Future studies incorporating vertical profiles of ice crystal spectra, in situ aircraft data, and high-resolution numerical simulations will be essential to refine these estimates and establish more quantitative thresholds.

Overall, the present analysis should not be viewed as a quantitative assessment of collision rates, but rather as a diagnostic framework that highlights the conditions under which collisions are physically plausible. Its value lies in contrasting favorable and unfavorable environments for collisional freezing, thereby informing conceptual models.

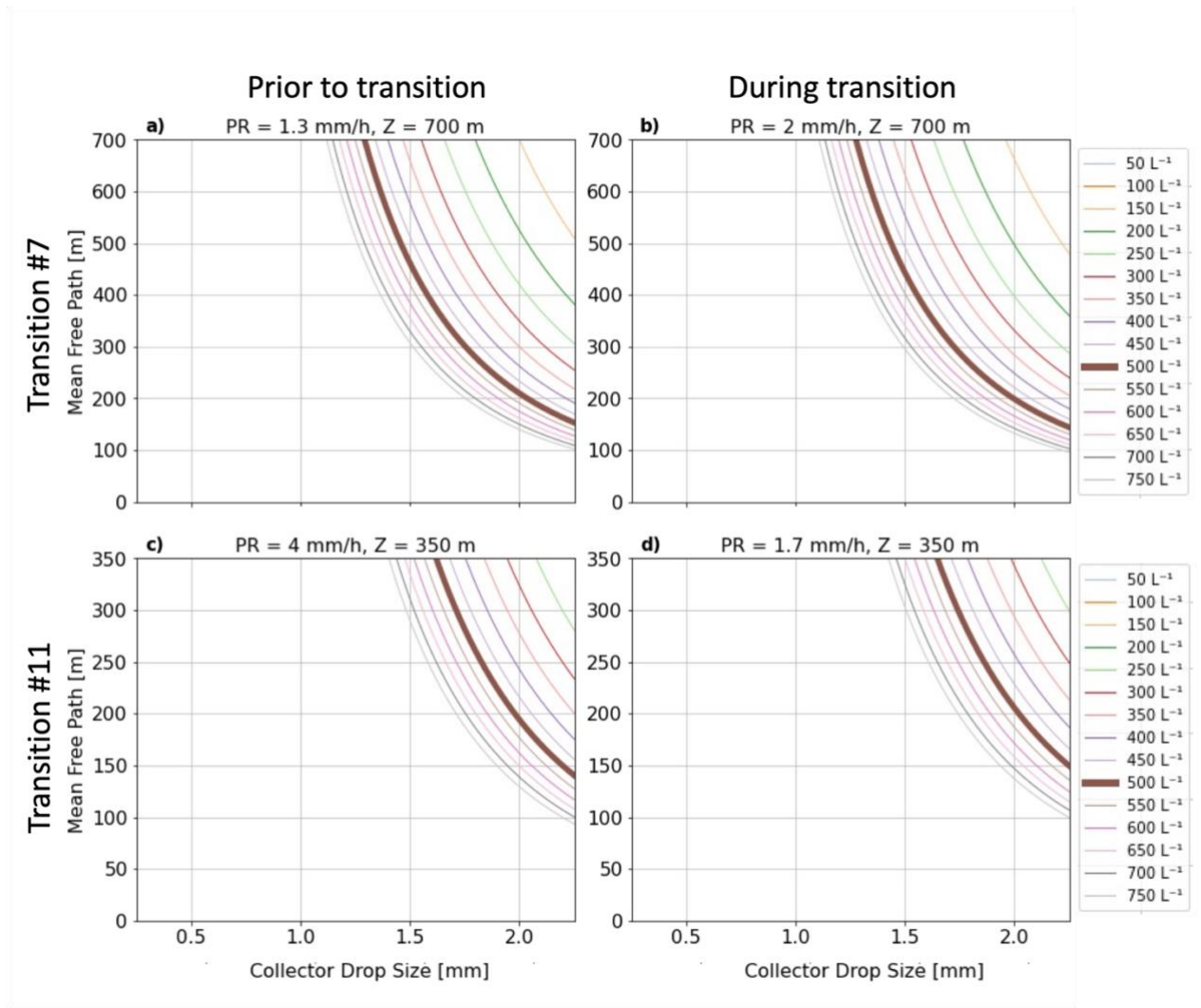


Figure 2.9: Mean free path between a supercooled collector drop (diameters ranging from 0.2 to 2.25 mm) and an ice column. (a) Results for a 700 m-deep subfreezing layer and a precipitation rate (PR) of 1.3 mm h⁻¹. (b) Same as (a), but with a PR of 2 mm h⁻¹. (c) Same as (a), but with a 350 m-deep subfreezing layer. (d) Same as (b), but with a 350 m-deep subfreezing layer and a PR of 1.7 mm h⁻¹. The bold brown curve corresponds to the mean free path for a measured ice crystal concentration of 500 L⁻¹ (based on in situ observations).

2.4.3 Comparison with a warmer case

A case study associated with only freezing rain was selected in the WINTRE MIX database to put in perspective the fine-scale factors responsible for the transition from freezing rain to ice pellets during transition #7. This event corresponds to the eight intensive observation period of WINTRE-MIX (IOP8; Minder et al., 2023b) and it occurred from 1320 UTC to 1620 UTC on 6 March 2022 (Figure 2.10) at Trois-Rivières (Figure 2.1b). Atmospheric conditions aloft were similar to those documented during transition #7; a thick (> 1.3 km) and warm ($T_{w,max} > 3$ °C) melting layer responsible for complete melting aloft (Figure 2.10a), a deep subfreezing layer (> 700 m; Figure 2.10b) and an increase in PR from 0 mm h^{-1} to a maximum of 5.8 mm h^{-1} (Figure 2.10c). The main difference between both cases was in the subfreezing layer's temperature. During the 6 March 2022 event, the subfreezing layer was warmer ($T_{w,min} > -5$ °C; Figure 2.10b) when there was precipitation (Figure 2.10d), compared to transition #7 ($T_{w,min} < -11$ °C; Figure 2.5b).

This warmer subfreezing layer likely limited the concentration of primary ice nucleating particles (Kanji et al., 2017; Phillips et al., 2009). Although there are no direct measurements of INPs available at Trois-Rivières during that time, it is well known that the concentration of INPs decreases with warmer temperature (e.g. Petters and Wright 2017). However, for a transition from supercooled drops to ice pellets when complete melting has occurred aloft, at least a few supercooled drops must initially refreeze through contact freezing with a primary INP. These initial potential collisions are crucial to initiate the positive feedback responsible for the elimination of supercooled drops (e.g. Barszcz et al. 2018; Lachapelle and Thériault 2022). The theoretical reduced concentration of INPs would have reduced the likelihood of collisions with a supercooled drops, as suggested in Lachapelle and Thériault (2022). Moreover, even if some collisions occurred with primary INPs, the efficiency of FFD would be reduced at warmer temperatures (Field et al., 2017), therefore limiting the ice crystal concentration.

This analysis suggests that the $T_{w,min}$ may play a role in the local production of ice crystals. The threshold $T_{w,min}$ seemed to be < -5 °C and it aligns well with previous studies (Birk et al., 2021; Lachapelle et al., 2025; Lachapelle & Thériault, 2022; Minder et al., 2023a; Zerr, 1997).

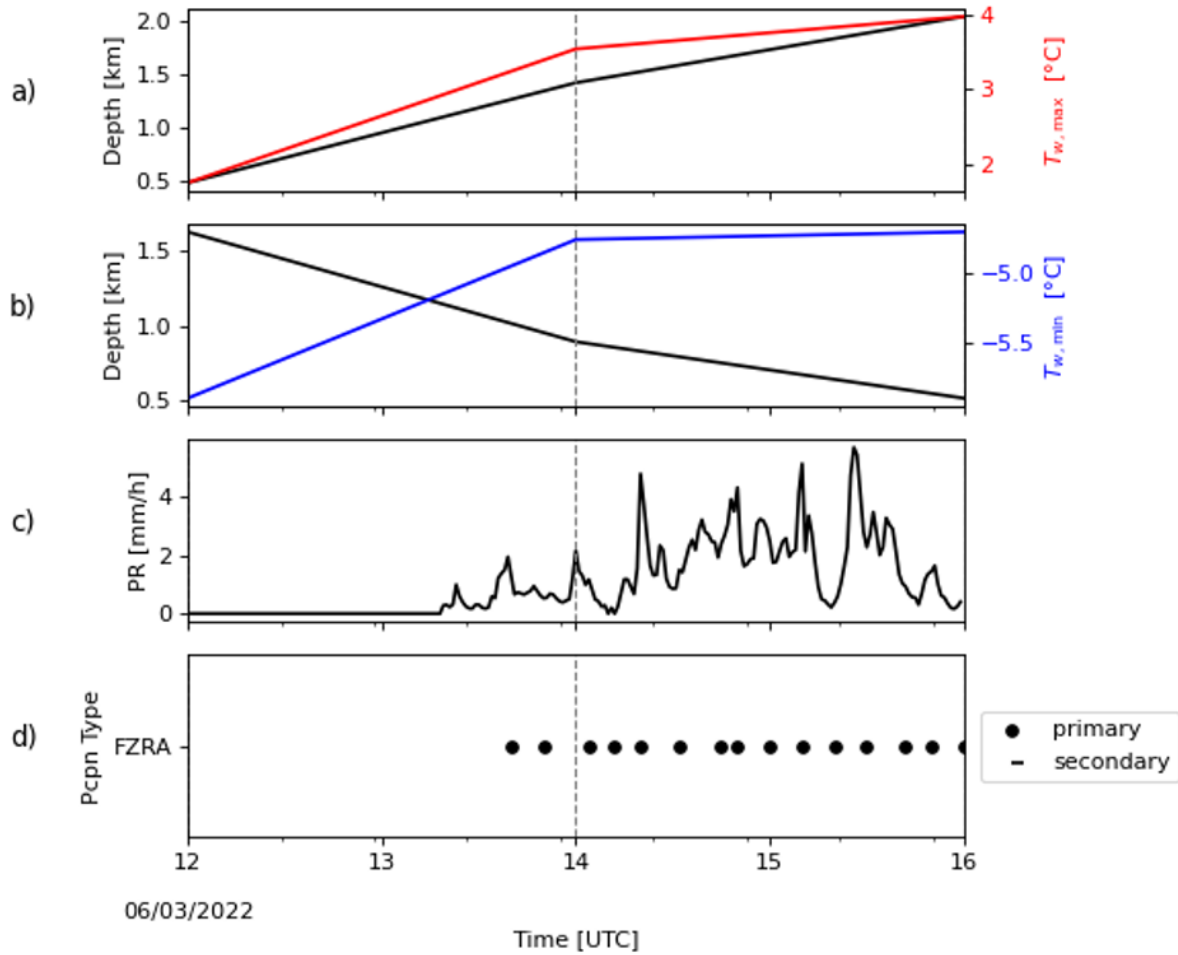


Figure 2.10 : (a) Depth and maximum temperature of the melting layer, (b) depth and minimum temperature of the subfreezing layer, (c) PR and (d) precipitation type observed during the 6 March 2022 event at the Trois-Rivieres site. The dashed line at 1400 UTC correspond to the launch time of the second upper-air sounding.

2.4.4 Conceptual model

A conceptual model linking the four parameters (PA, NA, PR and D_{95th}) was developed to characterize precipitation-type transitions. It is shown Figure 2.11.

First, typical solid-to-liquid precipitation-type transitions were associated with an increase in PA and a decrease in NA. Additionally, the PR and D_{95th} increased. As shown in Thériault et al. (2010), larger particles require a deeper and warmer melting layer to completely melt, while the decrease in PA results in less melting aloft, resulting in only partially melted particles at the base of the melting layer. These changes could also explain transitions from ice pellets to snow, provided that no complete melting occurs aloft.

Second, when NA is $> 90 \text{ J kg}^{-1}$, ice crystals can form in the subfreezing layer, regardless of the processes that occurred in the melting layer aloft. These ice crystals may be scavenged by supercooled drops and act as ice nuclei, promoting the formation of ice pellets (e.g. Lachapelle & Thériault, 2022; Stewart & Crawford, 1995). An increase in PR and D_{95th} enhance the likelihood of such collisions by reducing the mean free path (e.g. Carmichael et al., 2011). Our observations of several cases suggest that two conditions must be met to promote the formation of ice pellets; a $T_{w,min} < -5^\circ\text{C}$ and a minimum depth of at least 400 m. These conditions appear to provide sufficient distance and time for supercooled drops to collect ice crystals or to completely refreeze before reaching the surface.

Finally, the conceptual model summarizes the processes leading to typical liquid-to-solid and solid-to-liquid precipitation-type transitions. It also shows how atypical ones can occur by adding processes occurring in the subfreezing layer near the surface. Threshold values for the depth and $T_{w,min}$ in the subfreezing layer were also established.

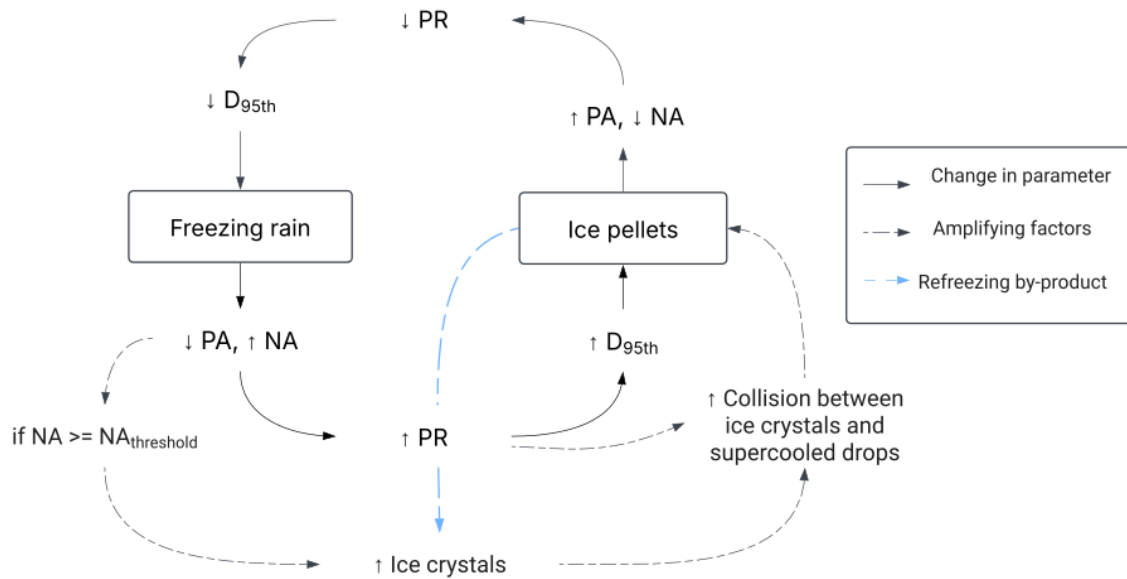


Figure 2.11 : Schematic representation of the different pathways responsible for transitions between ice pellets and freezing rain. The black arrows indicate changes in one of the four key parameters. The dotted lines correspond to the amplifying factors that may accelerate a transition. Finally, the blue dashed arrow corresponds to the refreezing by-product of FFD.

2.5 Conclusion

The meteorological factors influencing precipitation type were studied in detail using the unique WINTRE-MIX dataset (Minder et al. 2023). This dataset includes high-frequency manual observations, macrophotography, laser-disdrometer measurements, and upper-air sounding. The high-frequency automatic measurements and manual observations of precipitation properties and atmospheric conditions that were recorded during the WINTRE-MIX period allowed for a thorough analysis of the processes impacting precipitation-type transitions during winter storms.

The main conclusions are as follows:

- Precipitation-type transitions are systematically associated with changes in at least one of the four parameters. During liquid-to-solid precipitation-type transitions, PA usually decreased, while NA, PR, and D_{95th} increased. The inverse pattern is observed during solid-to-liquid transitions.
- Only one freezing rain to ice pellets transition occurred when the PA increased (transition #7). This transition occurred while the $T_{w,min}$ was < -5 °C and in combination with pristine ice crystals, suggesting collisional freezing may have played a dominant role.
- Collisional freezing is promoted by an increase in PR and D_{95th} , as it decreases the mean free path. This process can lead to a liquid-to-solid precipitation-type transition even when complete melting occurred aloft (e.g., transition #7) when there is a deep subfreezing layer (> 400 m).

This study has several limitations. First, the exact ice crystal concentration and size distribution at Sorel is unknown, limiting the accuracy of the mean free path computation. Second, a higher frequency of sounding launches would help better characterize the atmospheric conditions aloft during precipitation-type transitions.

Future work should include numerical simulations to systematically quantify the contribution of each parameter and the threshold conditions ($NA > 90 \text{ J kg}^{-1}$) that produce ice crystals near the surface, which contributes to the freezing of supercooled drops. Further studies should also test whether the 400 m subfreezing layer's depth holds in other regions and assess whether it could be used to improve forecasts in transition zones. In addition, the empirical thresholds proposed in this study ($T_{w,min} < -5$ °C and

subfreezing-layer depth > 400 m) should be statistically evaluated, for instance using Spearman's rank correlation, to verify their significance and robustness.

Overall, this study highlights how atmospheric conditions and precipitation properties can alter the precipitation type at the surface, thereby influencing the impact of a storm. The conceptual model developed will help identify occurrence of liquid-to-solid precipitation-type transition when the melting layer increases, which is usual according to our study. Furthermore, this study emphasizes the critical importance of accurately representing primary and secondary ice production, ice concentrations, and collisional freezing of precipitation particles during near-0°C winter storm.

CHAPITRE 3 Discussion et conclusion

3.1 Rappel de l'objectif

L'objectif principal de ce mémoire était de mieux comprendre les processus microphysiques responsables des transitions de types de précipitations au cours des tempêtes hivernales. Ces transitions, notamment entre pluie verglaçante et grésil, présentent un intérêt fondamental pour la compréhension des mécanismes atmosphériques et constituent également un enjeu majeur en matière de prévision météorologique et de gestion des risques associés aux phénomènes hivernaux.

Plus précisément, ce travail visait à :

- 1) Documenter et analyser des cas réels de transitions près de 0 °C à partir des observations collectées durant la campagne de terrain WINTRE-MIX ;
- 2) Identifier les processus microphysiques responsables de ces transitions, en mettant l'accent sur les situations où les mécanismes attendus ne suffisent pas à expliquer les observations ;
- 3) Proposer un modèle conceptuel simplifié permettant d'interpréter les transitions observées et d'enrichir la compréhension des mécanismes sous-jacents.

L'étude des transitions de précipitations hivernales s'avère particulièrement complexe, car ces phénomènes résultent d'interactions fines entre plusieurs paramètres, tels que la structure verticale de la température, la distribution de taille des particules, ainsi que le taux et le type de précipitations. L'intégration de ces différentes variables dans une analyse cohérente constitue ainsi un défi scientifique important, que ce mémoire a cherché à relever.

3.2 Résumé des résultats

Les résultats obtenus au cours de cette étude ont permis de développer un modèle conceptuel visant à expliquer de manière approfondie les transitions typiques et atypiques entre les différents types de précipitations observées lors des tempêtes hivernales. Cette avancée représente un pas important dans la compréhension des processus microphysiques complexes qui sous-tendent ces phénomènes, souvent difficiles à prévoir en raison de leur grande variabilité spatiale et temporelle.

Plus spécifiquement, l'analyse détaillée des profils verticaux de T_w , combinée à l'étude des paramètres microphysiques extraits des données d'observation, a révélé que la présence d'une couche de regel d'une

épaisseur minimale de 400 mètres, associée à une température minimale inférieure à -5 °C, constitue un critère déterminant pour différencier efficacement la pluie verglaçante du grésil. Ces conditions assurent un environnement propice au maintien des gouttes surfondues en phase liquide, tout en favorisant la croissance et la persistance des cristaux de glace dans cette couche intermédiaire cruciale.

Le modèle conceptuel proposé s'appuie sur l'analyse simultanée de quatre paramètres fondamentaux, à savoir le *Positive area* (PA), le *Negative area* (NA), le taux de précipitations (PR) ainsi que le 95e percentile de la distribution des tailles des particules (D_{95th}). L'évolution de ces variables au cours des 15 transitions documentées a permis de formuler plusieurs hypothèses expliquant les transitions du type de précipitation.

En particulier, les transitions typiques de précipitations liquides vers solides se manifestent systématiquement par une augmentation concomitante de PA, PR et D_{95th} , ainsi qu'à une diminution de NA. Cela s'explique par le fait que des particules de plus grande taille nécessitent une couche de fonte plus chaude et plus profonde afin de fondre complètement lors de leur chute. Inversement, une baisse de PA tend à limiter cette fonte en altitude, favorisant ainsi la présence de particules partiellement fondues à la base de la couche de fonte. Ces conditions sont particulièrement favorables à la formation du grésil, et elles permettent également d'expliquer les transitions observées du grésil vers la neige lorsque la fonte des particules de précipitations en altitude est incomplète.

Un second mécanisme exploré dans cette étude concerne l'apparition et le rôle des cristaux de glace au sein de la couche de regel. L'analyse conjointe des macrophotographies et des NA a permis de constater que de petits cristaux de glace sont observés à la surface lorsque NA dépasse un seuil critique de 80 J kg^{-1} , indépendamment de si la couche de fonte atteignait les seuils associés à la fonte complète des particules en altitude. Ces cristaux de glace peuvent alors être collectés par les gouttes surfondues présentes dans cette couche, jouant ainsi un rôle de noyaux glaciogènes et facilitant la formation du grésil. Par ailleurs, une augmentation simultanée de PR et de D_{95th} tend à accroître la fréquence des collisions entre ces particules, en réduisant le parcours libre moyen, ce qui renforce encore ce processus de formation.

L'étude de sensibilité menée sur le parcours libre moyen met en évidence le fait que ces collisions entre gouttes surfondues et cristaux de glace constituent un facteur déterminant pour expliquer les transitions du type liquide vers solide, sous réserve que les critères stricts de température minimale et d'épaisseur de la couche de regel soient respectés. En revanche, lorsqu'au moins l'un des deux critères n'est pas atteints,

des transitions inverses peuvent survenir, comme cela a été clairement observé lors de la transition #11, où le parcours libre moyen dépasse la profondeur de la couche de fonte, limitant les probabilités qu'une goutte surfondue collecte un cristal de glace.

3.3 Conclusion

À la lumière de ces analyses, il est possible de tirer trois conclusions principales :

- Les transitions de type de précipitation sont systématiquement associées à des changements dans au moins un des quatre paramètres. Lors des transitions de précipitations liquides vers solides, PA diminue généralement, tandis que NA, PR et D_{95th} augmentent. Le schéma inverse est observé lors des transitions de précipitations solides vers liquides.
- Une seule transition de pluie verglaçante vers le grésil s'est produite alors que PA augmentait (transition #7). Cette transition s'est produite alors que $T_{w,min}$ était inférieure à -5 °C et en présence de colonnes, ce qui suggère que le gel par collision a pu jouer un rôle.
- Le gel par collision est favorisé par une augmentation de PR et de D_{95th} , car cela réduit le libre parcours moyen. Ce processus peut entraîner une transition de précipitation liquide vers solide même lorsqu'une fusion complète a eu lieu en altitude (ex. : transition #7), à condition qu'il y ait une couche de regel suffisamment profonde (> 400 m)

3.4 Limites

Malgré les avancées présentées tout au long de ce mémoire, il est essentiel de reconnaître que plusieurs limites subsistent et influencent la portée des conclusions tirées. Ces limites invitent à nuancer les conclusions tirées et ouvrent la voie à de futures recherches nécessaires pour approfondir la compréhension des processus microphysiques à l'œuvre. Elles soulignent également la difficulté inhérente à l'étude des transitions de type de précipitations, qui impliquent des interactions complexes entre la structure thermique et la microphysique des particules de précipitations.

La première limite concerne le nombre restreint de transitions documentées (15, au total). Malgré le fait que cet échantillon soit unique, il demeure insuffisant pour refléter toute la diversité des tempêtes hivernales. En particulier, certains types de transitions sont sous-représentés, ce qui peut biaiser les

tendances identifiées. Tel est le cas, notamment, des transitions de la pluie verglaçante vers le grésil lorsque la couche de fonte est suffisamment chaude et épaisse pour faire fondre complètement les hydrométéores en altitude (e.g. transition #7). Par ailleurs, les observations se concentrent exclusivement dans la vallée du Saint-Laurent, une région caractérisée par une topographie particulière et une dynamique atmosphérique spécifique (effet de vallée, influence du fleuve, contrastes thermiques marqués). Ainsi, la généralisation des résultats à d'autres régions, tels que le nord de l'Europe ou l'Asie de l'Est, demeure limitée. Cette restriction géographique pourrait conduire à des différences notables si l'étude était répétée dans des contextes topographiques et climatiques distincts.

Une deuxième limite réside dans la résolution temporelle des observations. Les radiosondages, lancés toutes les deux heures, offrent un portrait précieux de la structure verticale, mais ne permettent pas de saisir les évolutions rapides pouvant se produire à l'échelle de dizaines de minutes (e.g. #3,5 et 8). Or, certaines transitions observées au sol surviennent sur des laps de temps très courts, parfois inférieurs à une heure, ce qui engendre un décalage temporel entre les conditions atmosphériques réellement présentes et celles mesurées par les sondages. Cette incertitude limite la capacité à relier précisément les paramètres thermodynamiques aux processus microphysiques en cours. Pour atténuer ce problème, il serait souhaitable d'augmenter la fréquence de lancement des radiosondages ou de compléter les observations avec des instruments de télédétection en continu, tels que des radars. Cela permettrait une meilleure représentativité des profils atmosphériques et une corrélation plus fine avec les transitions observées au sol.

Les instruments utilisés introduisent également certaines limites. Les disdromètres tendent à sous-estimer la concentration de particules solides de petite taille ($< 0,25$ mm), biaisant ainsi la représentation des distributions de taille. Cette limite peut avoir des conséquences notables, car ces petites particules jouent un rôle clé dans les processus de congélation et de nucléation. La macrophotographie, quant à elle, bien qu'extrêmement utile pour identifier les hydrométéores, présente plusieurs biais : le vent peut perturber la trajectoire des particules, des agrégats peuvent se former artificiellement sur la plaque de collecte, et l'exposition non uniforme dans le temps peut fausser la représentativité de l'échantillonnage.

En outre, les observations du type de précipitation reposent sur des classifications manuelles. Bien que les observateurs aient été formés et qu'un protocole rigoureux ait été suivi, un certain degré de subjectivité subsiste, notamment pour distinguer la pluie verglaçante de la bruine verglaçante, ou encore pour

identifier les mélanges de particules. Ces incertitudes doivent être reconnues, car elles peuvent influencer la catégorisation des transitions.

Une autre limite majeure concerne les incertitudes liées aux calculs du parcours libre moyen. Bien qu'ils fournissent des estimations qualitatives utiles pour identifier des tendances générales, ils reposent sur des hypothèses simplificatrices. Ces hypothèses incluent la concentration et la taille des cristaux de glace, qui n'ont pas été mesurées directement mais estimées à partir de valeurs de concentration de cristaux de glace mesurées par Lachapelle et al. (2025). L'adoption d'une taille constante de 0,1 mm pour les colonnes et l'utilisation de la loi exponentielle de Gunn et Marshall (1958), initialement développée pour les flocons de neige, constituent également des approximations. Ces choix impliquent que les distances et probabilités de collision calculées doivent être interprétées comme des ordres de grandeur indicatifs, et non comme des seuils précis.

De plus, les processus microphysiques en jeu, tels que la production secondaire de glace ou la congélation par collision, demeurent encore mal quantifiés. Dans certains cas, plusieurs mécanismes peuvent agir simultanément. Cette complexité rend difficile la séparation claire de l'effet relatif de chaque processus. Pour progresser, des mesures plus directes, par exemple à l'aide de capteurs embarqués sur avions ou drones, combinées à des simulations numériques à très haute résolution seraient nécessaires.

Enfin, le modèle conceptuel proposé dans ce mémoire, bien qu'étayé par des observations détaillées, reste fondé sur un nombre limité de cas et n'a pas encore été validé par des simulations indépendantes ou par des jeux de données issus d'autres contextes. Ce modèle doit donc être considéré comme une première base de travail, à affiner et à confronter à d'autres approches. Sans validation complémentaire, son utilisation à des fins opérationnelles demeure prématurée.

3.5 Pistes de recherches futures

Les limites présentées à la section précédentes ouvrent néanmoins la porte à plusieurs perspectives de recherche. Parmi celles-ci, la réalisation de simulations numériques à très haute résolution représente une priorité. De telles simulations permettraient d'évaluer plus précisément la contribution relative de chacun des quatre paramètres clés identifiés (PA, NA, PR, et D_{95th}) dans le déclenchement des transitions observées.

De plus, une étude plus approfondie des effets microphysiques en altitude, notamment des processus de givrage et d'agrégation, est nécessaire. Ces phénomènes jouent un rôle direct sur la transformation des particules de précipitations avant leur arrivée au sol, influençant ainsi la nature finale du type de précipitation. Comprendre ces mécanismes à une échelle fine contribuera à améliorer la modélisation physique globale des systèmes hivernaux.

Par ailleurs, l'analyse d'un nombre plus important de cas d'étude serait bénéfique pour valider ou ajuster les seuils critiques identifiés dans ce mémoire, en particulier ceux relatifs à la couche de regel et à $T_{w,min} < -5\text{ °C}$. Une plus grande diversité de tempêtes hivernales permettra de tester la robustesse de ces critères et d'adapter le modèle conceptuel à différents contextes géographiques. Afin d'en confirmer la validité statistique, les seuils empiriques proposés ($T_{w,min} < -5\text{ °C}$ et épaisseur de regel $> 400\text{ m}$) devraient être évalués à l'aide d'un test de corrélation, par exemple celui de Spearman, afin d'en vérifier la significativité et la robustesse.

Enfin, une meilleure compréhension de l'origine des cristaux de glace présents dans la couche de regel constitue un enjeu majeur pour l'amélioration des modèles. Il est nécessaire d'identifier si ces cristaux sont principalement produits localement par des processus de production secondaire de glace, advectés depuis des régions environnantes, ou encore soulevés depuis la surface par des mécanismes dynamiques. Une connaissance approfondie permettrait de mieux modéliser leur distribution et leur concentration, et par conséquent d'affiner la compréhension des interactions microphysiques responsables des transitions de précipitations.

3.6 Implications

Cette recherche souligne l'importance d'une caractérisation précise et fine des profils verticaux de température et d'humidité pour mieux comprendre les mécanismes menant à des transitions du type de précipitation. Les résultats mettent en lumière le rôle central joué par la couche de regel, où se produisent des interactions microphysiques essentielles, notamment entre gouttes surfondues et cristaux de glace. De plus, cette étude montre que le taux de précipitations influence directement la fréquence des collisions entre particules, réduisant le libre parcours moyen et favorisant le gel par contact. Ces résultats sont particulièrement pertinents pour l'amélioration de la prévision des transitions de précipitations liquides vers solides.

Sur le plan opérationnel, une meilleure représentation de ces processus dans les modèles numériques du temps pourrait améliorer la fiabilité des prévisions météorologiques hivernales à court terme. L'intégration des critères identifiés (épaisseur minimale de la couche de regel, température minimale inférieure à -5°C , rôle du parcours libre moyen) dans les schémas de microphysique permettrait de mieux anticiper la survenue d'épisodes de pluie verglaçante ou de grésil. Une telle avancée contribuerait à réduire les incertitudes actuelles, particulièrement dans les situations marginales où une petite variation de température détermine la nature de la précipitation.

Les retombées pratiques de ces améliorations seraient majeures pour plusieurs secteurs sensibles. Dans le domaine du transport aérien, une prévision plus fiable des précipitations verglaçantes permettrait d'optimiser les protocoles de dégivrage et de réduire les interruptions d'opérations. Pour le transport terrestre, elle permettrait d'anticiper plus efficacement les risques pour la sécurité routière. Les réseaux électriques, particulièrement vulnérables aux accumulations de glace, bénéficieraient également d'alertes plus précises, réduisant ainsi les coûts liés aux pannes et aux réparations.

Enfin, les résultats de ce mémoire doivent aussi être replacés dans le contexte des changements climatiques. Les projections indiquent une augmentation de la fréquence des profils atmosphériques proches de 0°C dans l'est de l'Amérique du Nord, ce qui pourrait accroître la fréquence des événements de précipitations mixtes. Comprendre en détail les processus microphysiques qui déterminent ces transitions devient donc crucial non seulement pour la prévision immédiate, mais aussi pour anticiper les impacts futurs sur les infrastructures et la société. Ce travail constitue une étape vers une meilleure intégration de la microphysique atmosphérique dans la modélisation climatique et la gestion des risques liés aux événements hivernaux extrêmes.

ANNEXE A

Precipitation-type transition

Table 2.1 provides a detailed summary of the 15 precipitation-type transitions documented during WINTRE-MIX. This table serves as a reference for the main characteristics and environmental conditions associated with each transition event.

Tableau A-1. Summary of the 15 precipitation-type transitions documented during the WINTRE-MIX. The characteristics associated with each precipitation-type transition include the transition category, whether there was complete melting aloft, whether there were ice crystals, the location of the site, the types of precipitation involved during the precipitation-type transition, the start and end of the transition, the launch time of the sounding used to describe the environmental conditions during the precipitation-type transition (closest sounding), and the sounding launched prior to the start of the transition. The abbreviations used are freezing rain (FZRA), ice pellets (PL), snow (SN), freezing drizzle (FZDZ), rain (RA), drizzle (DZ), and graupel (GS). The launch times of the closest sounding and the previous sounding are also indicated.

#	Transition Category	Complete melting aloft?	Ice crystals?	Site	P-type transition	Start	End	Closest sounding	Previous sounding
1	Liquid-to-solid	no	no	Gault	FZRA-to-PL	2022-03-15 03:50	2022-03-15 05:10	2022-03-15 04:00	2022-03-15 02:00
2				Gault	DZ-to-SN	2022-03-12 05:20	2022-03-12 06:30	2022-03-12 06:00	2022-03-12 04:00
3				Gault	FZRA-to - PL	2022-03-08 00:30	2022-03-08 00:40	2022-03-08 01:00	2022-03-08 00:00
4			yes	Plattsburgh	FZRA-to - PL	2022-02-18 05:00	2022-02-18 06:20	2022-02-18 05:00	2022-02-18 03:35
5				Gault	FZRA-to - PL	2022-02-18 02:30	2022-02-18 02:40	2022-02-18 03:35	2022-02-18 01:00
6				Sorel	RA-to -SN	2022-02-03 06:40	2022-02-03 08:10	2022-02-03 07:00	2022-02-03 05:30
7		yes	yes	Sorel	FZRA-to - PL	2022-02-22 21:20	2022-02-22 22:30	2022-02-22 22:00	2022-02-22 20:00

8	Solid-to-liquid	no	no	Sorel	SN-to -RA	2022-03-07 21:50	2022-03-07 22:00	2022-03-07 22:00	2022-03-07 20:00
9				Sorel	PL-to -DZ	2022-03-06 07:30	2022-03-06 09:40	2022-03-06 08:00	2022-03-06 06:20
10			yes	Sorel	PL-to -RA	2022-02-03 02:30	2022-02-03 03:00	2022-02-03 02:30	2022-02-03 01:00
11		yes	yes	Sorel	SN-to - FZRA	2022-02-23 01:50	2022-02-23 04:10	2022-02-23 02:00	2022-02-23 00:00
12				Trois- Rivières	PL-to - FZRA	2022-02-23 03:20	2022-02-23 04:50	2022-02-23 04:00	2022-02-23 02:00
13	Solid-to-Solid	no	no	Sorel	SN-to -PL	2022-03-07 19:30	2022-03-07 19:50	2022-03-07 20:00	2022-03-07 18:00
14			yes	Albany	PL-to -SN	2022-02-18 09:40	2022-02-18 10:00	2022-02-18 09:00	2022-02-18 07:00
15				Gault	PL-to -SN	2022-02-18 07:20	2022-02-18 08:20	2022-02-18 07:00	2022-02-18 05:00

ANNEXE B

Positive and negative area

The variable PA corresponds to the energy associated with the melting layer and is used as a diagnostic tool to forecast precipitation type at the surface. It considers the average temperature and the depth of the melting layer (Bourgouin, 2000). The PA was computed/calculated according to Eq. (B1):

$$PA = cp \bar{T}_l \ln \left(\frac{\theta_{top}}{\theta_{bottom}} \right) \quad (B1)$$

where c_p is the specific heat capacity at a constant pressure, θ_{top} is the potential temperature at the top of the melting layer, θ_{bottom} is the potential temperature at the bottom of the melting layer, and $\bar{T}_l$ is the average temperature in the melting layer (Bourgouin, 2000).

The variable NA corresponds to the energy associated with the subfreezing layer (Bourgouin 2000). Its calculation was similar to PA, according to Eq. (B2):

$$NA = cp \bar{T}_l \ln \left(\frac{\theta_{top}}{\theta_{bottom}} \right). \quad (B2)$$

In this equation, c_p is the same as in Eq. (B1), θ_{top} is the potential temperature at the top of the subfreezing layer, θ_{bottom} is the potential temperature at the surface, and $\bar{T}_l$ is the average temperature in the subfreezing layer.

RÉFÉRENCES

- Ahrens, C. D. (2015). *Meteorology today : An introduction to weather, climate, and the environment*. Cengage Learning Canada Inc.
- Barszcz, A., Milbrandt, J. A., & Thériault, J. M. (2018). Improving the Explicit Prediction of Freezing Rain in a Kilometer-Scale Numerical Weather Prediction Model. *Weather and Forecasting*, 33(3), 767-782. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-17-0136.1>
- Battaglia, A., Rustemeier, E., Tokay, A., Blahak, U., & Simmer, C. (2010). PARSIVEL Snow Observations : A Critical Assessment. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27(2), 333-344. <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1332.1>
- Bennett, W. J. (1913). The sleet storm in northern New York, March 25–27. *Monthly Weather Review*, 41(3), 372-380.
- Bernstein, B. C. (2000). Regional and Local Influences on Freezing Drizzle, Freezing Rain, and Ice Pellet Events. *Weather and Forecasting*, 15(5), 485-508. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2000\)015%253C0485:RALIOF%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2000)015%253C0485:RALIOF%253E2.0.CO;2)
- Billault-Roux, A.-C., Georgakaki, P., Gehring, J., Jaffeux, L., Schwarzenboeck, A., Coutris, P., Nenes, A., & Berne, A. (2023). Distinct secondary ice production processes observed in radar Doppler spectra : Insights from a case study. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 23(17), 10207-10234. <https://doi.org/10.5194/acp-23-10207-2023>
- Birk, K., Lenning, E., Donofrio, K., & Friedlein, M. T. (2021). A Revised Bourgouin Precipitation-Type Algorithm. *Weather and Forecasting*, 36(2), 425-438. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-20-0118.1>
- Bourgouin, P. (2000). A Method to Determine Precipitation Types. *Weather and Forecasting*, 15(5), 583-592. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2000\)015%253C0583:AMTDPT%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2000)015%253C0583:AMTDPT%253E2.0.CO;2)

- Brooks, C. F. (1920). THE NATURE OF SLEET AND HOW IT IS FORMED. *Monthly Weather Review*, 48(2), 69-72. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1920\)48%253C69b:TNOSAH%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1920)48%253C69b:TNOSAH%253E2.0.CO;2)
- Carmichael, H. E., Stewart, R. E., Henson, W., & Thériault, J. M. (2011). Environmental conditions favoring ice pellet aggregation. *Atmospheric Research*, 101(4), 844-851. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.05.015>
- Carrera, M. L., Gyakum, J. R., & Lin, C. A. (2009). Observational Study of Wind Channeling within the St. Lawrence River Valley. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(11), 2341-2361. <https://doi.org/10.1175/2009JAMC2061.1>
- Changnon, S. A. (2003). Characteristics of Ice Storms in the United States. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 42(5), 630-639. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042%253C0630:COISIT%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042%253C0630:COISIT%253E2.0.CO;2)
- Chartrand, J., Thériault, J. M., & Marinier, S. (2023). Freezing Rain Events that Impacted the Province of New Brunswick, Canada, and Their Evolution in a Warmer Climate. *Atmosphere-Ocean*, 61(1), 40-56. <https://doi.org/10.1080/07055900.2022.2092444>
- Chen, B., Hu, W., & Pu, J. (2011). Characteristics of the raindrop size distribution for freezing precipitation observed in southern China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D6). <https://doi.org/10.1029/2010JD015305>
- Coleman, T., Murphy, T., Knupp, K., Carey, L., & Anderson, M. (2014). Extensive observations of the transition region of a winter storm. *Journal of Operational Meteorology*, 2(1), 1-12. <https://doi.org/10.15191/nwajom.2014.0201>
- Connolly, P. J., Emersic, C., & Field, P. R. (2012). A laboratory investigation into the aggregation efficiency of small ice crystals. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(4), 2055-2076. <https://doi.org/10.5194/acp-12-2055-2012>

- Cortinas Jr., J. V., Bernstein, B. C., Robbins, C. C., & Walter Strapp, J. (2004). An Analysis of Freezing Rain, Freezing Drizzle, and Ice Pellets across the United States and Canada : 1976–90. *Weather and Forecasting*, 19(2), 377-390. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2004\)019%253C0377:AAOFRF%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2004)019%253C0377:AAOFRF%253E2.0.CO;2)
- Czys, R. R., Scott, R. W., Tang, K. C., Przybylinski, R. W., & Sabones, M. E. (1996). A Physically Based, Nondimensional Parameter for Discriminating between Locations of Freezing Rain and Ice Pellets. *Weather and Forecasting*, 11(4), 591-598. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1996\)011%253C0591:APBNPF%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1996)011%253C0591:APBNPF%253E2.0.CO;2)
- Dai, A. (2008). Temperature and pressure dependence of the rain-snow phase transition over land and ocean : RAIN-SNOW PHASE TRANSITION. *Geophysical Research Letters*, 35(12), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008GL033295>
- DeGaetano, A. T. (2000). Climatic Perspective and Impacts of the 1998 Northern New York and New England Ice Storm. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(2), 237-254. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2000\)081%253C0237:CPAIOT%253E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2000)081%253C0237:CPAIOT%253E2.3.CO;2)
- Degelia, S. K., Christian, J. I., Basara, J. B., Mitchell, T. J., Gardner, D. F., Jackson, S. E., Ragland, J. C., & Mahan, H. R. (2016). An overview of ice storms and their impact in the United States : AN OVERVIEW OF ICE STORMS AND THEIR IMPACT IN THE UNITED STATES. *International Journal of Climatology*, 36(8), 2811-2822. <https://doi.org/10.1002/joc.4525>
- Donaldson, N. R., & Stewart, R. E. (1993). On the influence of trajectories on precipitation type characteristics in winter storms. *On the influence of trajectories on precipitation type characteristics in winter storms*, 66(1-2), 125-136.
- Dore, M. H. I. (2003). Forecasting the Conditional Probabilities of Natural Disasters in Canada as a Guide for Disaster Preparedness. *Natural Hazards*, 28(2), 249-269. <https://doi.org/10.1023/A:1022978024522>

- Ferrier, B. S. (1994). A Double-Moment Multiple-Phase Four-Class Bulk Ice Scheme. Part I : Description. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(2), 249-280. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051%253C0249:ADMMPF%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051%253C0249:ADMMPF%253E2.0.CO;2)
- Field, P. R., Lawson, R. P., Brown, P. R. A., Lloyd, G., Westbrook, C., Moisseev, D., Miltenberger, A., Nenes, A., Blyth, A., Choularton, T., Connolly, P., Buehl, J., Crosier, J., Cui, Z., Dearden, C., DeMott, P., Flossmann, A., Heymsfield, A., Huang, Y., ... Sullivan, S. (2017). Secondary Ice Production : Current State of the Science and Recommendations for the Future. *Meteorological Monographs*, 58(1), 7.1-7.20. <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPH-S-D-16-0014.1>
- Fraser, D., Bigras, È., Gyakum, J., Lachapelle, M., Meunier, V., Thériault, J., Thompson, H., Girouard, M., Low, Y., & Wray, J. (2022). *WINTRE-MIX : CFI Climate Sentinels Gault Parsivel Disdrometer Data. Version 1.0* (Version 1.0, p. 1 data file, 1 ancillary/documentation file, 1812 MiB) [NetCDF: Network Common Data Form (application/x-netcdf)]. UCAR/NCAR - Earth Observing Laboratory. <https://doi.org/10.26023/CD06-MT3X-240W>
- Gibson, S. R., & Stewart, R. E. (2007). Observations of ice pellets during a winter storm. *Atmospheric Research*, 85(1), 64-76. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2006.11.004>
- Gibson, S. R., Stewart, R. E., & Henson, W. (2009). On the variation of ice pellet characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 114(D9), D09207. <https://doi.org/10.1029/2008JD011260>
- Gunn, K. L. S., & Marshall, J. S. (1958). THE DISTRIBUTION WITH SIZE OF AGGREGATE SNOWFLAKES. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 15(5), 452-461. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1958\)015%253C0452:TDWSOA%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1958)015%253C0452:TDWSOA%253E2.0.CO;2)
- Hallett, J., & Mossop, S. C. (1974). Production of secondary ice particles during the riming process. *Nature*, 249(5452), Article 5452. <https://doi.org/10.1038/249026a0>
- Han, B., Minder, J. R., Winters, A., Baiman, R., Thériault, J., Lachapelle, M., Gyakum, J., & Wray, J. (2022). *WINTRE-MIX : Manual Hydrometeor Observation Reports. Version 1.0* (Version 1.0, p. 11 data

- files, 2 ancillary/documentation files, 311 KiB) [TAR: Unix Tape ARchive (TAR) Format File (application/x-tar)]. [object Object]. <https://doi.org/10.26023/68S9-0EBB-5A0D>
- Heymsfield, A. J. (1982). *A Comparative Study of the Rates of Development of Potential Graupel and Hail Embryos in High Plains Storms*. https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/39/12/1520-0469_1982_039_2867_acsotr_2_0_co_2.xml
- Heymsfield, A. J., Bansemer, A., Theis, A., & Schmitt, C. (2021). Survival of Snow in the Melting Layer : Relative Humidity Influence. *Journal of the Atmospheric Sciences*. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0353.1>
- Houston, T. G., & Changnon, S. A. (2007). Freezing rain events : A major weather hazard in the conterminous US. *Natural Hazards*, 40(2), 485-494. <https://doi.org/10.1007/s11069-006-9006-0>
- Huffman, G. J., & Norman Jr, G. A. (1988). The supercooled warm rain process and the specification of freezing precipitation. *Monthly weather review*, 116(11), 2172-2182.
- Kanji, Z. A., Ladino, L. A., Wex, H., Boose, Y., Burkert-Kohn, M., Cziczo, D. J., & Krämer, M. (2017). Overview of Ice Nucleating Particles. *Meteorological Monographs*, 58, 1.1-1.33. <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHIS-D-16-0006.1>
- Keinert, A., Spannagel, D., Leisner, T., & Kiselev, A. (2020). *Secondary Ice Production upon Freezing of Freely Falling Drizzle Droplets*. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0081.1>
- Korolev, A., McFarquhar, G., Field, P. R., Franklin, C., Lawson, P., Wang, Z., Williams, E., Abel, S. J., Axisa, D., Borrmann, S., Crosier, J., Fugal, J., Krämer, M., Lohmann, U., Schlenczek, O., Schnaiter, M., & Wendisch, M. (2017). *Mixed-Phase Clouds : Progress and Challenges*. <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHIS-D-17-0001.1>
- Lachapelle, M., Girouard, M., Thompson, H., & Thériault, J. (2022). *WINTRE-MIX : Trois-Rivieres Parsivel Disdrometer Data. Version 1.0* (Version 1.0, p. 1 data file, 2 ancillary/documentation files, 1320

- MiB) [NetCDF: Network Common Data Form (application/x-netcdf)]. UCAR/NCAR - Earth Observing Laboratory. <https://doi.org/10.26023/7XA0-EV5N-990K>
- Lachapelle, M., Han, B., Minder, J. R., Winters, A., Baiman, R., Thériault, J., Gyakum, J., & Wray, J. (2022). *WINTRE-MIX : Manual Hydrometeor Photographs Dataset. Version 1.0* (Version 1.0, p. 33 data files, 1 ancillary/documentation file, 41 GiB) [ZIP: PKZIP (application/zip)]. [object Object]. <https://doi.org/10.26023/D0SE-720B-K60J>
- Lachapelle, M., Nichman, L., Girouard, M., Nguyen, C., Ranjbar, K., Bliankinshtein, N., Bala, K., Thériault, J. M., French, J. R., Minder, J. R., & Wolde, M. (2025). Airborne and Ground Measurements for Vertical Profiling of Secondary Ice Production during Ice Pellet Precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 82(3), 559-583. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-24-0117.1>
- Lachapelle, M., & Thériault, J. M. (2022). Characteristics of Precipitation Particles and Microphysical Processes during the 11–12 January 2020 Ice Pellet Storm in the Montréal Area, Québec, Canada. *Monthly Weather Review*, 150(5), 1043-1059. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-21-0185.1>
- Lachapelle, M., Thompson, H. D., Leroux, N. R., & Thériault, J. M. (2023). Measuring ice pellets and refrozen wet snow using a laser-optical disdrometer. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 1(aop). <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-22-0202.1>
- Langleben, M. P. (1954). The terminal velocity of snowflakes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 80(344), 174-181. <https://doi.org/10.1002/qj.49708034404>
- Lauber, A., Kiselev, A., Pander, T., Handmann, P., & Leisner, T. (2018). Secondary Ice Formation during Freezing of Levitated Droplets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75(8), 2815-2826. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-18-0052.1>

- Leisner, T. (2014, juillet 7). *Secondary ice processes upon heterogeneous freezing of cloud droplets*. 14th Conference on Cloud Physics/14th Conference on Atmospheric Radiation/Anthony Slingo Symposium. <https://ams.confex.com/ams/14CLOUD14ATRAD/webprogram/Paper250221.html>
- Löffler-Mang, M., & Joss, J. (2000). An Optical Disdrometer for Measuring Size and Velocity of Hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(2), 130-139.
[https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017%253C0130:AODFMS%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017%253C0130:AODFMS%253E2.0.CO;2)
- Magono, C., & Lee, C. W. (1966). *Meteorological Classification of Natural Snow Crystals*.
- Marshall, J. S. (1948). The distribution of raindrops with size. *J. meteor.*, 5, 165-166.
- Matsuo, T., & Sasyo, Y. (1981). Non-Melting Phenomena of Snowflakes Observed in Subsaturated Air below Freezing Level. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 59(1), 26-32.
https://doi.org/10.2151/jmsj1965.59.1_26
- McCray, C. D., Atallah, E. H., & Gyakum, J. R. (2019). Long-Duration Freezing Rain Events over North America : Regional Climatology and Thermodynamic Evolution. *Weather and Forecasting*, 34(3), 665-681. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-18-0154.1>
- McFarquhar, G. M., & List, R. (1991). The Raindrop Mean Free Path and Collision Rate Dependence on Rainrate for Three-Peak Equilibrium and Marshall–Palmer Distributions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(17), 1999-2003. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1991\)048%253C1999:TRMFPA%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1991)048%253C1999:TRMFPA%253E2.0.CO;2)
- Meisinger, C. L. (1920). The precipitation of sleet and the formation of glaze in the eastern United States, January 20 to 25, 1920, with remarks on forecasting. *Monthly Weather Review*, 48(2), 73-80.
- Mekis, E., Stewart, R. E., Theriault, J. M., Kochtubajda, B., Bonsal, B. R., & Liu, Z. (2020). Near-0°C surface temperature and precipitation type patterns across Canada. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(4), 1741-1761. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1741-2020>

- Meyers, M. P., DeMott, P. J., & Cotton, W. R. (1992). *New Primary Ice-Nucleation Parameterizations in an Explicit Cloud Model*. https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/31/7/1520-0450_1992_031_0708_npinpi_2_0_co_2.xml
- Michelson, D. (2023). *WINTRE-MIX : Sorel, QC OTT Parsivel2 Disdrometer Data. Version 0.1* (Version 0.1, p. 164 data files, 1 ancillary/documentation file, 1022 MiB) [ASCII: ASCII Text (text/plain)]. [object Object]. <https://doi.org/10.26023/2ATQ-PPKD-D80W>
- Minder, J. R., Bain, N., Bartolini, W., Jr., K., & McKim, S. (2022). *WINTRE-MIX : NYSM Chazy, NY Parsivel Disdrometer Data. Version 1.0* (Version 1.0, p. 100 data files, 2 ancillary/documentation files, 4 GiB) [NetCDF: Network Common Data Form (application/x-netcdf)]. UCAR/NCAR - Earth Observing Laboratory. <https://doi.org/10.26023/KRFX-TMZW-JJ0W>
- Minder, J. R., Bassill, N., Fabry, F., French, J. R., Friedrich, K., Gultepe, I., Gyakum, J., Kingsmill, D. E., Kosiba, K., Lachapelle, M., Michelson, D., Nichman, L., Nguyen, C., Thériault, J. M., Winters, A. C., Wolde, M., & Wurman, J. (2023a). P-Type Processes and Predictability : The Winter Precipitation Type Research Multiscale Experiment (WINTRE-MIX). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 104(8), E1469-E1492. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-22-0095.1>
- Minder, J. R., Bassill, N., Fabry, F., French, J. R., Friedrich, K., Gultepe, I., Gyakum, J., Kingsmill, D. E., Kosiba, K., Lachapelle, M., Michelson, D., Nichman, L., Nguyen, C., Thériault, J. M., Winters, A. C., Wolde, M., & Wurman, J. (2023b). *P-Type Processes and Predictability : The Winter Precipitation Type Research Multiscale Experiment (WINTRE-MIX)*. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-22-0095.1>
- Morrison, H., Lier - Walqui, M., Fridlind, A. M., Grabowski, W. W., Harrington, J. Y., Hoose, C., Korolev, A., Kumjian, M. R., Milbrandt, J. A., Pawlowska, H., Posselt, D. J., Prat, O. P., Reimel, K. J., Shima, S., Diedenhoven, B., & Xue, L. (2020). Confronting the Challenge of Modeling Cloud and

- Precipitation Microphysics. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(8).
<https://doi.org/10.1029/2019MS001689>
- Phillips, V. T. J., Andronache, C., Christner, B., Morris, C. E., Sands, D. C., Bansemer, A., Lauer, A., McNaughton, C., & Seman, C. (2009). Potential impacts from biological aerosols on ensembles of continental clouds simulated numerically. *Biogeosciences*, 6(6), 987-1014.
<https://doi.org/10.5194/bg-6-987-2009>
- Phillips, V. T. J., Patade, S., Gutierrez, J., & Bansemer, A. (2018). Secondary Ice Production by Fragmentation of Freezing Drops : Formulation and Theory. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75(9), 3031-3070. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0190.1>
- Rasmussen, R. M., Vivekanandan, J., Cole, J., Myers, B., & Masters, C. (1999). The Estimation of Snowfall Rate Using Visibility. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 38(10), 1542-1563.
[https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1999\)038%253C1542:TEOSRU%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1999)038%253C1542:TEOSRU%253E2.0.CO;2)
- Rauber, R. M., Olthoff, L. S., Ramamurthy, M. K., & Kunkel, K. E. (2000). The Relative Importance of Warm Rain and Melting Processes in Freezing Precipitation Events. *Journal of Applied Meteorology*, 39(7), 1185-1195. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039%253C1185:TRIOWR%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039%253C1185:TRIOWR%253E2.0.CO;2)
- Rauber, R. M., Olthoff, L. S., Ramamurthy, M. K., & Kunkel, K. E. (2001). Further Investigation of a Physically Based, Nondimensional Parameter for Discriminating between Locations of Freezing Rain and Ice Pellets. *Weather and Forecasting*, 16(1), 185-191. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2001\)016%253C0185:FIOAPB%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2001)016%253C0185:FIOAPB%253E2.0.CO;2)
- Reeves, H. D. (2016). The Uncertainty of Precipitation-Type Observations and Its Effect on the Validation of Forecast Precipitation Type. *Weather and Forecasting*, 31(6), 1961-1971.
<https://doi.org/10.1175/WAF-D-16-0068.1>

- Sankaré, H., & Thériault, J. M. (2016). On the relationship between the snowflake type aloft and the surface precipitation types at temperatures near 0 °C. *Atmospheric Research*, 180, 287-296. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.06.003>
- Seidel, J. S., Kiselev, A., Keinert, A., Stratmann, F., Leisner, T., & Hartmann, S. (2023). *Secondary Ice Production – No Evidence of Efficient Rime-Splintering Mechanism*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-2891>
- Stewart, R. E. (1992). Precipitation Types in the Transition Region of Winter Storms. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(3), 287-296. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1992\)073%253C0287:PTITTR%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1992)073%253C0287:PTITTR%253E2.0.CO;2)
- Stewart, R. E., Bachand, D., Dunkley, R. R., Giles, A. C., Lawson, B., Legal, L., Miller, S. T., Murphy, B. P., Parker, M. N., Paruk, B. J., & Yau, M. K. (1995). Winter storms over Canada. *Atmosphere-Ocean*, 33(2), 223-247. <https://doi.org/10.1080/07055900.1995.9649533>
- Stewart, R. E., & Crawford, R. W. (1995). Some characteristics of the precipitation formed within winter storms over eastern Newfoundland. *Atmospheric Research*, 36(1), 17-37. [https://doi.org/10.1016/0169-8095\(94\)00004-W](https://doi.org/10.1016/0169-8095(94)00004-W)
- Stewart, R. E., & King, P. (1987). Rain–Snow Boundaries over Southern Ontario. *Monthly Weather Review*, 115(9), 1894-1907. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115%253C1894:RBOSO%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115%253C1894:RBOSO%253E2.0.CO;2)
- Stewart, R. E., Thériault, J. M., & Henson, W. (2015). On the Characteristics of and Processes Producing Winter Precipitation Types near 0°C. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(4), 623-639. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00032.1>
- Thériault, J. M., Stewart, R. E., & Henson, W. (2010). On the Dependence of Winter Precipitation Types on Temperature, Precipitation Rate, and Associated Features. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(7), 1429-1442. <https://doi.org/10.1175/2010JAMC2321.1>

- Thériault, J. M., Stewart, R. E., & Henson, W. (2012). Impacts of terminal velocity on the trajectory of winter precipitation types. *Atmospheric Research*, 116, 116-129.
<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.03.008>
- Tokay, A., Wolff, D. B., & Petersen, W. A. (2014). Evaluation of the New Version of the Laser-Optical Disdrometer, OTT Parsivel2. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31(6), 1276-1288.
<https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00174.1>
- Winters, A., Minder, J. R., Han, B., Thériault, J., Lachapelle, M., Gyakum, J., Wray, J., & Baiman, R. (2022). *WINTRE-MIX Field Collected Sounding Data. Version 4.0* (Version 4.0, p. 179 data files, 6 ancillary/documentation files, 115 MiB) [ASCII: ASCII Text (text/plain), CSV: Comma Separated Value (text/csv)]. [object Object]. <https://doi.org/10.26023/DN6Q-VKKE-V002>
- Yuter, S. E., Kingsmill, D. E., Nance, L. B., & Löffler-Mang, M. (2006). Observations of Precipitation Size and Fall Speed Characteristics within Coexisting Rain and Wet Snow. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(10), 1450-1464. <https://doi.org/10.1175/JAM2406.1>
- Zerr, R. J. (1997). Freezing Rain : An Observational and Theoretical Study. *Journal of Applied Meteorology*, 36(12), 1647-1661. [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0450\(1997\)036<1647:FRAOAT>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0450(1997)036<1647:FRAOAT>2.0.CO;2)