

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LE RÉGIME THERMIQUE D'UN TALUS D'ÉBOULIS À GROS BLOCS :
FONCTIONNEMENT ET IMPACTS ENVIRONNEMENTAUX, CANNON CLIFF,
NEW HAMPSHIRE, ÉTATS-UNIS.

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

JEAN-FRANÇOIS MILOT

JUIN 2020

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.10-2015). 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

Les mots ne suffisent pas pour exprimer toute la gratitude que j'ai envers mon directeur de maîtrise, Daniel Germain. Malgré une longue pause de ma part, tu n'as jamais cessé de croire en mes capacités à mener à bien ce projet. Merci de m'avoir transmis ta passion pour le terrain et la géomorphologie. Tes conseils ont toujours été précieux pour moi et j'aime à penser que cela m'a permis de grandir en tant que personne et futur professionnel.

Un merci spécial à Louis Bouchard qui a vu mon projet initial se faire engloutir par le talus et qui m'a épaulé quand j'ai eu à élaborer une métho à même le terrain! Des remerciements aussi à Jean-Phillipe Martin pour ses précieux conseils sur le terrain, et Mathieu Gratton pour son efficacité à manier une sciote dans n'importe quel environnement hostile... Je pense aussi à Annie Lagadec, Annie-Claude Robitaille, Éric Leduc, Marc-André Hurtubise, Nancy Horth, Pénélope Leclerc, Sébastien Roy, Simon Williams, Stéphanie Mercier, Stéphanie Morin, Rémy Cormier et toute la gang de géo, je ne sais pas comment vous remercier pour votre dévouement sur le terrain! Aussi, je ne veux pas oublier Simon Ouellet qui, je ne sais pas comment, a su endurer tous mes états d'âme durant ces longues années, je t'en dois une l'ami! Je ressors de mon passage à l'UQAM la tête remplie de bonnes anecdotes, tant sur Cannon Cliff, au département, que sur le chemin du retour... Quelle belle gang!

Enfin, un merci tout spécial à chacun des membres de ma famille, qui à leur façon ont facilité la réalisation de ce projet. Merci de m'avoir donné du temps de qualité et un environnement parfait pour la rédaction. Un merci supplémentaire pour votre écoute et vos encouragements. Je vous aime!

On se voit bientôt sur une montagne!

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
RÉSUMÉ	xv
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I Revue de la littérature	5
1.1 La notion de pergélisol	5
1.2 Les talus d'éboulis froids.....	8
1.2.1 Survol historique et caractéristiques	8
1.2.2 Les facteurs de contrôle thermique	13
1.2.2.1 Les caractéristiques du terrain.....	15
1.2.2.2 Les propriétés du manteau neigeux.....	17
1.2.2.3 La couche active.....	19
1.2.3 La dynamique de fonctionnement.....	26
1.2.3.1 L'effet de la conduction	27
1.2.3.2 L'effet de Balch.....	27
1.2.3.3 L'effet de cheminée.....	28
1.3 Conclusion.....	29
CHAPITRE II Site d'étude	31
2.1 Géologie, géomorphologie et végétation.....	33
2.2 Cannon Cliff	34
CHAPITRE III Méthodologie.....	37
3.1 Choix du site et cartographie	37
3.2 Caractérisation du terrain.....	40
3.2.1 Couverture végétale	40

3.2.2	Microtopographie et répartition du couvert nival	41
3.2.3	Régime d'enneigement.....	42
3.3	Anomalie thermique	44
3.3.1	Sonde BTS et caméra thermique.....	44
3.3.2	Profil thermique	45
3.4	Impacts dendroécologiques	46
3.4.1	Préparation des échantillons et analyses en laboratoire	48
3.4.2	Recensement des anomalies dendromorphométriques.....	49
3.4.2.1	Indice de sphéricité	50
3.4.2.2	Indice d'excentricité.....	50
3.5	Impacts géomorphologiques.....	51
CHAPITRE IV Résultats		55
4.1	Caractérisation du terrain.....	55
4.1.1	Couverture végétale	55
4.1.2	Répartition du couvert nival.....	58
4.2	Anomalie thermique	63
4.2.1	Sonde BTS et caméra thermique.....	63
4.2.1.1	Imagerie thermique estivale	63
4.2.1.2	Imagerie thermique hivernale	66
4.2.2	Profil thermique	71
4.3	Impacts environnementaux.....	79
4.3.1	Impacts dendroécologiques.....	79
4.3.1.1	Indicateurs dendromorphométriques.....	82
4.3.2	Impacts géomorphologiques	87
CHAPITRE V Discussion.....		91
5.1	Présence d'une anomalie thermique : un éboulis ventilé froid?	91
5.1.1	Une granulométrie et une topographie idéale	93
5.1.2	Un régime d'enneigement-déneigement favorable	94

5.1.3	Un effet de rétroaction liée à une végétation adaptée	96
5.2	Fonctionnement de l'éboulis ventilé à Cannon Cliff.....	97
5.4	Impacts écologiques et géomorphologiques	104
CONCLUSION.....		107
BIBLIOGRAPHIE		111

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Publications recensées portant sur les talus d'éboulis froids en fonction de leur provenance pour la période de 1990 à 2020	12
1.2 Publications recensées portant sur les talus d'éboulis froids pour la période de 1990 à 2020.....	13
1.3 Relation simplifiée entre l'atmosphère et le toit du pergélisol : principaux paramètres et variables du bilan d'énergie et sources possibles de décalage thermique (Delaloye, 2004)	15
2.1 Terrain d'étude sur le talus d'éboulis à gros blocs, Cannon Cliff 2018	32
2.2 Diagramme ombrothermique de la région de Franconia dans les White Mountain (www.weather-us.com)	33
2.3 Talus d'éboulis de Cannon Cliff, New Hampshire, États-Unis. Photo de Jean-François Milot (2012).....	35
3.1 Cartographie du site d'étude montrant l'emplacement des placettes T1 à T8.....	39
3.2 Caméra time-lapse Spypoint HD10 avec une résolution de 10 mégapixels	42
3.3 Empreinte de la photo captée par la caméra time-lapse.....	43
3.4 Socle en bois permettant de protéger le i-button durant la récolte de données. À droite, on observe une installation intérieure et à gauche une installation extérieure.....	46

3.5	Échantillons sous la forme d'une section transversale pour les arbres perturbés et de carottes réalisées avec une sonde de Pressler pour les arbres de références.	58
3.6	Représentation des différentes mesures dendrométriques prises sur les échantillons.....	50
3.7	Utilisation du marteau de Schmidt sur les roches situées à l'intérieur de la zone froide.....	52
4.1	Forte présence de végétation azonale (thé du Labrador, épinette noire, if du Canada, mousse et lichen) au centre de la placette T6.	56
4.2	Répartition de la végétation atypique pour les placettes T1 à T8. La valeur en pourcentage correspond à la présence de végétation atypique. Pour chacun des axes géographiques (nord, sud, est et ouest), l'espace observé correspond à un quart-de-cercle. À titre d'exemple, une observation franc nord correspond à un arc de 90° (315° à 45°).....	57
4.3	Sélection de photographies montrant l'évolution de la couverture de neige sur la zone froide. Le cadre de la photo permet d'observer les placettes T4 (haut de la photo) à T6 (bas de la photo). Un graphique de la température extérieure (température moyenne journalière de 6,05°C) permet de situer les photos dans le temps pour l'hiver 2014.....	60
4.4	Les transects d'épaisseur de neige ont été effectués le 4 mars 2014. La surface de la couverture de neige est représentée par la valeur 0 sur les graphiques.....	62
4.5	Cartographie des résurgences de glace (25) et des trous d'air chaud (13).....	64
4.6	Glaces résiduelles estivales. Date : 3 août 2013 (a) et 18 juin 2019 (b et c)	65
4.7	Photographie thermique prise le 3 août 2013. a) Amont de la zone thermique négative avec une valeur minimale de 6,2 °C. b) Cœur de la zone froide du site avec une température minimale de 2,7 °C. c) Section en aval de la zone thermique avec une température minimale de 16,9 °C	66

4.8	Photographie d'un trou d'aération d'air chaud. L'air chaud et humide de l'intérieur du talus gel au contact de l'air froid extérieur formant un beigne de givre d'environ 10 cm de diamètre.....	68
4.9	Imagerie thermique et RGB de tous les trous d'aération hivernale recensés lors de l'excursion du 2 mars 2014	69
4.10	Représentation du nombre de trous d'aération en fonction de leur emplacement sur le site et de la saison (air froid = saison estivale et air chaud = saison hivernale)	70
4.11	Profils thermiques des capteurs de type i-button placés à l'intérieur de la placette T2 (en haut) et de la placette T6 (en bas). Les barres transversales délimitent les phases du régime thermique	73
4.12	Profils thermiques des capteurs de type i-button placés à l'intérieur de la placette T7 (en haut) et de la placette T8 (en bas). Les barres transversales délimitent les phases du régime thermique	76
4.13	En haut : vue d'ensemble de tous les capteurs thermiques de type i-button placé sur le site d'étude. En bas : profil thermique du capteur i-button placé à l'intérieur de la placette T8 durant la saison 2018–2019. Les barres transversales délimitent les phases du régime thermique	77
4.14	Moyenne annuelle de la croissance des cernes pour les arbres perturbés et de référence.....	79
4.15	Localisation géographique des arbres échantillonnés sur le site d'étude.....	80
4.16	Croissance radiale moyenne annuelle standardisée pour les arbres perturbés et les arbres de référence pour la période 1943-2013	81
4.17	Représentation statistique de la croissance radiale pour les deux populations d'arbres échantillonnés. La moyenne représentée par un \bar{x} est de 0,49 mm pour les arbres perturbés et de 1.04 pour les arbres de référence	82

4.18	Données dendromorphométriques des arbres échantillonnés sur le site d'étude : a) rapport entre le rayon minimum et maximum; b) rapport entre le DHP minimum et maximum; c) indice d'excentricité par rapport à la moyenne et d) indice de sphéricité par rapport à la moyenne.....	84
4.19	Représentation graphique du décalage du coeur des arbres échantillonnés par rapport au centre théorique	86
4.20	Données dendromorphométriques des arbres échantillonnés sur le site d'étude : rapport entre l'indice d'excentricité et l'indice de sphéricité	87
4.21	Graphique représentant les valeurs de résistance R permettant de déterminer une altération relative entre les différents environnements présents sur le talus d'éboulis. Les valeurs pour les zones froides et références représentent la moyenne totale de chacune des deux zones	89
5.1	Modèle conceptuel de la dynamique thermique du talus d'éboulis de Cannon Cliff. Le dégradé de couleur permet de mieux visualiser l'intensité de la variable en fonction de la période	103

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
4.1 Représentation de la couverture végétale (en %)	58
4.2 Statistique des températures (°C) issues de l'imagerie thermique	70
4.3 Statistiques des températures (°C) de l'ensemble des capteurs thermiques situés sur le site d'étude durant la période 2013 - 2014	78
4.4 Statistiques des températures (°C) du capteur thermique situé sur le site d'étude durant la période 2018 - 2019	78
4.5 Statistiques dendrométriques des arbres échantillonnés. Les valeurs sont exprimées en mm à l'exception du degré décalage qui est en degré (°)	83
4.6 Altération du granite en fonction de son environnement (R = résistance relative). T5 et T6 il s'agit du même bloc granitique couvrant les deux placettes	88
5.1 Synthèse des caractéristiques de terrain du site étudié. Les valeurs présentées dans le tableau correspondent à leur unité de mesure respective et utilisée lors de l'analyse. Afin d'en faciliter l'interprétation, une gradation de couleur a été appliquée suggérant la présence et l'intensité d'un décalage thermique le cas échéant	94

RÉSUMÉ

Les talus d'éboulis froids sont décrits dans la littérature scientifique comme étant des îlots de pergélisol situés en dessous de la limite alpine inférieure du pergélisol. Différents facteurs de contrôle thermique tels que la topographie, l'exposition, la pente, la granulométrie des dépôts, la radiation solaire et la redistribution de la neige s'avèrent généralement insuffisants pour expliquer complètement la présence de ces anomalies thermiques. Ainsi, la démonstration d'une dynamique tant spatiale que temporelle de processus tels que le « *Balch effect* » (processus de ventilation par convection horizontale) et le « *Chimney effect* » (processus de ventilation induit par la convection latérale) permettent une meilleure compréhension du phénomène. Quoiqu'il en soit, ces anomalies thermiques sont assez puissantes pour abaisser la température du sol au point de préserver la glace durant la saison estivale, comme cela est rapporté dans les Alpes suisses, les Tatras polonaises, les Alpes japonaises, etc. Le suivi des conditions thermiques à la surface et sous la surface de l'éboulis couplé à plusieurs analyses dendroécologiques permettent de dresser un portrait environnemental des impacts et de la portée du phénomène.

Mots-clés : talus d'éboulis froid, pergélisol, anomalie thermique, montagne, New Hampshire

INTRODUCTION

Les talus d'éboulis sont, en général, considérés comme des environnements dynamiques dont les caractéristiques résultent du démantèlement d'une paroi rocheuse, de l'accumulation de débris en contrebas et de leur remobilisation par différents processus géomorphologiques (Church et coll., 1979; Gardner, 1973). La nature variée des talus d'éboulis est donc redevable au contexte lithologique, certes, mais aussi au climat puisque les processus géomorphologiques en sont intrinsèquement dépendants (Luckman, 1988). En effet, tant le démantèlement de la paroi que les différents processus géomorphologiques (p. ex. avalanches de neige, coulées de pierres glacées, coulées de débris) – permettant le transit des fragments rocheux de l'amont vers l'aval – sont liés aux conditions climatiques (température, précipitation) régissant ainsi la dynamique des talus d'éboulis (Goudie, 2003). En climat tempéré froid, la succession rapide de situations météorologiques contrastées favorisent des dynamiques originales de transits sédimentaires (Hétu et Vandelac, 1989; Hétu et coll., 1994), surtout en ce qui concerne les talus d'éboulis à granulométrie fine. Dans cette perspective, les talus d'éboulis peuvent s'avérer de bons indicateurs des changements climatiques (Lafortune, 1997; Germain et Hétu, 2016; Luethi et Phillips, 2016). Il n'est donc pas surprenant qu'ils aient fait l'objet de nombreuses études rhéologiques (Francou, 1982), écologiques (Hétu, 1990; Lafortune, 1997) et thermiques (Delaloye, 2004; Lambiel, 2006; Scappoza, 2008; Morard, 2011). Les connaissances sont nombreuses et permettent à travers une meilleure compréhension de la dynamique de ces talus – souvent évoquée dans un contexte de métastabilité des conditions environnementales – de constater que la moindre perturbation climatique peut avoir des répercussions significatives.

En parallèle à ces efforts de recherche, l'intérêt de plus en plus marqué au sein de la littérature scientifique pour l'étude du pergélisol atypique, notamment les talus d'éboulis froids, a connu un fort développement au cours des deux dernières décennies avec plusieurs travaux réalisés dans les Alpes suisses (e.g. Delaloye, 2004; Lambiel, 2006; Morard, 2011). Les talus d'éboulis froids sont généralement présentés dans la littérature scientifique comme étant des îlots de pergélisol situés en dessous de la limite altitudinale du pergélisol discontinu. Une limite d'ailleurs souvent utilisée comme témoin sensible des changements climatiques. Les facteurs de contrôle thermique tels que la topographie, l'orientation, la granulométrie, l'enneigement, etc. s'avèrent néanmoins insuffisants pour expliquer en totalité la présence de ces anomalies thermiques négatives. Ainsi, la démonstration d'une dynamique tant spatiale que temporelle de processus tels que le « *Balch effect* » (processus de ventilation par convection horizontale; Balch, 1900) et le « *Chimney effect* » (processus de ventilation induit par la convection latérale; Delaloye, 2004; Lambiel, 2006) permettent une meilleure compréhension du phénomène. À l'heure actuelle, il ne semble pas y avoir de véritables efforts quant à l'importance de dresser avec précision une définition d'un talus d'éboulis froid. On le présente souvent comme un environnement propice au pergélisol atypique au même titre que les glaciers rocheux inactifs et/ou fossiles et les autres formations sédimentaires lâches. Quoi qu'il en soit, Delaloye et coll. (2003) ainsi que Dorthe et Morard (2007) proposent la définition suivante :

... formation sédimentaire poreuse se rencontrant à toute altitude et caractérisée par la présence d'une anomalie thermique négative (refroidissement) dans sa partie basse et d'une anomalie thermique positive (réchauffement) dans sa partie haute par rapport à la température moyenne annuelle de l'air. L'anomalie est causée par un mécanisme de circulation d'air interne (tube à vent, effet de cheminée)...
(Dorthe et Morard, 2007, p.13)

Cette définition basée pour l'essentiel sur l'aspect thermique est, certes, un premier pas fort attendu, néanmoins elle soulève plusieurs interrogations à savoir notamment l'importance relative des différents paramètres environnementaux. Est-ce vraiment la circulation d'air interne qui régit cette anomalie thermique en surface? Si oui, de quelle nature est-elle et comment fonctionne-t-elle? N'y a-t-il pas d'autres phénomènes internes ou externes pouvant expliquer ou amplifier ces anomalies thermiques? Existe-t-il une relation entre la végétation et l'anomalie thermique? Enfin, cette définition ne devrait-elle pas être un peu plus holistique?

Étudiés en contexte alpin et subalpin et décrits comme des îlots de pergélisol atypique, les talus d'éboulis froids suscitent un grand intérêt scientifique, ne serait-ce qu'en raison des impacts qu'ils infèrent à leur environnement immédiat. Mais quand est-il du même phénomène à très basse altitude (p. ex. étage montagnard) et dépourvu de sommets sus-jacents avec pergélisol? Il est effectivement intéressant de noter que peu de chercheurs se sont intéressés au contexte écologique des talus d'éboulis froids. Les montagnes appalachiennes renferment de nombreux massifs d'une altitude avoisinant les 1200 mètres, lesquels contiennent de nombreux escarpements rocheux surplombant autant de talus d'éboulis. Situé dans les Montagnes Blanches (New Hampshire, États-Unis), le versant sud-est du mont Cannon est particulièrement intéressant compte tenu de la présence d'un talus d'éboulis à gros blocs surnommé Cannon Cliff. L'observation d'une végétation atypique sur le talus de même que la présence de trappes d'air froid durant la saison estivale nous incite à se questionner sur la possibilité de la présence d'un pergélisol atypique affectant la végétation limitrophe.

L'objectif principal de cette étude est donc de circonscrire et comprendre les impacts des anomalies thermiques négatives sur l'environnement limitrophe au sein du talus d'éboulis de Cannon Cliff, New Hampshire (États-Unis). Les objectifs spécifiques consistent à : 1) caractériser les composantes topographiques, géomorphologiques,

climatiques et écologiques du talus d'éboulis à gros blocs sur une échelle tant spatiale que temporelle; 2) quantifier les anomalies thermiques à différentes échelles temporelles (journalière, saisonnière, annuelle); et 3) identifier les marqueurs écologiques et géomorphologiques associés aux anomalies thermiques. Ce troisième objectif permettra, à l'aide notamment de la dendrochronologie, d'utiliser les arbres comme témoins des anomalies thermiques.

Au New Hampshire (États-Unis), le talus d'éboulis à gros blocs surnommé Cannon Cliff (figure 2.2) représente un excellent environnement susceptible d'illustrer les impacts tant écologiques, géomorphologiques que thermiques du réchauffement climatique. En effet, plusieurs excursions sur le talus d'éboulis ont permis de noter premièrement, une composition granulométrique de taille métrique fortement émoussée au pied du talus versus une granulométrie beaucoup plus fine et anguleuse en amont, laissant supposer un changement dans la dynamique du démantèlement de la paroi rocheuse. Deuxièmement, l'étrange répartition de la végétation exprime une dynamique écologique particulière, laquelle semble régie tant par des perturbations géomorphologiques (cicatrices d'impacts) que climatiques (morphologie en drapeau, arbres prostrés). Troisièmement, on retrouve sur le talus d'éboulis différentes formes dans le relief laissant entrevoir une activité géomorphologique postglaciaire (glacier rocheux), mais aussi actuelle avec des éboulis gravitaires (effondrement du *Old Man of the Mountain*). Enfin, la présence tardive de glace en période estivale, malgré la faible altitude et latitude, nous amène à supposer l'occurrence d'une certaine forme d'anomalie thermique, plus précisément une condition d'équilibre thermique précaire tel que présenté dans la thèse de Morard (2011) où il est question « d'effet de la circulation d'air par effet de cheminée dans l'évolution du régime thermique des éboulis froids ».

CHAPITRE I

REVUE DE LA LITTÉRATURE

Cette revue de la littérature scientifique a pour but de faire l'état d'avancement de notre compréhension du phénomène entourant les talus d'éboulis froids. Dans un premier temps, un portrait exhaustif des facteurs de contrôle (géo)thermique et climatique sera présenté et conceptualisé afin de mieux comprendre et définir l'environnement typique des talus d'éboulis froids. Dans un second temps, il sera question de dresser un portrait de la dynamique de fonctionnement des éboulis froids à travers les différents mécanismes proposés au sein de la littérature. Ce chapitre permettra ainsi de porter un regard critique sur la problématique des talus d'éboulis froids.

1.1 La notion de pergélisol

Le pergélisol est un concept purement thermique dont la définition n'est plus à défendre. De façon générale, on entend par le terme pergélisol le matériau lithosphérique dont la température est inférieure ou égale à 0 °C durant un minimum de deux années consécutives (Brown et Péwé, 1973; Washburn, 1979; Goudie, 2004; French, 2008). Cette définition purement thermique implique par conséquent l'existence de pergélisol avec présence ou absence de glace (Goudie, 2004; Lambiel, 2006).

On qualifie de continu ou de « typique » le pergélisol observé dans les environnements nordiques correspondant, pour l'essentiel, aux hautes latitudes et aux environnements d'altitude (Delaloye, 2004; French, 2008). Le pergélisol continu se caractérise essentiellement par un échange de flux thermiques entre la surface du sol et l'atmosphère (Delaloye, 2004). Dans les hautes latitudes, l'épaisseur du sol gelé peut donc atteindre plusieurs centaines de mètres (600 m dans le nord du Canada), voire près d'un kilomètre d'épaisseur (1000 m dans le nord de la Sibérie) (Goudie, 2004).

En contexte d'altitude, la limite climatique du pergélisol est aussi influencée par les facteurs environnementaux que sont la topographie, l'orientation, l'ensoleillement, l'enneigement et la composition du sol, etc. (Delaloye, 2004). Cette complexité des environnements d'altitude influence donc grandement la répartition des îlots de pergélisol à travers le monde ainsi que les limites altitudinales de ce dernier. À titre d'exemple, dans le massif des Tatras, en Pologne, on retrouve du pergélisol au-delà de 1930 m a.s.l. (Gadek, 2012) alors que celui-ci n'est présent qu'à des altitudes supérieures à 2700 m a.s.l. dans les Alpes (Gude et coll., 2003; Matsuoka et coll., 1997). Fukuda et Kinoshita (1974) et Sone (1992) ont établi la limite du pergélisol à 2175 m a.s.l. dans les Alpes japonaises (Sawada, 2003), altitude similaire à celles rapportées (2130 à 2270 m a.s.l.) dans les Rocheuses canadiennes (Harris et Brown, 1982).

Depuis les hautes latitudes septentrionales jusqu'aux basses latitudes méridionales, tout comme des hauts sommets jusqu'aux basses vallées, on observe un gradient thermique auquel est fortement corrélé la présence ou l'absence de pergélisol. Suivant ce gradient thermique latitudinal et altitudinal, on passe généralement d'un pergélisol continu à un pergélisol discontinu. Le terme discontinu correspond à la zone tampon entre l'état thermique optimal du pergélisol (moyenne annuelle de l'air ≤ -8 °C) et l'absence totale de pergélisol (Goudie, 2004). L'étendue géographique de cette zone

est donc très variable puisque fortement influencée par les conditions environnementales limitrophes (p. ex. absence de pergélisol sur le versant sud et présence sur le versant nord). En dessous des limites thermiques préalablement mentionnées, le potentiel d'existence de pergélisol typique (continu, discontinu) est considérablement réduit. On parle alors de pergélisol « atypique » où, par comparaison au pergélisol continu et discontinu dont la conductivité thermique est essentiellement verticale, celui-ci est induit par d'autres paramètres favorisant un flux thermique adventif et horizontal (Delaloye, 2004; Gadek, 2012).

Delaloye (2004) distingue à tout le moins trois environnements susceptibles de contenir un pergélisol « atypique » : i) les environnements proglaciaires; ii) les éboulis ventilés caractérisés par un effet de cheminée et; iii) les éboulis ou glacier rocheux inactifs/fossiles avec une ventilation à dominance hivernale. Dans ces environnements sédimentaires non consolidés, deux principales hypothèses ont été émises pour expliquer la présence du pergélisol. Premièrement, il s'agirait de reliques du dernier refroidissement climatique, comme le Petit Âge de Glace (PAG), perdurant au fil des ans, des décennies, voire des siècles grâce à un milieu particulièrement propice à la préservation d'une basse température. Deuxièmement, la présence d'un processus autonome de circulation d'air interne, appelé effet de cheminée, agirait littéralement à titre de réfrigérateur naturel. De ces deux hypothèses, la première semble la plus contestée, notamment en ce qui concerne la présence de pergélisol dans les talus d'éboulis froids situés largement en dessous des limites altitudinales actuelles connues du pergélisol discontinu (p. ex. Gude et coll., 2003; Lambiel, 2006; Morard, 2011). Il semble donc que la mise en place d'un mécanisme efficace favorisant le surrefroidissement d'environnements particuliers et situés sous la limite actuelle du pergélisol climatique soit plus plausible.

1.2 Les talus d'éboulis froids

1.2.1 Survol historique et caractéristiques

Le phénomène de surrefroidissement a suscité l'attention des chercheurs depuis plusieurs décennies. En effet, il y a longtemps qu'on utilise cette propriété rafraichissante et pour le moins inusitée du pied des éboulis comme cave à lait (Desaussure, 1796 dans Morard et coll., 2008). Sur le plan scientifique, plusieurs s'entendent à l'effet que Haeberli (1975) a été un précurseur pour l'identification et la compréhension de la répartition spatiale du pergélisol dans les talus d'éboulis. Selon Pieracci et coll. (2008), Haeberli a observé la présence de pergélisol dans la partie basale de l'éboulis du col de la Flüela (2400 m) en Suisse. L'accumulation anormale de neige au pied de l'éboulis, suite à de multiples avalanches, favoriserait la fonte tardive de la neige et permettrait ainsi de préserver le sol gelé au pied de l'éboulis (Haeberli, 1975).

Au cours des années 1980, on note un faible intérêt en ce qui a trait au phénomène thermique sur les talus d'éboulis. Plusieurs recherches vont néanmoins améliorer notre compréhension du fonctionnement géomorphologique des talus d'éboulis actifs, leur morphologie ainsi que leur équilibre biorexhistasique (p. ex. Church et coll., 1979; Francou, 1988; Lafortune, 1997), mais peu de chercheurs s'attardent à étudier l'existence possible de pergélisol dans ces environnements dynamiques (Lambiel et Pieracci, 2008). Il faut attendre la fin des années 1990 et le début des années 2000 pour noter un intérêt marqué. À ce moment, plusieurs remettent en cause la simple répartition de la neige induite par les avalanches, comme le supposait Haeberli (1975), pour expliquer la présence de pergélisol ou du moins certaines anomalies thermiques. La distribution ou la redistribution de la neige demeure un facteur important (Lerjen et coll., 2003; Tanaka et coll., 2000; Kenner et coll., 2017), certes, mais la taille des blocs dans le matériel lâche de la couche active du talus joue un rôle particulier dans

la protection et la préservation d'un environnement froid. Les canaux ou tubes de ventilation créés par les interstices entre les blocs favorisent d'une part, un échange thermique vertical et, d'autre part, un échange horizontal. Cette notion de ventilation apporte désormais une conception plus complexe, mais surtout plus dynamique du phénomène de surrefroidissement. Dorénavant, l'importance de la couche active sera systématiquement incluse dans l'analyse du phénomène. À titre d'exemple, Humlum (1997) et Luetscher et Jeannin (2004) lui attribuent un rôle de protection lorsque le couvert nival est faible et un rôle de préservation lorsque le manteau neigeux est épais. Dans la même ligne de pensée, bien que l'importance de la circulation d'air en subsurface ait déjà été observée lors d'études portant sur les cavernes de glace (Morard et coll., 2010); on envisage le rôle de la couche active de manière plus importante en l'associant dès lors comme un processus de surrefroidissement induit par la circulation interne de l'air appelé « effet de cheminée » (Lismonde, 2002 dans Luetscher et Jeannin, 2004). Le concept a été repris pour expliquer la répartition du pergélisol atypique à l'intérieur de talus d'éboulis (Delaloye, 2004; Lambiel, 2006; Morard, 2011). Cette conception du phénomène de surrefroidissement induit par effet de cheminée permet ainsi d'accentuer notre compréhension du phénomène et son rôle sur le développement ou la préservation de pergélisol atypique.

Comme le mentionne Hoelzle et coll. (1993), la distribution du pergélisol dans les Alpes, ou tout autre milieu de montagne, dépend fortement des conditions topoclimatiques (température de l'air, radiation solaire, couvert nival, gradient de pente, altitude, etc.). Cette complexité et variabilité des facteurs de contrôle thermique en montagne semblent accentuer la différence entre le pergélisol typique des hautes latitudes et altitudes versus le pergélisol atypique des milieux de basses latitudes et altitudes (Hoelzle et coll., 2001; Dorthe et Morard, 2007; Millar et coll., 2014). Une approche un peu plus holistique et intégratrice semble désormais faire partie du discours des chercheurs qui tentent, encore aujourd'hui, de comprendre la complexité du phénomène exposé.

D'autres champs disciplinaires ont aussi contribué à accroître l'état des connaissances en ce qui a trait aux talus d'éboulis froids. En effet, cette source de fraîcheur pérenne procurant un environnement climatique anormale a attiré la curiosité de certains botanistes (Bertinelli et coll., 1993) et écologistes (Sperduto et Kimball, 2010) afin de comprendre la présence d'une flore hors climax, comme figée dans le temps ou en équilibre avec les conditions plus froides qui ont prévalu au Petit Âge glaciaire. L'observation d'une faune atypique a aussi été le centre d'intérêt de certains chercheurs (Ruzicka, 1999; Lambiel, 2006).

Les caractéristiques spécifiques de ces milieux froids sont reconnues en grande partie en raison du ou des contrastes thermiques et écologiques avec l'environnement limitrophe. Plusieurs chercheurs ont d'ailleurs soulevé différentes caractéristiques permettant leur identification. Dans la littérature, on fait notamment mention d'éboulis froids à des altitudes dites semi-alpines et inférieures à 2000 m a.s.l. (Morard et coll., 2007, 2008). De façon générale, il n'est pas rare de retrouver ces éboulis à une altitude largement en dessous de la limite inférieure du pergélisol discontinu (>1000 m sous cette limite) (Delaloye et coll., 2003; Lambiel, 2006; Morard et coll., 2008). De plus, les éboulis froids ont pour point commun d'abriter dans leur partie basale, généralement formée de sédiments grossiers, une importante anomalie thermique négative (Pieracci et coll., 2008; Morard, 2011). En fait, la taille des blocs est importante dans la mesure où les interstices créés entre ceux-ci forment un réseau tubulaire permettant un échange thermique vertical (aération), mais aussi horizontal et latéral (Lambiel, 2006).

Une autre caractéristique induite par les échanges thermiques dans ces environnements froids consiste en un mouvement de l'air appelé « effet de cheminée » (Lambiel, 2006). Ce mouvement peut être assez puissant pour créer une décharge d'air froid durant la saison estivale et l'apparition de trappes d'air chaud durant la saison hivernale (Gude et coll., 2003; Lambiel, 2006). La résurgence d'air

froid peut atteindre une température inférieure de 10 °C par comparaison à l'air ambiant extérieur durant l'été (Lambiel, 2006; Lambiel et Pieracci, 2008; Morard et coll., 2010). De plus, lorsque les conditions sont optimales, il n'est pas rare d'observer de la glace tardive près de la surface en été (Delaloye et Lambiel, 2005; Cassagne et coll., 2008). Durant l'hiver, l'air relativement chaud et humide qui s'échappe dans la partie haute de l'éboulis génère des fenêtres de fonte ou de façon plus ponctuelle, des cheminées aussi appelées « *funnels* » au sein desquelles on peut observer des cristaux de givre (Delaloye et Lambiel, 2005; Lambiel, 2006; Morard et coll., 2008; Gadek, 2012).

Ces conditions thermiques particulières, correspondant à un microclimat à l'échelle locale, favorisent le développement et le maintien d'une faune et d'une flore atypique et hors climax (Ruzicka, 1999, 2015; Delaloye et coll., 2003; Morard et coll., 2008). Ces conditions particulièrement froides ont d'ailleurs suscité l'intérêt des biologistes afin de mieux comprendre les populations reliques de la dernière ère glaciaire telle que l'araignée *Wubanoidea uralensis* (Ruzicka et Zacharda, 1994) ou encore la présence de mites *Rhagidia gelida* (Zacharda, 2005). De façon plus marquée, la végétation est certainement l'indicateur le plus utilisé pour l'identification de ces environnements froids (p. ex. Stiegler et coll., 2014). Du nanisme des arbres à la présence atypique de mousses et de plantes nordiques, plusieurs scientifiques rapportent ces particularités écologiques des éboulis froids à l'échelle locale (Delaloye et coll., 2003; Gude et coll., 2003; Sawada, 2003; Lambiel, 2006; Dvorak et coll., 2008; Morard et coll., 2008).

Afin de répertorier les cas d'étude portant sur les talus d'éboulis froids, une recension des articles scientifiques a été effectuée (figure 1.1). Au total, 48 articles ont été répertoriés en français et en anglais, excluant de facto tous les articles publiés en d'autres langues. Il est intéressant de noter une forte proportion en provenance de la Suisse (43 %) dans l'état d'avancement des connaissances. En dehors de l'Europe, on

ne peut que constater la faible contribution sur le sujet, ce qui amène à se poser des questions sur la répartition spatiale et l'occurrence de ces phénomènes thermiques.

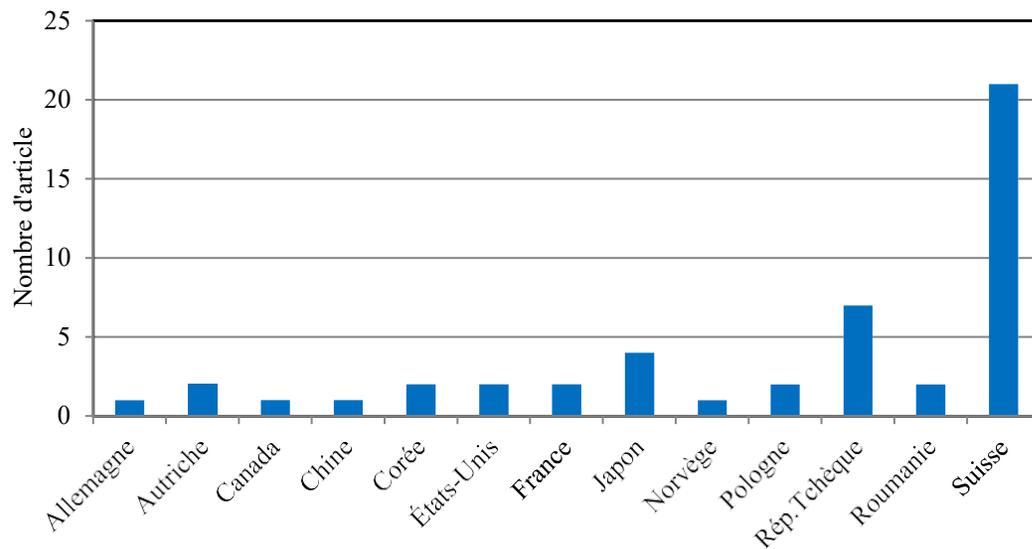


Figure 1.1 Publications recensées portant sur les talus d'éboulis froids en fonction de leur provenance pour la période de 1990 à 2020.

Les mêmes articles ont été classés en fonction de leur date de parution (figure 1.2). On note un intérêt grandissant au début des années 2000, lequel peut facilement être attribué au créneau de recherche développé par certains chercheurs suisses (i.e. Delaloye, 2004; Lambiel, 2006; Morard, 2011).

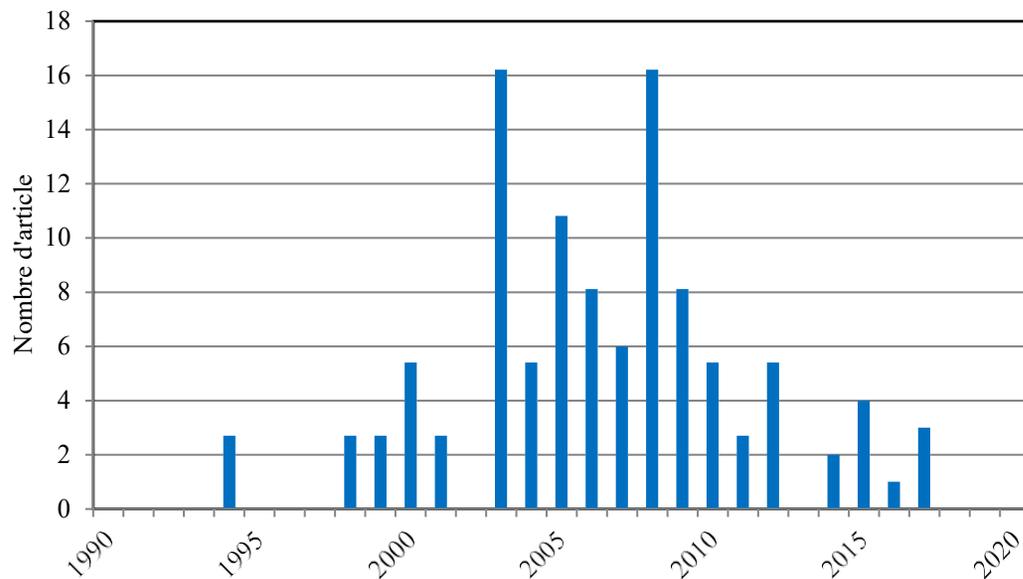


Figure 1.2 Publications recensées portant sur les talus d'éboulis froids pour la période de 1990 à 2020.

1.2.2 Les facteurs de contrôle thermique

La présence et l'évolution de même que les caractéristiques thermiques et géométriques du pergélisol sont conditionnées par un bilan d'énergie (Delaloye, 2004). En situation typique le pergélisol correspond à, de façon simplifiée, une relation thermique entre l'atmosphère et le substrat (toit du pergélisol). Cette relation thermique de cause à effet n'est généralement pas aussi simple et directe puisqu'elle subit un décalage en fonction de paramètres environnementaux qui eux varient dans le temps et l'espace (caractéristiques du manteau neigeux, de la surface du sol ainsi que de la couche dite active) (Delaloye, 2004). On peut donc dire que le bilan d'énergie est influencé par différents facteurs de contrôle thermique, impliquant dans un premier temps le climat, mais aussi l'environnement et plus spécifiquement, en région montagneuse, le contexte topographique (Delaloye, 2004). Or, dans une situation atypique, quels sont les facteurs de contrôle thermique qui dictent l'absence ou la présence de pergélisol? Dans les sections précédentes, il a été mentionné que la

présence de pergélisol dans les éboulis ventilés froids à basse altitude est la plupart du temps un phénomène atypique. Il est donc pertinent d'établir dans quelle mesure la variabilité et la complexité topographique, dans laquelle s'inscrivent les talus d'éboulis froids des régions montagneuses, affectent le bilan d'énergie et le régime thermique du sol (Hoelzle et coll., 2001). Si la circulation d'air interne dans les talus est considérée comme l'une des conditions essentielles à la présence de pergélisol atypique (Dorthe et Morard, 2007), et que cela semble faire consensus au sein de la communauté scientifique (p. ex. Sawada, 2003; Delaloye, 2004; Lambiel, 2006; Morard et coll., 2008), on se doit de porter attention aux facteurs de contrôle qui régissent la circulation d'air interne de l'éboulis. Dans un souci de présenter une structure logique à la description des différentes sources potentielles de décalage thermique par rapport à la température ambiante de l'air, la présente section tâchera de répondre à cette question, suivant le modèle des relations thermiques simplifiées du pergélisol (figure 1.3) mentionné par Delaloye (2004). Cette relation entre l'atmosphère et le toit du pergélisol serait influencée par trois paramètres principaux, soit : i) les caractéristiques du terrain; ii) les propriétés du manteau neigeux; et iii) la couche active.

Niveaux	Décalages thermiques ("thermal offsets")	Principaux paramètres et variables
Atmosphère, climat		<i>Température, vent, humidité, rayonnement solaire global, rayonnement infra-rouge, etc.</i>
Neige	Snow thermal offset (aTO)	<i>Durée, épaisseur, température, densité</i>
Surface du sol	Surface thermal offset (STO)	<i>Granulométrie, porosité, conductivité thermique, humidité, circulation d'air</i>
Couche active	Active layer thermal offset (ALTO)	<i>Granulométrie, porosité, conductivité thermique, humidité, circulation d'air</i>
Toit du pergélisol ("permafrost table")		<i>Température initiale</i>

Figure 1.3 Relation simplifiée entre l'atmosphère et le toit du pergélisol : principaux paramètres et variables du bilan d'énergie et sources possibles de décalage thermique (Delaloye, 2004).

1.2.2.1 Les caractéristiques du terrain

L'une des sources importantes de décalage thermique entre les résurgences d'air en provenance de l'éboulis et l'air ambiant serait liée aux caractéristiques du terrain. Le couplage des paramètres topographiques (orientation, inclinaison, relief, etc.) et la nature de la surface (albédo, émissivité, rugosité, etc.) conditionnent la manière dont s'effectuent les échanges d'énergie entre l'atmosphère et la surface (Delaloye, 2004).

La microtopographie (sillons et crêtes) joue un rôle important dans la protection thermique de la couche active de par son contrôle sur la répartition spatiale du manteau neigeux. Jouant un rôle d'isolant thermique, la couverture nivale suit de façon générale les variations topographiques favorisant ainsi une accumulation et une préservation accrue dans les dépressions et vice-versa. Selon Hanson et Hoelzle (2004), bien que les variations topographiques rendent possible un échange d'air entre l'atmosphère et la couche active du sol avec un couvert nivale de faible épaisseur,

les dépressions permettent en revanche de préserver la couche active du réchauffement saisonnier.

Lambiel et Reynard (2001) mentionnent que l'orientation peut être considérée comme un indicateur potentiel de pergélisol. Toutefois, les anomalies thermiques rapportées dans la littérature scientifique ne semblent pas avoir une orientation préférentielle (Delaloye, 2004), voire peut-être une simple présence accentuée sur la face nord (Ruzicka, 1999). L'absence d'ensoleillement, considérée ici comme un facteur de refroidissement, pourrait fournir une certaine explication. En effet, Delaloye (2004) explique que plusieurs sites étudiés ont été identifiés par la présence d'une végétation hygrophile favorisée par le faible ensoleillement des sites orientés au nord. Il ajoute qu'à travers ce constat, plusieurs chercheurs ont accepté de facto que l'ensoleillement jouait un rôle important dans la présence des éboulis froids. Or, d'autres chercheurs (p. ex. Ruzicka, 1999) portent un jugement plus critique sur la question puisque, bien qu'il y ait une forte tendance en ce sens, on remarque que dans un éboulis orienté au nord, la base de l'éboulis, généralement plus froide, est également la zone la plus ensoleillée du versant (Delaloye et coll., 2003; Delaloye, 2004). En résumé, bien que le déficit d'ensoleillement participe à l'abaissement de la température du versant, il ne semble pas être l'unique facteur de contrôle thermique essentiel à la présence des éboulis froids.

L'inclinaison du versant tout comme la hauteur du pierrier jouent un rôle dans l'efficacité de la ventilation interne de l'éboulis et, par conséquent, peuvent être considérées comme des facteurs de contrôle thermique. Ainsi, plus la pente est abrupte plus l'effet du vent est significatif (Wicky et Hauck, 2017). Molenda (1996) mentionne une pente minimale de 25° et une hauteur du pierrier d'au moins 20 m pour que le phénomène de ventilation se manifeste (Brabec, 1973 dans Ruzicka, 1999).

Enfin, Delaloye (2004) précise que la végétation peut aussi contribuer au processus de refroidissement, dans la mesure où le sol organique a une teneur en humidité importante amplifiant ainsi le décalage thermique à cause du retard du réchauffement du terrain.

1.2.2.2 Les propriétés du manteau neigeux

La couverture neigeuse, de par sa répartition spatiale et sa durée, peut servir d'indice dans la recherche d'une possible anomalie thermique négative au sein d'un éboulis (Delaloye et coll., 2003; Ishikawa, 2003; Lewkokickz, 2008; Gadek, 2012). Cependant, c'est plutôt compte tenu de sa très faible conductivité thermique agissant comme « un isolant dont l'efficacité augmente en fonction de l'épaisseur de la couche et diminue en proportion de sa densité » (Delaloye, 2004, p.25) que la plupart des études s'y intéressent. La couverture neigeuse est une source de décalage thermique très importante puisqu'en plus de jouer un rôle d'isolant thermique (Hoelzle et coll., 2001; Gude et coll., 2003; Ishikawa, 2003; Hanson et Hoelzle, 2004; Luetscher et coll., 2004), elle contribue à modifier les facteurs dépendant des caractéristiques du sol en éliminant complètement ou en partie leur influence sur les échanges d'énergie entre l'atmosphère et le sol (Delaloye, 2004). Ces facteurs sont dès lors remplacés par les caractéristiques du couvert neigeux (albédo, émissivité, conductivité thermique, épaisseur, durée et distribution/redistribution spatiale).

Plusieurs auteurs ont démontré que l'épaisseur du manteau neigeux est étroitement liée à son caractère isolant, d'autant plus qu'il contribue grandement à l'efficacité et la mise en place d'un système de circulation d'air interne lequel est, à son tour, généralement lié à la présence de pergélisol atypique (Delaloye, 2004; Hanson et Hoelzle, 2004; Lambiel, 2006; Morard et coll., 2008). À titre indicatif, Hanson et Hoelzle (2004) attribuent une épaisseur minimale de 0,6 m de neige afin d'obtenir une isolation thermique efficace permettant de diminuer considérablement les échanges thermiques verticaux entre l'atmosphère et la surface du sol. Cependant,

une couverture de neige trop importante pourrait nuire au processus de circulation d'air interne en obstruant les sorties potentielles de l'air. À cela, Delaloye et Lambiel (2005) répondent que le processus peut s'opérer à l'intérieur d'une couverture de neige allant de 1 à 3 mètres d'épaisseur sur une surface continue. En fait, ce que Delaloye et Lambiel (2005) sous-entendent c'est que malgré une forte épaisseur du manteau neigeux, la porosité de la couche permet néanmoins une faible circulation d'air suffisante pour alimenter la circulation d'air interne de l'éboulis.

En plus de l'épaisseur, la qualité du couvert de neige dont la porosité et la densité peut affecter le caractère isolant et jouer un rôle dans la fluidité des échanges thermiques convectifs (Gadek, 2012). Une neige avec une porosité accrue, comme de la neige fraîche ou des trousés dans le manteau neigeux associé à des micro-dépressions (interstice entre les roches), sont plus favorables à l'apparition de fenêtres de transfert thermique (Gadek, 2012). Le transfert d'énergie peut donc s'effectuer au travers d'un épais couvert de neige en fonction de sa porosité, signifiant que le caractère isolant d'un épais manteau neigeux, même si continu, est la plupart du temps non hermétique (Delaloye, 2004).

Bien que l'éboulis soit partiellement ou totalement recouvert par la neige, la topographie continue à jouer un rôle important en influençant le régime thermique de la couche nivale, mais surtout en contrôlant sa redistribution par le vent et les avalanches et par conséquent son épaisseur (Delaloye, 2004; Luetschg et coll., 2004). En effet, la variation de l'épaisseur de la neige ne dépend pas uniquement des précipitations hivernales. Dans un premier temps, le vent favorise des parties convexes dénudées et, a contrario, un sur-enneigement des dépressions, générant ainsi une couverture nivale hétérogène dans l'environnement (Hoelzle et coll., 2001; Sawada, 2003; Gadek, 2012). Cette répartition non uniforme de la neige favorise alors une plus longue durée de la couverture nivale dans les creux, lesquels servent de

zones d'accumulation et jouent aussi un rôle protecteur face à l'érosion éolienne (Gadek, 2012).

La redistribution de la neige par les avalanches joue aussi un rôle important. Les avalanches ont d'ailleurs souvent été mentionnées comme étant l'un des principaux facteurs associés aux anomalies thermiques compte tenu d'un apport important de neige à la base de l'éboulis ce qui retarde la fonte nivale (Haeberli, 1975 dans Lambiel et Pieracci, 2008). Cependant, bien que ce processus joue effectivement un rôle dans la redistribution de la neige, il demeure fortement critiqué quant à son lien étroit avec la préservation du pergélisol (Lambiel, 2006; Lambiel et Pieracci, 2008). L'une des explications porte sur l'extrême variabilité de l'activité avalancheuse d'une année à l'autre en fonction des précipitations et de l'intensité des redoux printaniers (Lambiel, 2006). Enfin, il convient de remarquer que le couvert nival, tout comme la redistribution de la neige par les avalanches, est extrêmement variable d'une saison à l'autre puisque fortement dépendant des conditions météorologiques (Morard et coll., 2008). Ceci étant dit, bien que plusieurs auteurs attribuent l'importance de la couverture nivale à son rôle d'isolant thermique, peu de travaux se sont concentrés sur l'impact réel que la variabilité du régime d'enneigement et de déneigement peut induire en terme de stress thermique à travers le temps.

1.2.2.3 La couche active

La dernière source de décalage thermique entre l'éboulis et l'air ambiant repose sur la composition et les caractéristiques propres de l'éboulis (Delaloye, 2004). Ce type de décalage était encore très peu documenté au début des années 2000, notamment en ce qui a trait au pergélisol en haute altitude (Hoelzle et coll., 2001). En revanche, au cours des dix dernières années un effort considérable a été fait quant à la description d'une couche active composée essentiellement de matériaux grossiers sans matrice fine, typique des terrains sédimentaires en régions montagneuses (éboulis, glaciers rocheux). Delaloye (2004) rappelle d'ailleurs que d'importants échanges thermiques

horizontaux sont rendus possibles en raison de la capacité de l'air à circuler dans ce type de matériel. Le transfert de chaleur entre la surface du sol et le toit du pergélisol est très complexe en fonction de la granulométrie, la forme et la porosité de l'éboulis, contrôlant ainsi la circulation d'air interne. Il convient alors de se demander si les caractéristiques géomorphologiques ne contrôlent pas la vitesse, mais aussi le temps de résidence de l'air dans ces formations sédimentaires poreuses. Le cas échéant, cela voudrait dire que la couverture et les formes nivales seraient influencées a priori par le régime thermique, et donc le toit du pergélisol pourrait tout aussi bien être alimenté par une recharge en glace superficielle.

Le sol et les débris d'une petite taille représentent généralement des environnements très denses qui ne sont pas favorables à une ventilation interne efficace, mais plutôt un processus de conduction thermique. Selon des observations, l'air peut circuler et la glace peut se former dans des interstices d'environ 10 cm (Ruzicka, 1999). Des tests effectués dans un amas de graviers (taille individuelle des particules allant de 3 à 4 mm de largeur) ont permis d'observer une faible circulation d'air, laquelle s'avèrerait peu efficace dans le refroidissement d'un éboulis (Morard et coll., 2007; Guodong et coll., 2007). Plus la taille des interstices est importante, plus la circulation est facilitée (Ruzicka, 1999; Sawada et coll., 2003; Sawada, 2003). Il semble que les éboulis formés de débris grossiers, d'une taille supérieure à 25 cm, représentent les conditions optimales pour permettre une circulation d'air. Se référant aux éboulis de Transili Alatau Range (Northern Tian Shan), Gorbunov et coll. (2004) précisent que le refroidissement est particulièrement intense dans les débris d'une taille de 3 à 4 m de diamètre. Ainsi, bien que la taille des sédiments ne soit pas l'unique facteur responsable de la présence d'une anomalie thermique négative, on observe néanmoins une corrélation entre la granulométrie et le refroidissement à la base de l'éboulis, avec des températures bien plus froides là où la granulométrie est grossière (Gurbunov et coll., 2004; Lambiel et Pieracci, 2008). D'ailleurs, plusieurs études ont

été réalisées sur des éboulis avec une granulométrie de taille métrique (p. ex. Sawada et coll., 2003; Delaloye et coll., 2003).

Évidemment, bien que la largeur des interstices soit généralement proportionnelle à la taille des débris, la forme de ces débris apparaît tout aussi importante. En effet, la morphologie des sédiments doit être considérée puisqu'elle joue un rôle, quoiqu'indirectement, dans la circulation interne de l'air (Ruzicka, 1999). Plus les débris sont d'une forme sphérique et moindre sera la résistance à la circulation de l'air. Il est sous-entendu ici que plus l'indice d'aplatissement est élevé, plus l'imbrication des sédiments sera grande diminuant du même coup la présence des interstices. Donc, pour une utilisation adéquate du terme éboulis froid ventilé on doit être en présence d'une formation composée de matériel lâche, non consolidé, avec des interstices entre les débris agissants comme des canaux ventilés permettant ainsi un lien direct entre l'atmosphère et le toit du pergélisol en l'absence de couverture neigeuse (Guodon et coll., 2007). Autrement dit, la porosité de la couche active induite par la taille et la forme des débris peut ainsi être perçue comme un filtre séparant l'air ambiant du pergélisol (Hanson et Hoelzle, 2004). Un filtre dont la porosité est suffisamment grande pour créer des interstices permettant non seulement un échange vertical de l'air, mais aussi un échange latéral faisant ainsi référence à certains systèmes de ventilation qui seront abordés dans les pages suivantes (Delaloye, 2004). Ikeda et Matsuoka (2002) expliquent l'importance de la porosité au sein de la couche active de par sa capacité à permettre une entrée d'air intense, pouvant ainsi conduire à un stockage d'air froid durant l'hiver, ce qui permettrait de préserver un environnement froid durant la saison estivale. Considérant l'importance de la ventilation pour la présence d'une anomalie thermique négative, la porosité prend toute son importance dans l'étude des éboulis froids d'où le fait que plusieurs chercheurs y voient un rôle significatif (Harris et Pederson, 1998).

La porosité et la ventilation d'un éboulis sont donc étroitement liées, lesquelles agissent sur l'efficacité et l'occurrence du système de ventilation permettant la présence et la conservation d'un noyau de pergélisol. Il est même mentionné que cette porosité pourrait contribuer à la dynamique interne supérieure de l'éboulis dans la mesure où le vent extérieur, à titre de forçage, agirait comme moteur de la circulation d'air (Juliussen et Humlum, 2008). Cependant, Gadek (2012) mentionne qu'en réalité plusieurs sites d'étude ont montré que la couverture nivale est généralement assez épaisse pour empêcher l'effet soutenu par Juliussen et Humlum (2008). Ceci étant dit, Lambiel (2006) mentionne que malgré une granulométrie grossière favorable à une circulation de l'air, certaines situations peuvent atténuer, voire annuler le phénomène. Un sous-sol gorgé de glace aura inévitablement pour effet d'entraver la circulation de l'air tout comme des débris fins amenés par les avalanches de neige ou les laves torrentielles (Lambiel, 2006). Sawada (2003) avait déjà fait cette remarque, stipulant qu'en fonction de la porosité l'eau de pluie peut pénétrer dans la couche active tout comme l'eau de fonte printanière et augmenter de façon draconienne l'humidité et surtout la quantité en eau disponible pour recharger la glace. Cette recharge se fait lorsque l'eau de fonte ou de pluie entre en contact avec la roche froide de la couche active. Cette hypothèse illustre la complexité du phénomène et nous incite à aller plus loin dans l'analyse des caractéristiques de la couche active.

La circulation d'air interne peut être considérée comme une composante importante du décalage thermique entre la couche active et la température de l'air dans la mesure où ce processus permet un transfert thermique horizontal, d'où la définition de pergélisol atypique. L'efficacité de la circulation d'air au sein d'une accumulation sédimentaire peut conduire à des anomalies thermiques négatives pouvant atteindre de 3 à 7 °C par comparaison à la température moyenne annuelle de l'air enregistrée dans les parties basses des éboulis froids. À titre de facteur de contrôle thermique, la circulation d'air entre les sédiments lâches est décrite comme un phénomène contrôlé, pour l'essentiel, par le gradient thermique entre l'air ambiant et le sol (Morard et coll.,

2007). On peut donc distinguer deux régimes saisonniers de ventilation interne; un régime hivernal et un régime estival. Le caractère réversible de la ventilation au sein des éboulis a d'ailleurs été décrit avec minutie dans les Alpes suisses par Delaloye (2004), Lambiel (2006), Dorthe et Morard (2007) et Morard (2008).

Dorthe et Morard (2007) expliquent que le régime hivernal s'exprime par un mouvement ascendant de l'air chaud au sein de l'éboulis et, a contrario, une aspiration de l'air froid dans les micropores et les ouvertures du manteau neigeux à la base de l'éboulis. Ce mouvement a donc pour effet d'emmagasiner l'air froid à la base de l'éboulis et d'expulser l'air chaud dans la partie supérieure (Gude et coll., 2003; Sawada, 2003). Des fenêtres de fonte automnale et des trous souffleurs peuvent d'ailleurs être observés lorsque le couvert nival n'est pas suffisamment épais (< 10 cm) (Dorthe et Morard, 2007). On note aussi le développement de cristaux de givre sur les branches des arbres à proximité des trous souffleurs, le plus souvent dans la partie ombragée de l'éboulis (Sawada, 2003; Gadek, 2012). Ces informations permettent, de manière générale, de déduire une circulation d'air interne bien que ce phénomène ne soit présent que dans la partie supérieure de la couche active (Gadek, 2012). Le régime hivernal s'active dès le début de l'automne lorsque les températures extérieures s'abaissent suffisamment et deviennent inférieure à celle de l'air dans le talus.

Le régime estival débute habituellement après la fonte nivale durant le printemps (Dorthe et Morard, 2007). Il est associé à un mouvement descendant de l'air, souvent décrit comme une décharge gravitaire de l'air froid et dense (Sawada, 2003; Morard et coll., 2007). Il est d'ailleurs fréquent, dans cette situation, de ressentir une brise d'air froid sortant directement de la base de l'éboulis. De la glace tardive localisée entre les blocs peut même être observée à l'occasion (Sawada, 2003). L'une des conséquences de cette décharge gravitaire d'air froid au cours de l'été et l'automne

consiste à la préservation, à l'échelle locale, d'un microclimat alpin à des altitudes extrêmement basses (Sawada et coll., 2003).

Outre le fait que les régimes hivernal et estival sont très distincts, il convient de mentionner que le phénomène reste fortement dépendant du gradient de température extérieur, ce qui peut résulter en un affaiblissement de la ventilation, voire même d'une inversion pouvant s'apparenter à un trou aspirant (Dorthe et Morard, 2007). Par conséquent, il est intéressant d'aborder l'efficacité de la circulation d'air interne en décrivant, à l'aide de la littérature scientifique, le temps de résidence et la vitesse de la circulation d'air. Selon Dorthe et Morard (2007), le mouvement ascendant de l'air en régime hivernal est deux fois plus important que le mouvement (descendant) d'expulsion de l'air froid en régime estival. Autrement dit, les vitesses du vent sont deux fois plus élevées et le temps de résidence est réduit de moitié durant la saison hivernale avec une efficacité étroitement liée à la température extérieure. Cette circulation de l'air s'inverse et s'intensifie en fonction du gradient thermique (Delayoye, 2004); aspect confirmé par les observations de Dorthe et Morard (2007) faisant mention que plus l'air extérieur est froid, plus la vitesse est importante en régime hivernal. À titre d'exemple, l'air à l'intérieur de l'éboulis de Dreneuve d'en Bas, en Suisse, a un temps de résidence de 30 minutes durant l'hiver par comparaison à une heure en régime estival, correspondant dans le premier cas à une vitesse d'aspiration d'environ 0,8 m/s (Dorthe et Morard, 2007). Les observations de Tanaka et coll. (2000) montrent un temps de résidence approximatif d'une durée de deux jours avec une vitesse estimée à 1 mm/s en saison estivale, soit une circulation d'air beaucoup plus lente durant le printemps et l'été. Quoi qu'il en soit, le trop peu d'information sur la question de la vitesse et le temps de résidence de l'air au sein des débris rocheux rend difficile notre compréhension détaillée de ces aspects, d'autant plus que le phénomène semble répondre à des conditions environnementales très complexes propres à chacun des éboulis rendant encore plus difficile les généralisations.

Dans la littérature scientifique, on retrouve plusieurs mentions de glace tardive en saison estivale, ce qui permet de déduire la présence d'une anomalie thermique négative, voire la présence de pergélisol à la base de certains éboulis (Harris et Pedersen, 1998; Sawada, 2003; Sawada et coll., 2003; Delaloye, 2004; Lambiel, 2006; Zacharda et coll., 2007; Morard et coll., 2008). La présence tardive de glace s'explique par la formation d'un réservoir d'air froid mis en place durant l'hiver par un mouvement adventif de l'air dans l'éboulis, où l'air chaud est remplacé par l'air froid extérieur comme nous l'avons mentionné précédemment (Morard et coll., 2008). Cette masse d'air froid est alimenté par conduction dans le matériel rocheux ou par le gel d'une source d'eau latente (Morard et coll. 2008). L'efficacité de ce processus serait étroitement liée à l'intensité et la durée des conditions climatiques hivernales. Juliussen et Humlum (2008) ajoutent que la forte résistance thermique de matériaux rocheux aide à la préservation temporelle de ce réservoir lorsque les conditions climatiques extérieures se réchauffent. Toutefois, il est à noter que sans source d'eau, la recharge en glace est impossible malgré la présence d'un réservoir d'air froid (Byun et coll., 2006). En effet, puisque l'hiver les précipitations sont sous forme solide, l'apport en eau est quasi nul (Sawada, 2003). Ainsi, indépendamment de la localisation géographique, la phase de recharge en glace de l'éboulis est associée aux conditions printanières. Suite à la fonte du couvert de neige correspondant à l'augmentation de la température extérieure, les précipitations liquides percolent dans l'éboulis et regèlent au contact des matériaux sur-refroidis dans l'éboulis (Sawada, 2003; Delaloye, 2004; Zacharda et coll., 2007). Byun et coll. (2006) explique que l'eau de fonte et les pluies ne peuvent s'infiltrer très profondément dans l'éboulis puisque le réservoir de froid, incluant l'air et les matériaux sédimentaires, crée une couche imperméable qui permet la recharge en glace de l'éboulis au printemps.

De façon générale, et malgré les différences morphologiques et environnementales observées sur différents talus d'éboulis, il en ressort que les facteurs de contrôle thermique favorisent, à certaines occasions, la formation et la préservation d'un

pergélisol atypique dans la partie inférieure des éboulis (Lambiel, 2006). Plus l'éboulis est grand et hétérogène, caractérisé par une morphologie et un environnement complexe, plus la répartition ponctuelle du pergélisol en sera affectée (Lambiel, 2006). Pierraci et coll. (2008) précisent que la répartition du pergélisol dépend non seulement de la part relative qu'occupe les différents facteurs de contrôle thermique, mais que ces derniers pouvant agir seul ou de façon combinée à des intensités variables. Ainsi, il devient particulièrement intéressant d'aborder la question des interactions entre les différents facteurs de contrôle thermique et le milieu adjacent. Dans la mesure où le phénomène de surrefroidissement des éboulis à l'origine du pergélisol atypique a été présenté, il convient de s'intéresser maintenant à son fonctionnement.

1.2.3 La dynamique de fonctionnement

Les échanges d'air entre les couches près du sol et l'atmosphère déterminent les caractéristiques géothermiques du pergélisol (Delaloye, 2004). Or, cette relation semble générer une grande complexité de formes de pergélisol, et ce, notamment au sein des environnements montagnards. Delaloye (2004) mentionne que certaines formes ne semblent pas correspondre à un échange vertical de chaleur entre le sol et l'atmosphère. On peut donc comprendre que la circulation d'air interne comme échange thermique latéral soit au cœur de l'intérêt scientifique pour expliquer la formation de pergélisol atypique dans les éboulis froids et ventilés. Par conséquent, plusieurs chercheurs ont émis des hypothèses quant au fonctionnement à l'origine des éboulis ventilés froids. De ces nombreuses hypothèses émises, trois d'entre elles seront présentées, c'est à dire : i) l'effet de la conduction; ii) l'effet de Balch; et iii) l'effet de cheminée.

1.2.3.1 L'effet de la conduction

La conduction thermique s'opère lorsque la couche nivale est insuffisante pour recouvrir les blocs rocheux de grande taille en surface. Ces derniers traversant la couche de neige, permettent alors par conduction un échange thermique entre l'atmosphère et le sol (Juliussen et Humlum, 2008). L'effet de la conduction thermique peut donc jouer un rôle important dans le refroidissement du sol, bien que considéré comme secondaire par Lambiel et Pieracci (2008) en raison de sa forte dépendance vis-à-vis l'épaisseur du manteau neigeux. Ils précisent toutefois que sur certains sites, ce mécanisme ne peut s'opérer qu'à l'automne et, à l'occasion, au début de l'hiver lorsque la couverture de neige est relativement mince.

1.2.3.2 L'effet de Balch

L'effet de Balch (1900) consiste à l'infiltration d'air froid et dense à travers l'éboulis, infiltration induite par un déplacement vertical de l'air chaud et plus léger suivant les interstices entre les débris rocheux (Sawada et coll., 2003; Hanson et Hoelzle, 2004; Zacharda et coll., 2007; Lambiel et Pieracci, 2008). Balch (1900) mentionne que durant l'hiver, l'air interne plus chaud par contact avec les roches devient plus léger que l'air extérieur. Le mouvement ascendant crée alors un vacuum qui se remplit d'air froid et dense en provenance de l'extérieur. À l'inverse, durant la saison estivale l'air froid et dense de l'intérieur se réchauffe au contact de la roche créant ainsi un vacuum qui à son tour se remplit d'air chaud et léger en provenance de l'extérieur (Balch, 1900). On précise aussi que certaines zones dépourvues de neige rendent possible un échange d'air en continu entre la couche active et l'atmosphère durant l'automne tardif ou l'hiver hâtif, lorsque la couche nivale n'est pas encore trop importante, favorisant ainsi le refroidissement de la couche active (Delaloye, 2004; Lambiel et Pieracci, 2008).

1.2.3.3 L'effet de cheminée

L'effet de cheminée est une théorie suggérée par Wakonigg (1996) et basée sur des observations réalisées lors d'une étude sur un champ de blocs étonnamment froid dans la portion est des Alpes (Harris et Pederson, 1998). Cette théorie explique la direction et l'intensité de la circulation de l'air interne en fonction du gradient thermique (différence de température entre l'air interne de l'éboulis et l'air extérieur), laquelle varie selon les saisons (Delaloye, 2004; Delaloye et Lambiel, 2005; Dorthe et Delaloye, 2005; Morard et coll., 2008, 2010; Morard, 2011). Cette différence thermique entre l'air interne et l'atmosphère induit un gradient de pression qui agit comme moteur à la circulation d'air interne (Delaloye et coll., 2003).

Durant la saison hivernale, le mouvement ascendant de l'air interne, relativement chaud, crée un vide à la base de la formation sédimentaire. Ce vide a pour effet de sur-refroidir la base de l'éboulis par l'aspiration à travers le manteau neigeux d'air froid en provenance de l'extérieur (Sawada et coll., 2003; Delaloya, 2004; Delaloye et Lambiel, 2005; Lambiel, 2006; Juliussen et Humlum, 2008). Delaloye (2004) ajoute que ce processus est d'autant plus efficace que l'air extérieur est froid. Zacharda et coll. (2007) précisent toutefois qu'une couverture de neige ou de végétation doit être présente sur l'éboulis pour qu'il y ait une circulation latérale de l'air. On sous-entend ici que la présence d'une couche organique ou nivale assure l'étanchéité de la zone de transit entre l'entrée et la sortie du système de ventilation, permettant ainsi une canalisation de la circulation d'air. Cela se manifeste notamment par une anomalie thermique négative à la base de l'éboulis – agissant littéralement comme un réservoir de froid – et une anomalie positive dans la partie supérieure de l'éboulis. Lambiel et Pieracci (2008) abondent dans le sens des observations de Delaloye (2004), à savoir qu'un fort gradient thermique favorise le développement de cheminées et l'apparition de fenêtres de fonte de manière hâtive au printemps. De plus, Dorthe et Delaloye (2005) indiquent que la circulation devient extrêmement

complexe lorsque le contraste thermique est faible. En fait, lorsque le gradient thermique est très faible, voire nul, on note des inversions dans la direction du vent sur une base quotidienne (Dorthe et Delaloye, 2005).

Durant la saison chaude, Delaloye (2004), Lambiel (2006) et Morard (2011) notent une décharge de l'air froid et dense à la base de l'éboulis lorsque l'air extérieur est plus chaud que l'air à l'intérieur. Cette décharge d'air froid a pour conséquence de préserver de manière ponctuelle la température du sol sous le point de congélation durant l'été (Dorthe et Delaloye, 2005; Lambiel, 2006; Morard et coll., 2008, 2010), voire même la présence de glace dans les interstices entre les débris (Sawada, 2003). Les observations de Morard (2008), à l'image des observations précédentes (Delaloye, 2004; Lambiel, 2006), indiquent elles aussi que la saison hivernale est essentielle à la manifestation de cet effet de cheminée. Un hiver froid maintient un fort gradient thermique qui facilite la phase ascendante du système de ventilation et, par conséquent, une recharge significative du réservoir de froid à la base de l'éboulis. À l'inverse, un hiver doux et court diminue l'efficacité du mécanisme et la recharge en froid s'en trouve d'autant plus affectée.

1.3 Conclusion

Enfin, bien que les trois principales hypothèses présentées concernant le refroidissement interne d'un éboulis soient à priori fort différentes les unes des autres par leur nature et leurs caractéristiques, de plus en plus de chercheurs envisagent non pas un mécanisme unique, mais une succession, voire une alternance de mécanismes propres à la formation et à la préservation de pergélisol au sein des éboulis ventilés de basse altitude (Delaloye, 2004; Zacharda et coll., 2007).

CHAPITRE II

SITE D'ÉTUDE

Situé dans l'état du New Hampshire, aux États-Unis, le site d'étude se trouve à environ 200 km au sud-est de Montréal (figure 2.1). Il est localisé dans la forêt nationale des Montagnes Blanches (White Mountain National Forest), plus précisément à l'entrée nord du parc étatique de Franconia Notch (Franconia Notch State Park).

De manière générale, les Montagnes Blanches sont situées sous un climat tempéré froid et humide (figure 2.2). La saison estivale est chaude (19°C en moyenne en juillet) et la saison hivernale froide (-11,5°C en moyenne en janvier), avec des périodes de forte humidité liées aux tempêtes (nor'easter) et extrêmes comme les ouragans (tempêtes tropicales) (Sperduto et Kimbal, 2010). Toutefois, le contexte orographique associé au massif des Montagnes Blanches modifie localement le climat, notamment en augmentant de manière significative les quantités de précipitations reçues. En effet, avec comme point culminant le Mont Washington (1916 m a.s.l.), on note un gradient thermique altitudinal prononcé avec des conditions froides sur les sommets, prolongeant ainsi la saison hivernale en altitude. Ce microclimat se caractérise d'ailleurs par des conditions extrêmes (rafales à plus de 300 km/h, blizzard, fort enneigement sur les versants protégés, etc.).

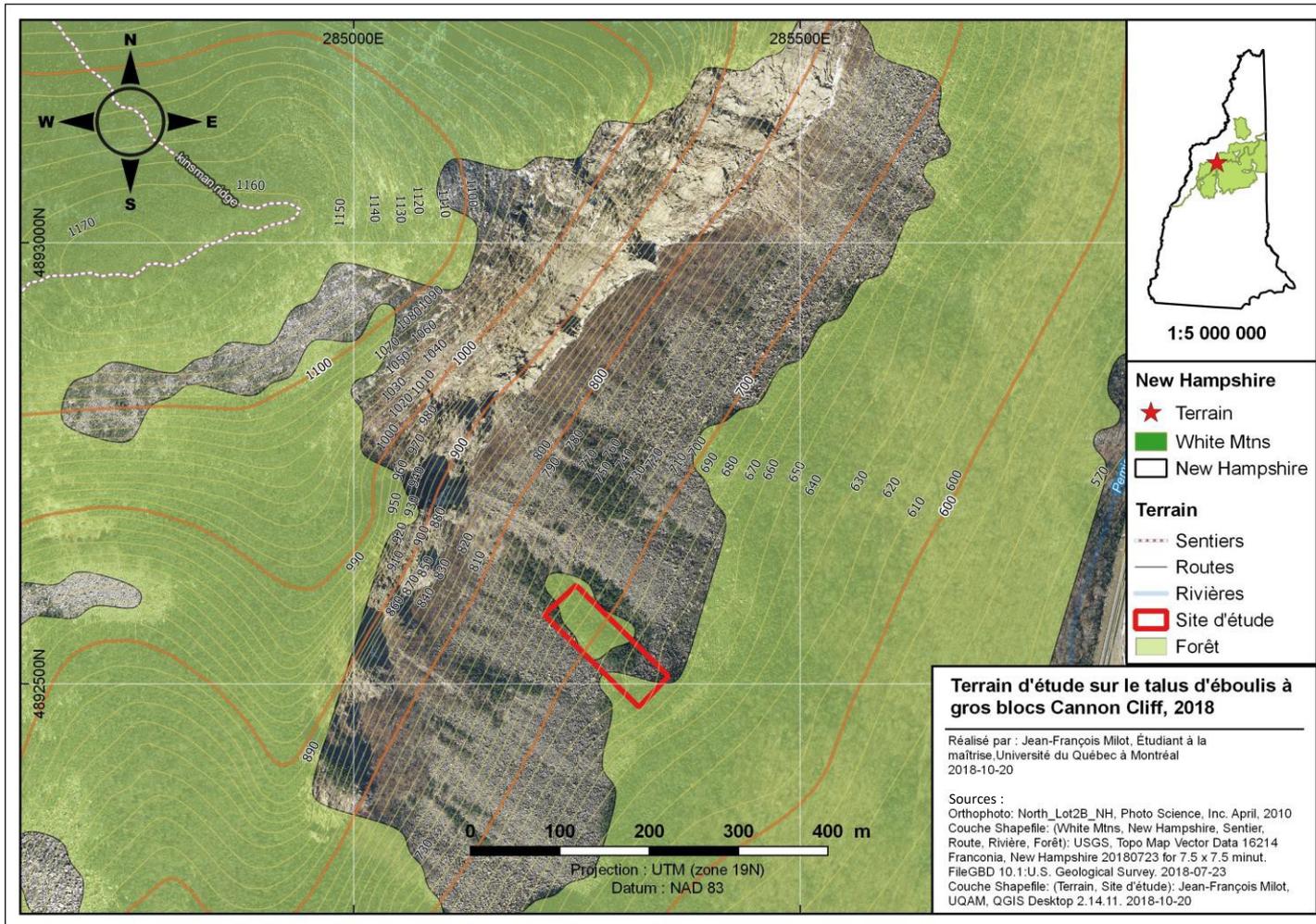


Figure 2.1 : Terrain d'étude sur le talus d'éboulis à gros blocs, Cannon Cliff 2018.

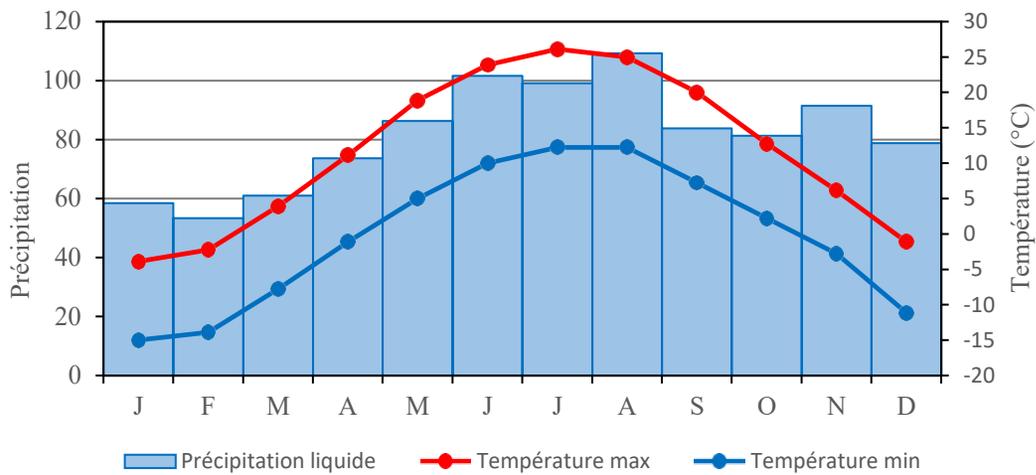


Figure 2.2 : Diagramme ombrothermique de la région de Franconia dans les White Mountains (www.weather-us.com).

2.1 Géologie, géomorphologie et végétation

L'écorégion des Montagnes Blanches présente un terrain fort accidenté, ce qui le distingue du contexte topographique général du New Hampshire. En effet, son positionnement au cœur du complexe physiographique des Appalaches lui confère un relief caractérisé par des déformations et des plissements structuraux (failles normales et inverses). Ces structures ont pour origine la double formation orogénique des Appalaches. Issue d'une première orogénèse taconienne lors de l'Ordovicien, la formation des Appalaches s'est achevée par une seconde orogénèse, dite Acadienne, survenue au Dévonien supérieur (Landry et Mercier, 1992). Depuis cette époque, l'érosion a considérablement adouci le relief, aujourd'hui caractérisé par une succession d'anticlinaux et de synclinaux formant vallées et collines. Cependant, l'écorégion des Montagnes Blanches se distingue par la présence d'un massif montagneux, dont 48 sommets dénommés les « *High peaks* » culminent encore aujourd'hui à une altitude supérieure à 1200 m a.s.l. Ces hauts sommets sont attribuables au passage de la plaque tectonique continentale nord-américaine au-

dessus d'un point chaud magmatique au cours du Jurassique et du Crétacé (Landry et Mercier, 1992; Lyons et coll., 1997). Cette intrusion magmatique, « *White Mountains Plutonic-Volcanic Suite* » correspond d'ailleurs, en partie du moins, à la présence de granite dans le secteur (Lyons et coll., 1997). Enfin, la région a subi l'effet érosif du Quaternaire attribué à la récurrence de périodes glaciaires remodelant ainsi le relief. La déglaciation remonte à plus de 12 000 ans dans le secteur des Montagnes Blanches (Thompson et coll., 1999). De par leur puissance érosive, le passage des glaciers est encore visible dans le paysage à travers diverses formes et dépôts (auges et cirques glaciaires, moraines, eskers, till, etc.). La période postglaciaire a par la suite permis la réédification de nouvelles formations superficielles observables actuellement dans la région (talus d'éboulis, felsenmeer, etc.) et ce, via notamment divers processus gravitaires comme les avalanches de neige et les glissements superficiels.

Le gradient climatique altitudinal favorise aussi l'étagement de la végétation; depuis le domaine de la forêt mixte dans les vallées jusqu'à l'étage alpin dominant les sommets. Dans les vallées, la forêt mixte appelée « *fir and northern hardwood forest* » se caractérise par différentes espèces comme l'érable à sucre (*Acer saccharum* Marshall), le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis* Britt.), le bouleau blanc (*Betula papyrifera* Marshall), le sapin baumier (*Abies balsamea* (L.) Mill.) et le mélèze laricin (*Larix laricina* (Du Roi) K. Koch) (Sperduto et Kimball, 2010). À mesure que l'on progresse en altitude, on passe de la forêt mixte à la forêt coniférienne, puis à l'étage sub-alpin marqué par la limite des arbres et laissant place à des arbres prostrés appelés krummholz, des arbustes, des herbacées, des mousses et des lichens de l'étage alpine.

2.2 Cannon Cliff

Le talus d'éboulis à gros blocs de Cannon Cliff (figure 2.3) est situé sur le versant sud-est de la montagne du même nom. Cette dernière culmine à une altitude de

1250 m a.s.l. Il s'agit d'un dôme d'exfoliation granitique qui présente une surface en pelures d'oignon et où le démantèlement est essentiellement associé aux agents météoritiques (cycles gel-dégel, vent, pluie, etc.) (Trenhaile, 2007). La paroi rocheuse qui surplombe le talus d'éboulis a une dénivelée d'environ 250 m. À première vue, cette paroi semble montrer deux types de démantèlement séparés par le « *black dyke* », dont la forme rappelle vaguement une faille structurale depuis le haut vers le bas de la paroi rocheuse. La portion sud-ouest est très exfoliée par comparaison à la portion nord-est d'une apparence beaucoup plus massive, quoique fortement diaclasée.



Figure 2.3 : Talus d'éboulis de Cannon Cliff, New Hampshire, États-Unis. Photo de Jean-François Milot (2012).

Le talus d'éboulis sous-jacent s'étend sur une longueur de plus de 400 m et ce, pour une largeur approximative de 1200 m. La composition granulométrique du talus est

principalement de taille métrique d'où la terminologie de talus d'éboulis à gros blocs. On peut observer un granoclassement longitudinal avec des fragments de plus en plus grossiers depuis l'amont (taille déca centimétrique à centimétrique) vers l'aval (taille métrique). De façon générale, la pente du talus varie entre 33° et 35° pour atteindre une pente d'équilibre avoisinant 37°. Ce contexte de pente forte est très certainement propice au déclenchement de mouvements gravitaires tels que des chutes de pierres et des avalanches de neige.

La végétation sur le talus présente un patron particulier. En effet, dans la partie amont du tablier d'éboulis, longeant littéralement le pied de la paroi rocheuse, la végétation est de type feuillu, dont l'espèce dominante est le bouleau blanc, typique des milieux perturbés. Par comparaison, les conifères, dont le sapin baumier, semblent plutôt restreints à un patron linéaire de colonisation du haut vers le bas, et ce là où la dynamique de démantèlement de la paroi semble la moins active.

On peut noter aussi la présence de petits îlots composés d'une végétation atypique avec le thé du Labrador (*Rhododendron groenlandicum* (Oeder) Kron & Judd) et l'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) Britton). Ces petits îlots sont surtout présents au pied du talus et dans les ruptures de pente.

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

L'observation et l'identification d'une source de fraîcheur provenant du sol lors d'une excursion estivale sur le talus d'éboulis à gros blocs de Cannon Cliff a suscité des questionnements et l'intérêt pour cette recherche. Suite à cette découverte, une revue de la littérature ainsi qu'une série de visites sur le terrain ont été réalisées afin de cerner le phénomène et d'en observer les impacts sur l'environnement immédiat. La première année de terrain a été consacrée à la prospection du phénomène à l'échelle du talus d'éboulis. Il a d'ailleurs été possible d'observer un phénomène de refroidissement à plusieurs endroits sur le talus. En revanche, à des fins pratiques et surtout dans un contexte de temps limité, les efforts de recherche ont été concentrés en un seul endroit. Cet endroit correspond au site d'étude sélectionné à partir d'indices de refroidissement observables sur le terrain (glace estivale, source d'air froid, végétation différente, etc.). Le site a par la suite été investigué avec plusieurs outils et techniques de mesure. Une série d'analyses statistiques s'en est suivie.

3.1 Choix du site et cartographie

Le talus d'éboulis a été parcouru dans son ensemble afin de recenser, cartographier et de mesurer l'ampleur du phénomène thermique (refroidissement et réchauffement) ainsi que ses impacts écologiques. Des outils de positionnements géographiques et de mesures topographiques ont été utilisés lors des visites sur le terrain. Un GPS Garmin avec une précision de 5 m a été utilisé pour spatialiser les différents éléments tels la

microtopographie, la présence de glace estivale, les trous d'aération hivernale, les arbres perturbés, les blocs de granite altérés, etc.

Plusieurs autres instruments de mesure ont été utilisés lors de la phase de prospection du terrain telle qu'une sonde graduée, un clinomètre, une boussole, une sonde BTS, un télémètre, une mini station météo portable, une caméra (time-lapse), un scléromètre à béton.

Afin de dresser un portrait un peu plus global du talus d'éboulis, l'utilisation de logiciels SIG tels que la suite ESRI (Arc GIS) et QGIS ont été nécessaires afin de numériser, cartographier et calculer certains paramètres comme la superficie, la longueur totale et le dénivelé moyen du talus étudié. Ces mesures ont été effectuées à l'aide d'un modèle numérique de terrain (MNT) et d'une photographie aérienne orthorectifiée fournie par le USGS (United State Geological Survey). L'utilisation du logiciel SIG a permis de numériser la surface du talus d'éboulis et d'en extraire la superficie.

Le résultat de cette prospection a permis d'identifier un site d'étude susceptible de répondre aux besoins de la présente recherche. Afin de circonscrire, d'identifier et de mesurer les impacts de l'anomalie thermique, le site d'étude a été fragmenté en 8 placettes de 5 m de rayon, disposées selon un axe amont-aval à travers l'anomalie thermique négative (figure 3.1).

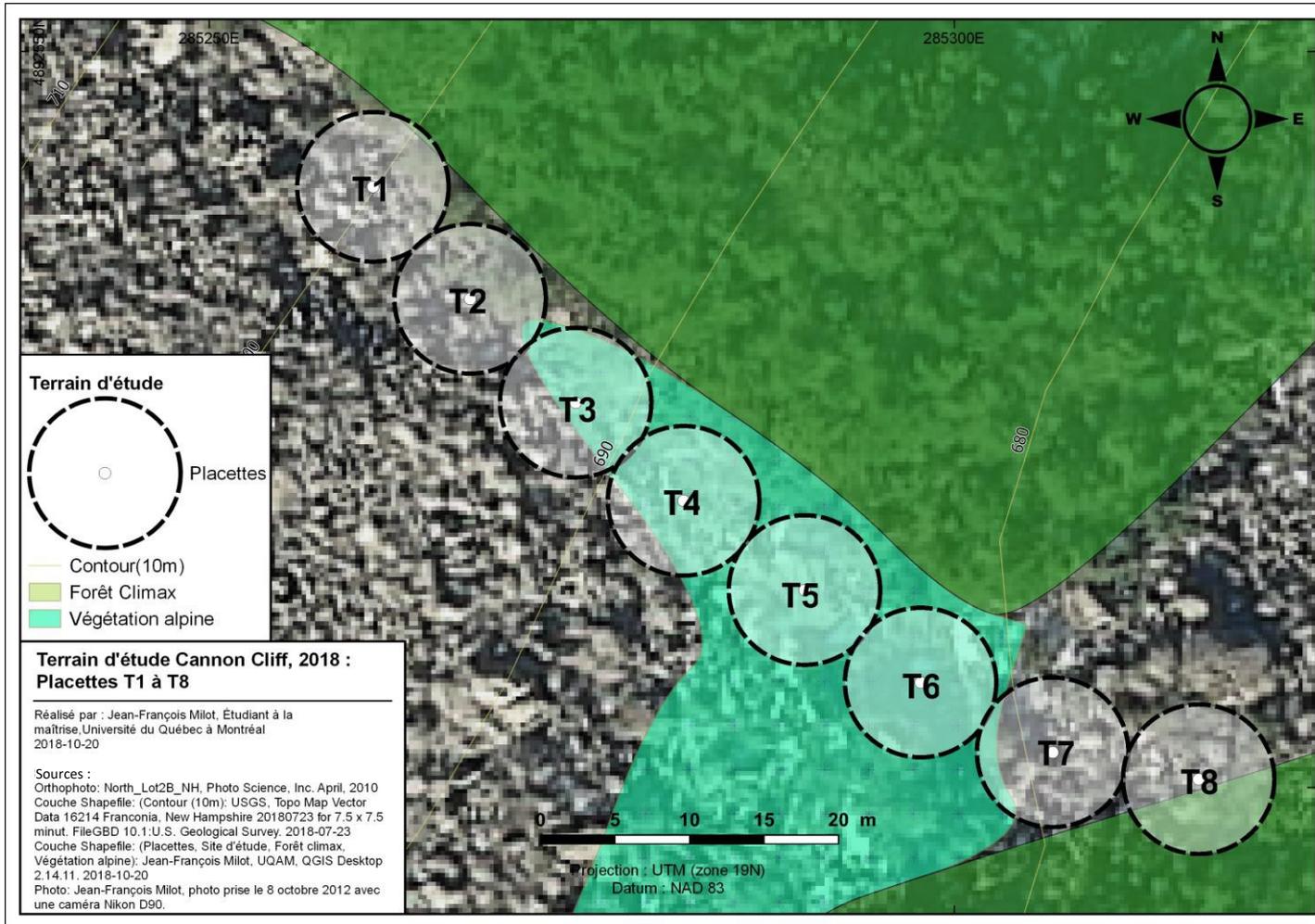


Figure 3.1 : Cartographie du site d'étude montrant l'emplacement des placettes T1 à T8.

3.2 Caractérisation du terrain

Dans l'optique où cette source de fraîcheur ne se caractérise pas uniquement par une différence de température, mais aussi par les impacts qu'elle induit à son environnement limitrophe; il peut être justifié, à l'inverse, de se questionner sur l'importance qu'a l'environnement sur la présence de cette anomalie thermique. Ceci étant dit, il devient donc important de dégager les caractéristiques du talus pouvant induire cette anomalie thermique. C'est pourquoi dans cette section il sera question des techniques utilisées pour faire ressortir les caractéristiques topographiques, climatiques et écologiques du talus d'éboulis à gros blocs, et ce à différentes échelles.

3.2.1 Couverture végétale

La végétation est certainement l'indicateur le plus utilisé pour l'identification des environnements froids. Du nanisme des arbres à la présence atypique de mousses et de plantes nordiques, plusieurs articles scientifiques rapportent ces particularités écologiques à l'échelle locale des éboulis froids (Delaloye et coll., 2003; Gude et coll., 2003; Sawada, 2003; Lambiel, 2006; Dvorak et coll., 2008; Morard et coll., 2008; Stiegler et coll., 2014). L'observation de la répartition du couvert végétal sur le talus d'éboulis de Cannon Cliff permet d'identifier la présence, ou non, d'une anomalie thermique et aussi d'en mesurer l'intensité et les impacts sur la flore. Suivant cette logique, une forte concentration de végétation atypique nordique signifie la présence d'une source de fraîcheur pérenne.

La répartition du couvert végétal a été établie par observation et donc, utilisée à titre complémentaire. Chaque placette (8) a été observée, quantifiée et décomposée en quatre quadrants, délimités par les grands axes géographiques (nord, est, sud, ouest). À l'aide d'un télémètre, chaque placette a été scrutée dans un rayon de cinq mètres. Pour chacune des sections, on a estimé le pourcentage approximatif (taux de

recouvrement) occupé par la végétation. Afin de raffiner l'observation, ces mêmes quadrants ont été photographiés de façon à identifier les espèces végétales dominantes (ex. thé du Labrador, épinette noire, if du Canada (*Taxus canadensis* Marshall), mousse et lichen, etc.).

En effet, une source de fraîcheur pérenne procure un environnement climatique local particulier, ce qui favorise la présence d'une flore hors climax, comme figée dans le temps ou en équilibre avec les conditions plus froides qui ont prévalu au Petit Âge glaciaire (Bertinelli et coll., 1993; Sperduto et Kimball, 2011). Cette observation permet d'établir un portrait floristique du site et de déterminer si l'anomalie thermique a un impact sur le type et la répartition de la végétation.

3.2.2 Microtopographie et répartition du couvert nival

La répartition spatiale du manteau neigeux peut être influencée par plusieurs éléments (ex. le vent, les avalanches), dont la microtopographie (ex. sillons, cuvette et crête) et la végétation, laquelle peut agir comme barrière à neige (Hanson et Hoelzle, 2004). Afin d'observer l'influence de la microtopographie sur la couverture de neige, l'utilisation d'une perche graduée a permis, depuis l'amont vers l'aval, de mesurer l'épaisseur du couvert de neige en enfonçant la perche à des intervalles d'un mètre. À chaque cinq mètres, un profil transversal a été effectué.

Les trous d'aération ou trous d'aspiration sont généralement observés à la base du processus de ventilation (Lambiel, 2006). Soumis à des changements de température internes, le manteau neigeux est perforé laissant ainsi circuler l'air entre l'intérieur et l'extérieur du talus durant la saison hivernale. Les visites répétées sur le terrain et l'utilisation d'un GPS et d'une sonde BTS (*Bottom Temperature of the winter Snow cover*) couplées au logiciel Arc map (ESRI, 2006) ont permis de localiser et d'associer ces trous avec les autres facteurs thermiques.

3.2.3 Régime d'enneigement

L'accumulation de neige au pied de l'éboulis, suite à son remaniement par les avalanches et le vent, favorise une fonte tardive et la préservation d'un sol gelé au pied de l'éboulis (Haeberli, 1975). Afin d'observer l'évolution de l'enneigement et de la fonte du couvert de neige à Cannon Cliff, une caméra time-lapse Spypoint HD10 avec une résolution de 10 mégapixels (figure 3.2) a été installée. Une série chronologique de photographies issues de la caméra a été prise à un intervalle régulier d'une heure, du lever (6 h) au coucher (21 h) du soleil durant la saison hivernale 2013-2014. L'emplacement de cette caméra est stratégique et donc localisé là où la présence d'anomalies thermiques négatives a été observée. La caméra a donc été installée en aval du site et positionnée face à l'amont (figure 3.3). Cette prise de vue quotidienne a permis de suivre l'accumulation de la neige et surtout les modalités de fonte.



Figure 3.2 : Caméra time-lapse Spypoint HD10 avec une résolution de 10 mégapixels.

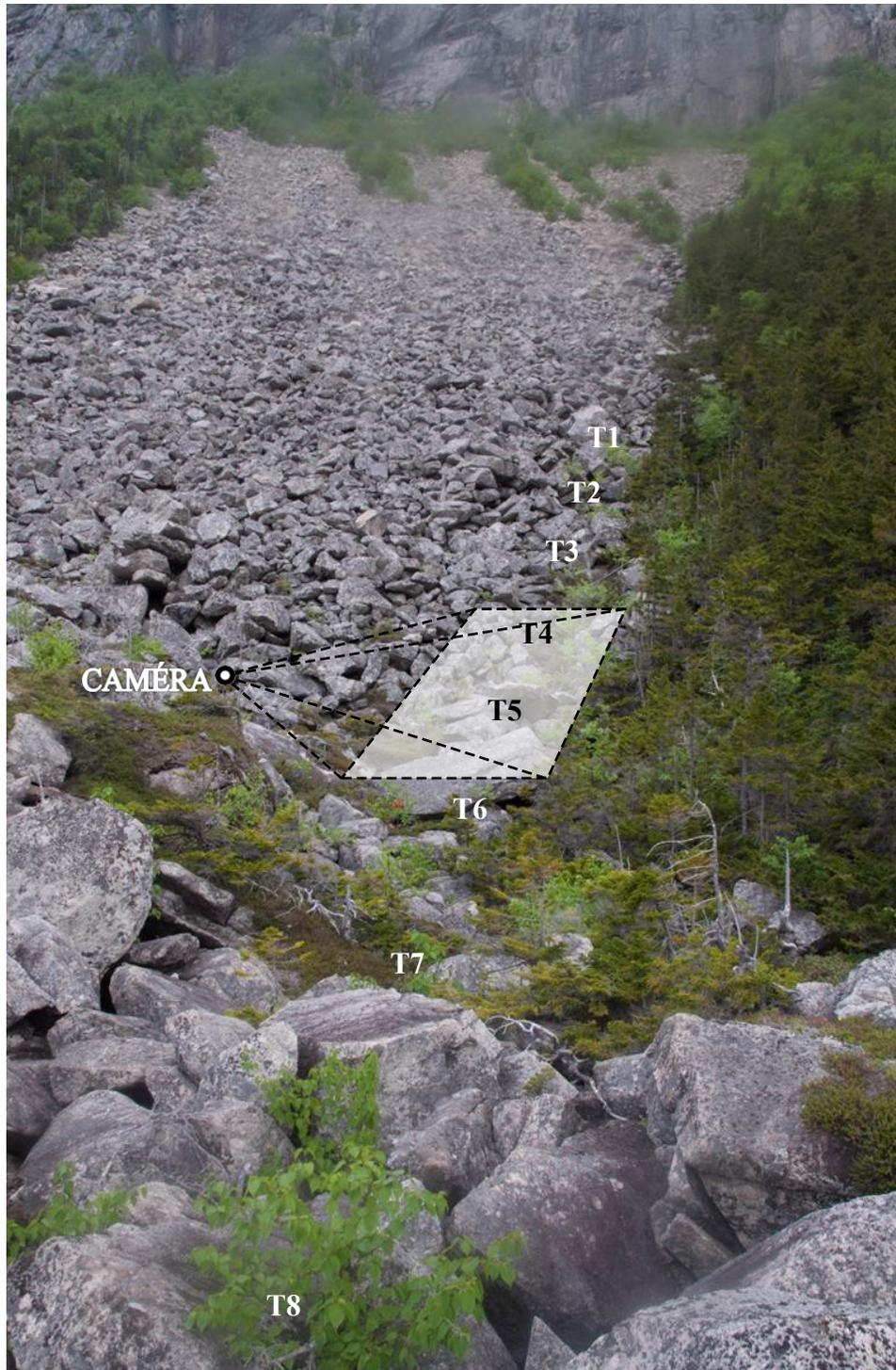


Figure 3.3 : Empreinte de la photo captée par la caméra time-lapse.

L'observation du régime d'enneigement permet de caractériser la durée du couvert nival et de situer la zone susceptible d'abriter du pergélisol, source de fraîcheur estivale. Plus la neige est préservée en un endroit plus elle permet d'y préserver un sol gelé.

3.3 Anomalie thermique

Le régime thermique constitue une géographie des températures moyennes annuelles, mais fait aussi référence à l'étude des variations thermiques diurnes et saisonnières (Godard et Tabeaud, 2004). Le terme régime thermique est souvent représenté comme un profil des fluctuations de la température pour une période donnée (Robitaille et Allard, 1996). Cette notion est surtout utilisée en géomorphologie périglaciaire afin d'identifier et comprendre le comportement du pergélisol (p. ex. Vieira et coll., 2017). Le régime thermique a donc été utilisé afin d'identifier et localiser les anomalies thermiques présentes sur le talus d'éboulis. Pour se faire, deux techniques complémentaires ont été utilisées, l'une pour la délimitation spatiale (sonde BTS et caméra thermique) et l'autre pour la caractérisation temporelle (i-button).

3.3.1 Sonde BTS et caméra thermique

La première technique utilisée pour caractériser les écarts thermiques à la surface de l'éboulis s'est faite avec la sonde BTS. Il s'agit d'une collecte de la température à l'interface sol-neige permettant d'enregistrer la température du sous-sol lorsque la couche nivale est suffisamment importante (80 cm) pour isoler le talus de l'air ambiant (Delaloye, 2004; Lambiel, 2006; Morard, 2011). Cette technique permet de couvrir une large surface en suivant un maillage serré au 15 m.

De manière complémentaire, la caméra thermique permet d'observer de façon ponctuelle dans le temps la répartition spatiale des écarts thermiques. Elle est munie

d'une caméra optique intégrée permettant la prise d'une image mixte (infrarouge et conventionnelle). La caméra thermique reproduit l'émissivité de la surface photographiée sous forme d'une image thermique où chaque pixel représente une valeur en degré Celsius. La température mesurée dépend de l'émissivité de la surface photographiée ainsi que de la température de l'air ambiant.

3.3.2 Profil thermique

Des i-buttons, petits capteurs thermiques programmables et capables d'enregistrer des températures (précision de 0.1°C) à des fréquences variables, ont été utilisés. Il s'agit du modèle DS 1922L-F5 de Thermochron capable de mesurer des températures entre -40°C et $+85^{\circ}\text{C}$. Le modèle 8 bits peut enregistrer jusqu'à 8192 données selon un intervalle d'une seconde à 273 heures. La programmation du capteur et la lecture des données se font à l'aide du logiciel 1-WIRE.

Les i-buttons étant relativement fragiles, ils ont été placés dans un boîtier de plastique hermétique et scellé avec du silicone et suspendu en son centre par l'ajout de granules de polystyrène blanc permettant ainsi aux capteurs d'enregistrer les données avec un minimum d'interférence thermique. Afin de faciliter leur mise en place, la confection de petits socles en bois, d'une couleur blanche, a permis de facilement fixer les i-buttons sous les rochers ou sur un arbre à proximité (figure 3.4).

Dans un premier temps, un portrait global du régime thermique du talus d'éboulis a été effectué. Ayant parcouru le talus au cours de l'été, les anomalies thermiques négatives repérées ont servi de localisation pour les capteurs. Ces derniers ont donc été positionnés de manière stratégique.

Dans un deuxième temps, afin de dresser un portrait plus précis dans la section étudiée du talus d'éboulis, un i-button à toutes les deux placettes a été déposé dans les interstices du talus afin d'enregistrer la température interne de l'éboulis. Trois autres

i-buttons ont été disposés à l'extérieur; le premier situé dans la partie amont du talus, un second au centre et le dernier au pied de la section sans végétation forestière. Les i-buttons utilisés ont été programmés pour enregistrer une température toutes les quatre heures sur une base annuelle. De cette façon, il est possible d'observer les écarts thermiques entre la surface du talus et l'intérieur.



Figure 3.4 : Socle en bois permettant de protéger le i-button durant la récolte de donnée. À droite on observe une installation intérieure et à gauche une installation extérieure.

3.4 Impacts dendroécologiques

L'identification des marqueurs dendroécologiques associés aux anomalies thermiques permet, à l'aide de la dendrochronologie et la dendromorphométrie, d'utiliser les arbres comme témoins. La dendrochronologie permet de déterminer la récurrence du

phénomène alors que la dendromorphométrie permet de localiser l'anomalie et d'en estimer l'intensité. Au total, 65 arbres ont été échantillonnés dont 43 sont des arbres perturbés par la présence d'une anomalie thermique, alors que 30 autres arbres font office de référence.

Seuls le sapin baumier et l'épinette noire ont été sélectionnés en raison de leur omniprésence sur leur site à l'étude. Leur facilité d'échantillonnage par comparaison aux feuillus et leur sensibilité élevée aux forçages mécaniques externes a aussi facilité le choix (Strunk, 1997). Les échantillons ont été prélevés sous forme de carottes et de sections transversales (figure 3.5).

Cherchant à isoler l'impact potentiel d'une anomalie thermique sur la croissance des arbres, les arbres de références non perturbés ont été échantillonnés à proximité à des fins de comparaison. Les arbres de référence ont été carottés à l'aide d'une sonde de Pressler de manière à minimiser les dommages (Delwaide et Filion, 2010). L'échantillonnage a été effectué à 1,3 m du sol, soit la hauteur de prélèvement conventionnel en foresterie appelé DHP (Diamètre Hauteur Poitrine). La proximité de branches, cicatrices ou nœuds a été évitée. Une fois prélevées, les carottes ont été entreposées et identifiées. Chaque arbre de référence a été carotté à deux reprises, soit à l'amont et à l'aval. L'enregistrement d'un point GPS ainsi que la mesure de la circonférence des arbres ont été effectués systématiquement.

Le prélèvement de sections transversales sur les arbres est une technique destructrice, mais elle présente de nombreux avantages pour l'analyse dendrochronologique et dendromorphométrique. La sélection des arbres a donc été réalisée avec beaucoup de précautions. Ce choix repose sur la présence de blessures mécaniques externes (ex. posture prostrée, port en drapeau, branches exfoliées, cicatrices de gel) et la proximité d'une source de fraîcheur estivale. En raison de leur capacité d'adaptation à des climats froids et rudes, seules les épinettes noires ont été prélevées en raison de leur

omniprésence sur le site affecté. La coupe a été effectuée le plus près possible du sol, correspondant au collet afin d'obtenir la plus longue chronologie possible.

La position exacte de l'arbre, sa circonférence, l'emplacement et l'orientation de la blessure, la hauteur de prise de l'échantillon ainsi que les caractéristiques spécifiques de la microtopographie environnante ont été notées (Ouellet, 2010). Les échantillons ont ensuite été numérisés et photographiés.

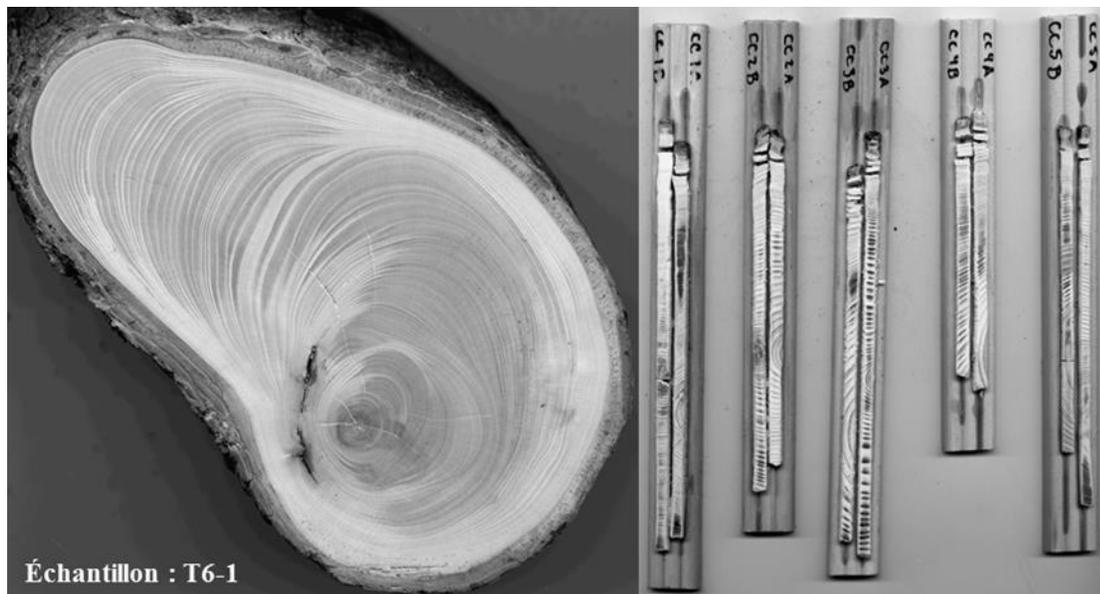


Figure 3.5 : Échantillons sous la forme d'une section transversale pour les arbres perturbés et de carottes réalisées avec une sonde de Pressler pour les arbres de références.

3.4.1 Préparation des échantillons et analyses en laboratoire

Une fois prélevés, les échantillons (carottes et sections transversales) ont été séchés à l'air libre dans un environnement sec. Chaque carotte a été montée sur un petit support en bois pour faciliter le ponçage. Afin de révéler l'ensemble des cernes, l'utilisation d'une sableuse Delta a permis le ponçage à l'aide d'un papier à sabler grossier, puis graduellement un papier de plus en plus fin (grains de 80 à 300). Une

fois bien poncés, les échantillons ont été numérisés à haute résolution (2400 dpi). Puis, à l'aide du logiciel WinDendro les cernes de croissance ont été comptés, datés et mesurés avec une précision de l'ordre du 1/100^{ième} mm.

L'identification et la datation des séquences de bois de réaction permettent de déterminer les périodes de déstabilisation. Le bois de réaction, caractérisé par une coloration plus marquée des trachéides selon les espèces, se distingue aussi généralement par une excentricité des cernes annuels (Payette et Filion, 2010). Le bois de réaction est surtout utilisé en dendrogéomorphologie afin de recueillir de l'information sur des évènements géomorphologiques du passé, et pour en reconstruire la fréquence et l'intensité ainsi que l'étendue spatiale (Stoffel et coll., 2008). Le phénomène étudié ici n'est pas un processus géomorphologique, mais plutôt un phénomène thermique, lequel devrait néanmoins influencer la croissance de l'arbre de par la forte humidité et le froid qu'il procure. Ces conditions, en fonction de leur localisation géographique, sont donc susceptibles d'engendrer un forçage mécanique chez les arbres situés à proximité. Ainsi, en datant les séquences de bois de compression et leur orientation, il sera possible de localiser le phénomène de refroidissement et d'en déterminer l'activité à travers le temps en fonction de l'âge des arbres.

3.4.2 Recensement des anomalies dendromorphométriques

De manière complémentaire à la datation des séquences de bois de réaction, plusieurs mesures ont été effectuées sur les sections transversales afin d'élaborer et de calculer divers indices (figure 3.6).

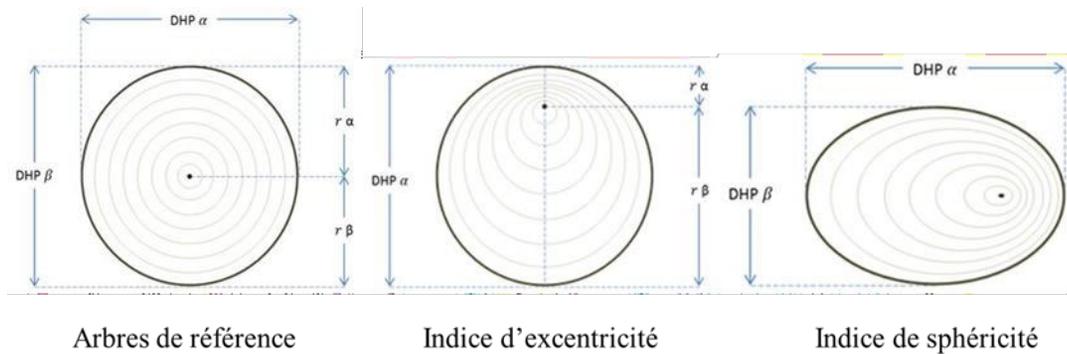


Figure 3.6 : Représentation des différentes mesures dendrométriques prises sur les échantillons.

3.4.2.1 Indice de sphéricité

L'indice de sphéricité permet de caractériser la morphologie du tronc d'un point de vue radial et non pas vertical. L'indice de sphéricité est calculé de la manière suivante :

$$\text{Indice de sphéricité} = DHP\alpha / DHP\beta$$

où le $DHP\alpha$ correspond au diamètre le plus court et $DHP\beta$ au diamètre le plus long tous deux mesurés à la hauteur de poitrine. Une valeur de sphéricité se rapprochant de 1 témoigne d'un tronc parfaitement circulaire. À l'inverse, plus la valeur de l'indice est faible, plus la distribution de la croissance radiale annuelle (croissance en épaisseur) est hétérogène pour un ou plusieurs cernes ce qui confère au tronc une forme de plus en plus ovale vue en plan, ou sur les sections transversales prélevées.

3.4.2.2 Indice d'excentricité

L'indice d'excentricité, similaire à l'indice précédent, permet de déterminer la part relative du bois de réaction par rapport au bois de concentricité (Alestalo, 1971). L'indice est calculé de la façon suivante :

$$\text{Indice d'excentricité} = r\alpha/r\beta$$

où $r\alpha$ correspond à la croissance radiale du plus long rayon (avec le bois de réaction) et $r\beta$ la croissance radiale du plus petit rayon, tous deux mesurés depuis la moelle (cœur de l'arbre). Une valeur près de 1 signifie que le cœur de l'arbre est situé en son centre et donc non perturbé. Plus la valeur est petite, plus le cœur de l'arbre est décentré. Pour tous les arbres dont l'indice d'excentricité est inférieur à 1, la position du cœur par rapport au centre théorique a aussi été évaluée. Cette valeur a été obtenue en mesurant la distance entre le centre théorique et la moelle. Pour chacune des sections transversales, le centre théorique a été déterminé par le croisement de deux transects perpendiculaires; l'un désignant le plus petit DHP et l'autre le plus grand. Du centre théorique, ont ensuite été mesurés la distance et l'azimut (le degré 0 désignant l'amont du talus). Une fois le décalage mesuré, celui-ci a été divisé par le rayon moyen de la même section. Cette valeur a finalement été comparée à l'ensemble des arbres perturbés et jumelée à l'azimut qui, une fois représenté sur un plan cartésien du site d'étude, permet la comparaison avec les sorties d'air froid précédemment géolocalisées.

3.5 Impacts géomorphologiques

Le marteau de Schmidt (test de résistance R) permet de dresser une courbe de résistance en fonction de la densité de la roche et d'en déterminer une altération relative. La technique permet, à l'aide du marteau de Schmidt appelé aussi scléromètre à béton (figure 3.7), de calculer la valeur de rebond. Celle-ci traduit la résistance de la surface de la roche qui, dans un même contexte lithologique et climatique, est proportionnelle au degré d'altération de la roche (Scapozza et coll., 2011). Ainsi, la valeur de rebond, exprimée par R (conversion complexe calculée à même l'outil), permet d'extrapoler une détérioration relative en fonction de

l'exposition de la roche aux agents d'altération. De sorte qu'une valeur R élevée indique un faible degré d'altération, et vice-versa.



Figure 3.7 : Utilisation du marteau de Schmidt sur les roches situées à l'intérieur du site d'étude.

L'utilisation de cette technique permet de faire une datation relative, puisqu'une valeur élevée signifie un âge d'exposition relativement jeune, et inversement (Scapozza et coll., 2011). L'idée étant ici de partir du principe que chaque type et degré d'altération (climatique, thermique ou mécanique) renvoie à une signature particulière, et ce dans un même contexte lithographique et climatique (McCarroll, 1989; Laustela et coll., 2003 dans Scapozza et coll., 2011). De sorte que la valeur R obtenue à la surface de la roche, soumise aux agents climatiques, devrait a priori être différente de la surface protégée de cette même roche à l'intérieur du talus. Par contre, une surface exposée à une forte humidité et de forts contrastes thermiques, tels que le phénomène de surrefroidissement du talus d'éboulis, devrait présenter une valeur R encore plus faible témoignant d'une forte altération. Ainsi, en géolocalisant les mesures effectuées sur le terrain, il devient possible de déterminer l'amplitude spatiale du phénomène de refroidissement.

Pour chacune des placettes la même méthodologie a été utilisée, soit celle de Scapozza et coll. (2011). Cinq roches ont été sélectionnées à l'intérieur d'un rayon de

cinq mètres. Pour chaque roche, la valeur R a été mesurée à quatre reprises et ce, sur dix points différents, tant sur la surface extérieure et exposée de la roche que sur la surface protégée à l'intérieur du talus. La première mesure n'a pas été considérée telle que recommandée par Scapozza et coll. (2011). Le risque d'obtenir une valeur non représentative étant trop grand par comparaison aux mesures suivantes (deuxième et troisième) qui, elles, semblent beaucoup plus représentatives de la réalité. La quatrième et dernière mesure sert de valeur de contrôle, car généralement plus élevée que les valeurs précédentes en raison de l'amincissement de la couche superficielle d'altération suite aux trois premiers impacts. Enfin, une valeur de comparaison a été obtenue par l'échantillonnage d'une cassure fraîche obtenue à l'aide d'un ciseau à pierre.

CHAPITRE IV

RÉSULTATS

4.1 Caractérisation du terrain

Telle que mentionnée dans la section précédente, la caractérisation du terrain a fait appel à diverses mesures et analyses pour une meilleure compréhension des paramètres environnementaux susceptibles de contribuer à la mise en place et au fonctionnement d'un ou plusieurs mécanismes de ventilation sur le talus d'éboulis de Cannon Cliff.

4.1.1 Couverture végétale

Reconnue pour être un indicateur important des conditions climatiques, voire microclimatiques à l'échelle locale, la végétation azonale de type arctique-alpine (périglaciaire) est importante pour démontrer la présence d'une anomalie thermique négative. Les observations réalisées sur le site d'étude permettent de constater dans un premier temps une hétérogénéité entre les placettes. On note surtout une forte concentration de la végétation atypique dans la partie basale de l'éboulis (figure 4.1).



Figure 4.1 : Forte présence de végétation azonale (thé du Labrador, épinette noire, if du Canada, mousse et lichen) au centre de la placette T6.

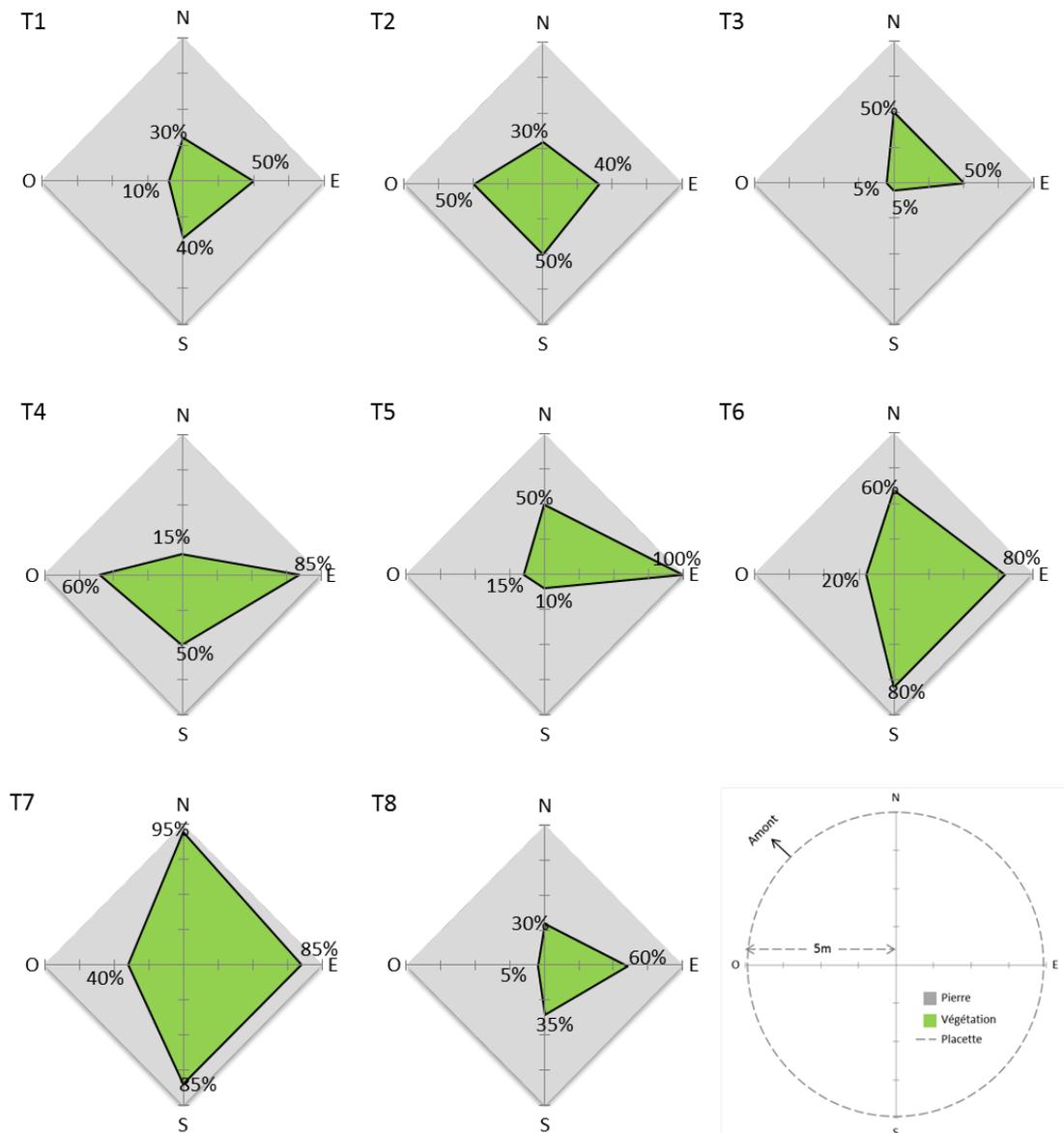


Figure 4.2 : Répartition de la végétation atypique pour les placettes T1 à T8. La valeur en pourcentage correspond à la présence de végétation atypique. Pour chacun des axes géographiques (nord, sud, est et ouest), l'espace observé correspond à un quart-de-cercle. À titre d'exemple, une observation franc nord correspond à un arc de 90° (315° à 45°).

Tableau 4.1 : Représentation de la couverture végétale (en %).

Placettes	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8	Moyenne
Nord	30	30	50	15	50	60	95	30	45
Est	50	40	50	85	100	80	85	60	69
Sud	40	50	5	50	10	80	85	35	44
Ouest	10	50	5	60	15	20	40	5	26
Moyenne	33	43	28	53	44	60	76	33	46

Le tableau 4.1 fournit les données quant à la répartition géographique de la végétation pour l'ensemble des placettes avec une couverture végétale moyenne de 46 %.

Dans la placette T1 (figure 4.2; T1), on observe une très faible colonisation de la végétation avec seulement 33 % de végétation atypique. La situation est similaire pour les placettes T2 à T5 (figure 4.2; T2-T5), alors que les pourcentages ne dépassent pas 53 % (tableau 4.1). Quant aux placettes T6 et T7 (figure 4.2; T6-T7), on note une forte augmentation de la végétation avec une moyenne de 60 % pour T6 et de 76 % pour T7 (tableau 4.1). Enfin, la placette T8 (figure 4.2; T8) montre une baisse considérable avec 33 %.

À l'échelle du site, deux tendances sont observables, d'une part il existe une forte concentration de la végétation du côté Est des placettes avec en moyenne 69 % et, d'autre part, il y a une forte concentration de végétaux atypiques dans les placettes 6 et T7 (tableau 4.1).

4.1.2 Répartition du couvert nival

L'utilisation d'une caméra automatique a permis un suivi en continu de sorte que nous avons été en mesure d'observer le régime d'enneigement et ses caractéristiques pour une période d'environ six mois, plus précisément du 10 janvier 2013 au 3 juin 2013.

Afin de représenter le plus fidèlement possible les six mois de photographies, nous avons choisi une photo sur une base mensuelle représentant le plus fidèlement possible la situation. La figure 4.3 permet donc les observations suivantes : a) la caméra a été installée le 10 janvier, ce qui permet d'observer la première couche de neige de la saison. La couverture n'est pas suffisamment épaisse pour recouvrir la surface totale du talus. L'intérieur du talus n'est donc pas encore isolé de la température extérieure. b) Mise en place d'une couverture de neige quasi-complète sur la section photographiée du talus d'éboulis. Les sillons dans la neige témoignent d'un remaniement de celle-ci par le vent. c) Fin février jusqu'à la mi-mars, la couverture de neige est complète dans la zone basale du site d'étude. L'intérieur du talus est alors complètement isolé de l'air extérieur. d) Le mois d'avril s'exprime sous le thème de la fonte. Un échange d'air entre l'intérieur du talus et la surface s'effectue durant cette période. On note d'ailleurs l'apparition de trous d'aération ayant une forme particulière. Un beigne de givre se forme autour des trous d'aération. De plus, les arbres à proximité sont couverts de givre, notamment sur les branches limitrophes à la zone. e) Disparition complète du couvert de neige à partir du 8 mai 2013. La fonte de la neige correspond à la présence soutenue de glace au cœur du talus d'éboulis. f) La neige a complètement disparu depuis plusieurs jours et les cavités entre les blocs sont remplies de glace malgré la température extérieure supérieure au point de congélation.

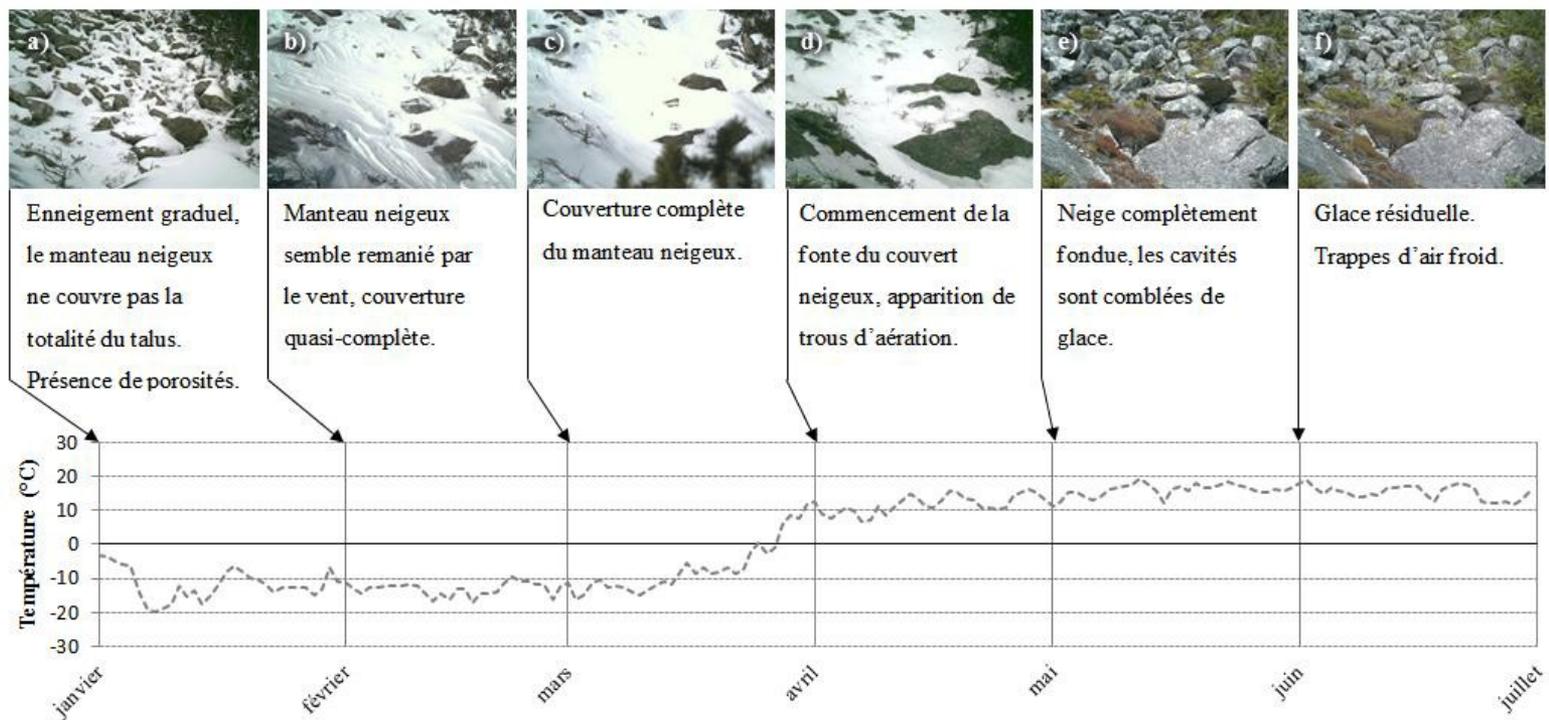


Figure 4.3 : Sélection de photographies montrant l'évolution de la couverture de neige sur la zone froide. Le cadre de la photo permet d'observer les placettes T4 (haut de la photo) à T6 (bas de la photo). Un graphique de la température extérieure (température moyenne journalière de 6,05°C) permet de situer les photos dans le temps pour l'hiver 2014.

De façon générale, on observe une couverture de neige complète à partir du début du mois de janvier. Cette couverture est délimitée par la frange forestière située au nord-est et au pied de la pente ainsi que par le pierrier situé au sud-ouest et en amont de la nappe de neige. Le couvert de neige montre par sa forme et son épaisseur qu'il s'agit en partie d'un remaniement lié à l'action du vent. La surface est pratiquement plane, à certains moments durant la saison on peut même y observer des sastrugis (sillons sur la neige formés par le vent). De plus, les transects réalisés sur le terrain montrent que l'épaisseur de la neige varie grandement. En effet, on note une légère diminution de la couverture de neige depuis la partie aval vers l'amont avec des moyennes de 86 cm (d), 58 cm (c), 77 cm (b) et 72 cm (a) (figure 4.4).

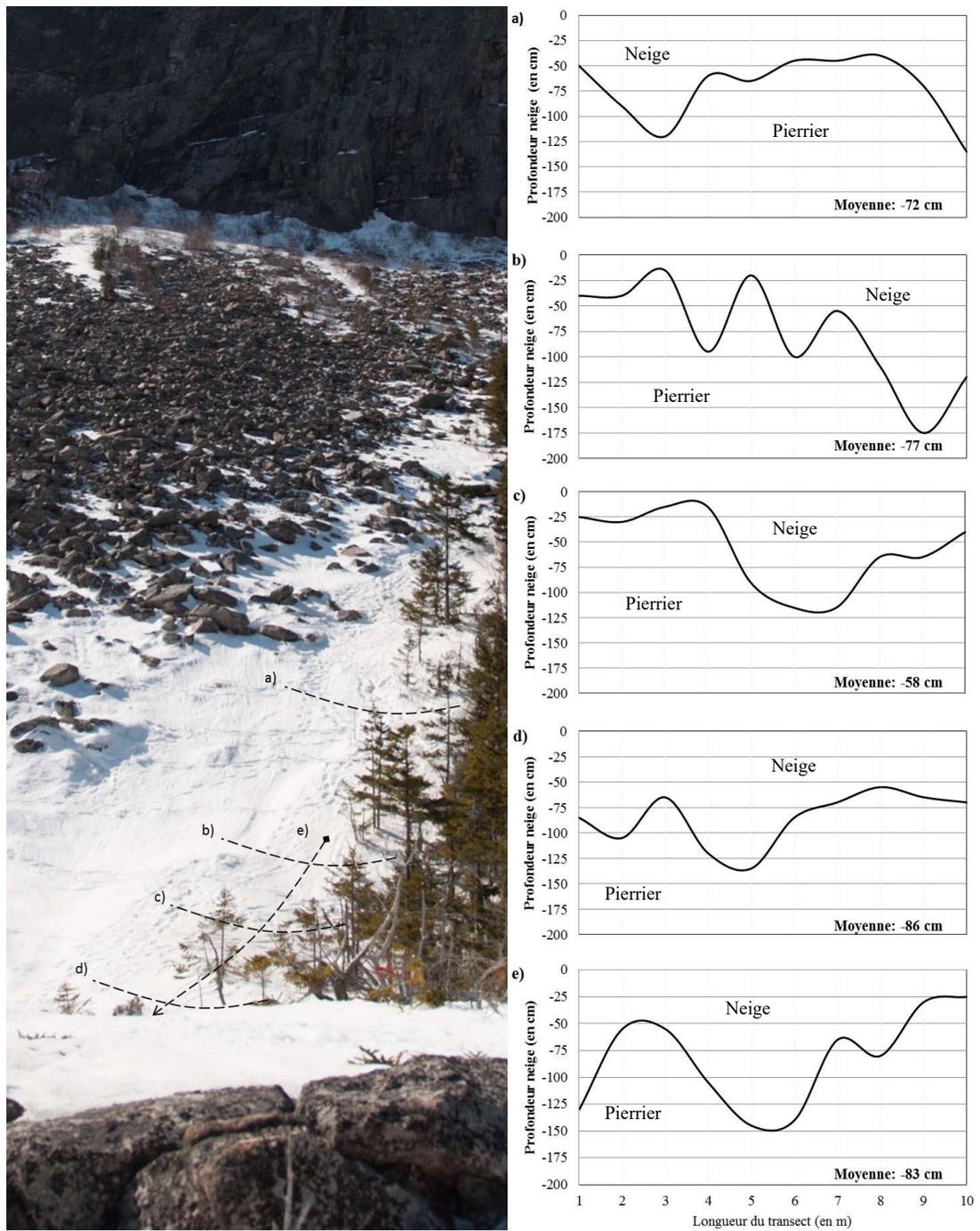


Figure 4.4 : Les transects de profondeur de neige ont été effectués le 4 mars 2014. La surface de la couverture de neige est représentée par la valeur 0 sur les graphiques.

4.2 Anomalie thermique

4.2.1 Sonde BTS et caméra thermique

Bien que nous ayons confectionné une sonde BTS à l'image de celle utilisée par Morard (2011), et que cette dernière est fonctionnelle, le relief très accidenté a rendu difficile, voire impossible, l'acquisition de mesures thermiques situées à l'interface sol-neige. La sonde nous a néanmoins permis de calibrer la caméra thermique et de repérer les sorties d'air froid en l'utilisant comme un thermomètre.

La caméra thermique s'est avérée très utile de par sa capacité à mesurer et localiser les anomalies thermiques en un cliché. Deux relevés d'imagerie thermique ont été effectués, un premier durant la saison estivale (en date du 3 août 2013) pour identifier les anomalies thermiques négatives, et un second durant la saison hivernale (le 2 mars 2014) afin d'observer les anomalies thermiques (trous souffleurs d'air chaud) sur la surface neigeuse.

4.2.1.1 Imagerie thermique estivale

L'utilisation de la caméra thermique a permis de localiser rapidement les sorties d'air froid. Au total, 25 sorties d'air froid sur le site d'étude ont été identifiées (figure 4.5 : Trous glacés). Ces anomalies thermiques ont été repérées soit par la présence de glace résiduelle (figure 4.6) ou par la présence d'une température avoisinant le point de congélation, cette dernière ayant été mesurée avec la sonde BTS. À l'aide de ces données et du logiciel ArcGis, la superficie de la glace potentielle (figure 4.5 : Lentille de glace) confinée sous la surface rocheuse a pu être déterminée.

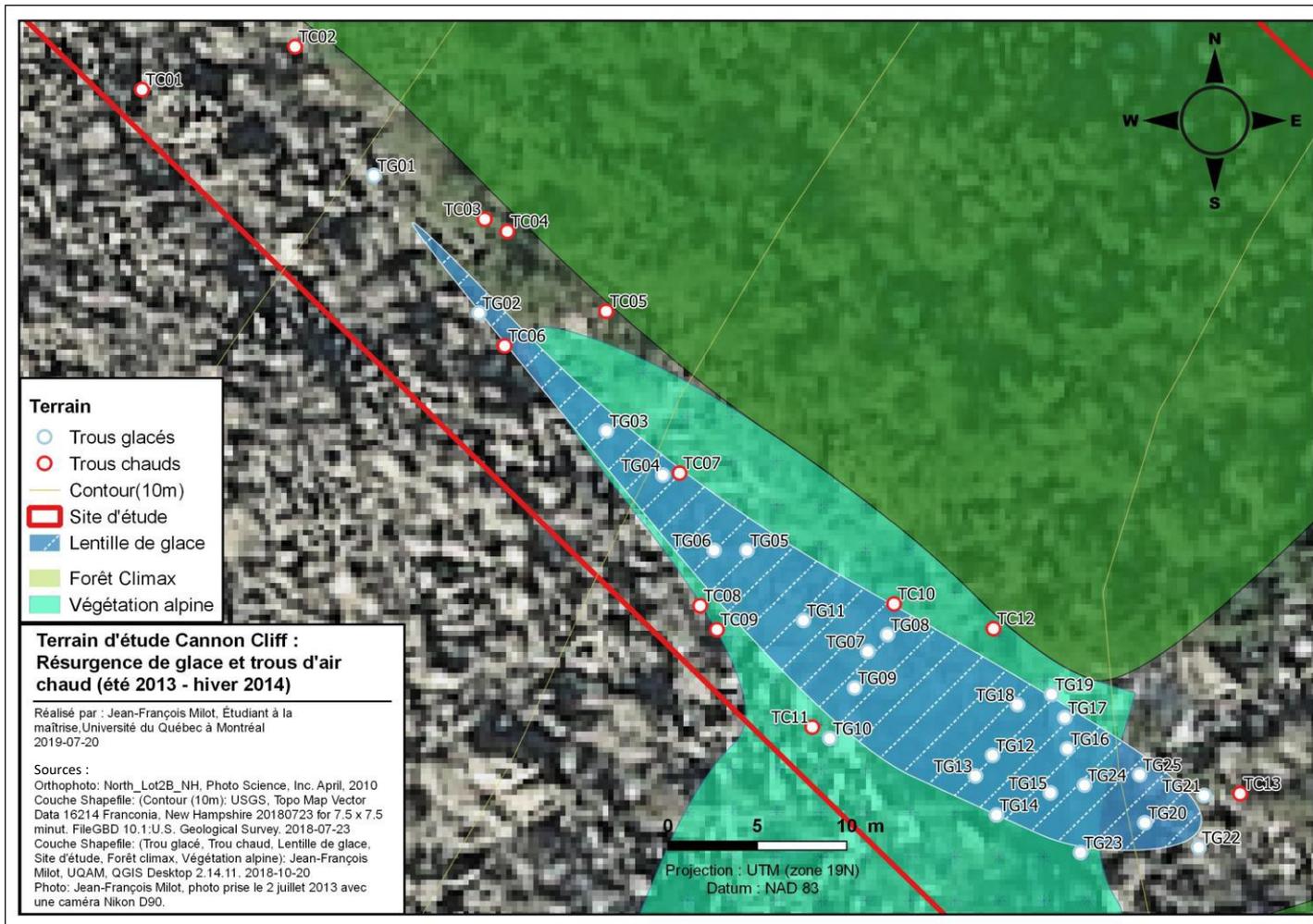


Figure 4.5 : Cartographie des résurgences de glace (25) et des trous d'air chaud (13).

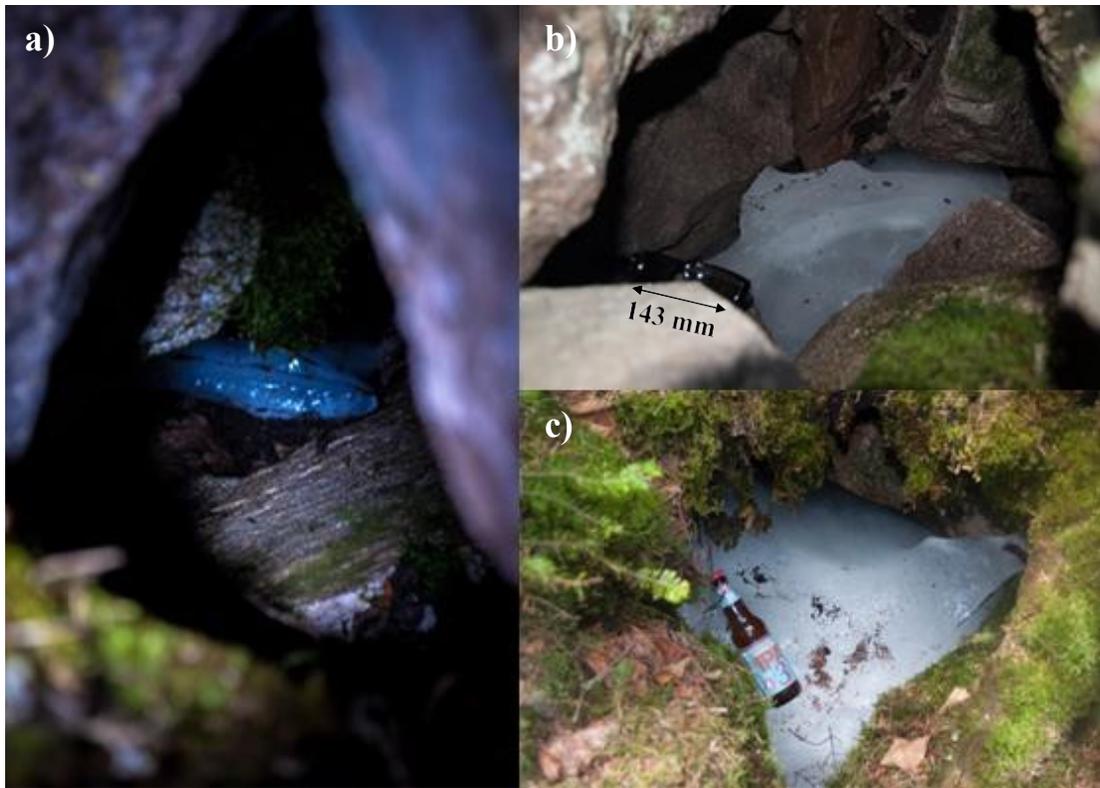


Figure 4.6 : Glaces résiduelles estivales. Date : 3 août 2013 (a) et 18 juin 2019 (b et c).

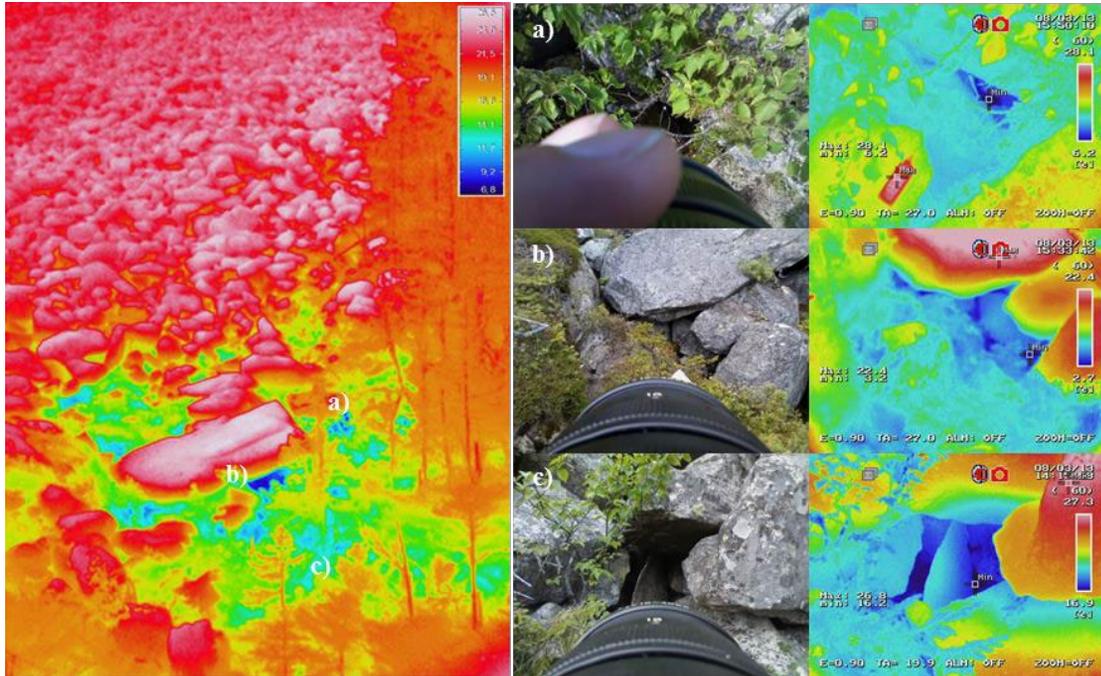


Figure 4.7 : Photographie thermique prise le 3 août 2013. a) Amont de la zone thermique négative avec une valeur minimale de 6,2 °C. b) Cœur de la zone froide du site avec une température minimale de 2,7 °C. c) Section en aval de la zone thermique avec une température minimale de 16,9 °C.

Bien que tard dans la saison estivale, le contraste thermique entre l'air ambiant et l'air interne du talus montre un écart de 19,7 °C (figure 4.7). On observe une concentration des sorties d'air froid dans les ruptures de pente sur le talus d'éboulis. La température minimale enregistrée par la caméra lors de l'excursion est de 2,7 °C (figure 4.7 : b), il s'agit de la placette T6. L'anomalie thermique négative semble débutée tout près de la placette T5 (figure 4.7 : a) avec une température minimale de 6,2 °C et s'estompe aux alentours de la placette T7 (figure 4.7 : c) avec une température de 16,9 °C.

4.2.1.2 Imagerie thermique hivernale

La couverture de neige lors de l'excursion du 2 mars 2014 était parsemée de trous inactifs d'aération d'air chaud (figure 4.5 : Trous chauds). Le givre situé à l'exutoire

des trous montre cependant qu'il y a bel et bien eu un échange d'air chaud entre l'intérieur du talus et la surface du manteau neigeux (voir figure 4.8). Les trous d'aération sont situés aux abords de la couverture de neige ceinturant ainsi la zone affectée par l'anomalie thermique. Chacun des trous d'aération a été photographié à l'aide de la caméra thermique afin de quantifier l'écart de température entre l'intérieur du talus et la surface de la neige (figure 4.9). Afin de faciliter la lecture, les températures ont été compilées dans le tableau 4.2.

Premier constat, l'air chaud à l'intérieur du talus apparaît avoir été remplacé par une masse d'air froid, laquelle semble bloquée sous la couche de neige. La moyenne maximale de température pour l'ensemble des trous d'aération est de $-0,1\text{ °C}$. Cette valeur est similaire à celle de l'air extérieur puisqu'elle a été enregistrée près des trous d'aération et s'apparente à la température de la neige. En contrepartie, on observe une température moyenne de $-11,3\text{ °C}$ à l'intérieur des trous d'aération, avec une valeur minimale de $-14,5\text{ °C}$ en TC12. L'écart thermique moyen entre la surface et l'intérieur du talus est de $11,2\text{ °C}$. Les valeurs obtenues avec la caméra thermique pourraient cependant être biaisées en raison de la végétation et de la roche, lesquelles pourraient affecter à la hausse les températures obtenues comme pour les échantillons TC02, TC04 et TC11. En effet, ceux-ci montrent des valeurs maximales de l'ordre de $3,4$, $8,5$ et $10,6\text{ °C}$. Néanmoins, ces valeurs extrêmes n'empêchent pas de constater que la température au sein du talus est grandement inférieure à celle obtenue en surface.



Figure 4.8 : Photographie d'un trou d'aération d'air chaud. L'air chaud et humide de l'intérieur du talus gel au contact de l'air froid extérieur formant un beigne de givre d'environ 10 cm de diamètre.

Ces observations et mesures permettent de faire le constat suivant : la présence de givre à l'extrémité des trous d'aération témoigne de l'expulsion d'une masse d'air chaud et humide un peu plus tôt dans la saison. À ce stade, il est cependant difficile de dire si le phénomène est récurant, peut-être est-il relié simplement aux périodes de redoux?

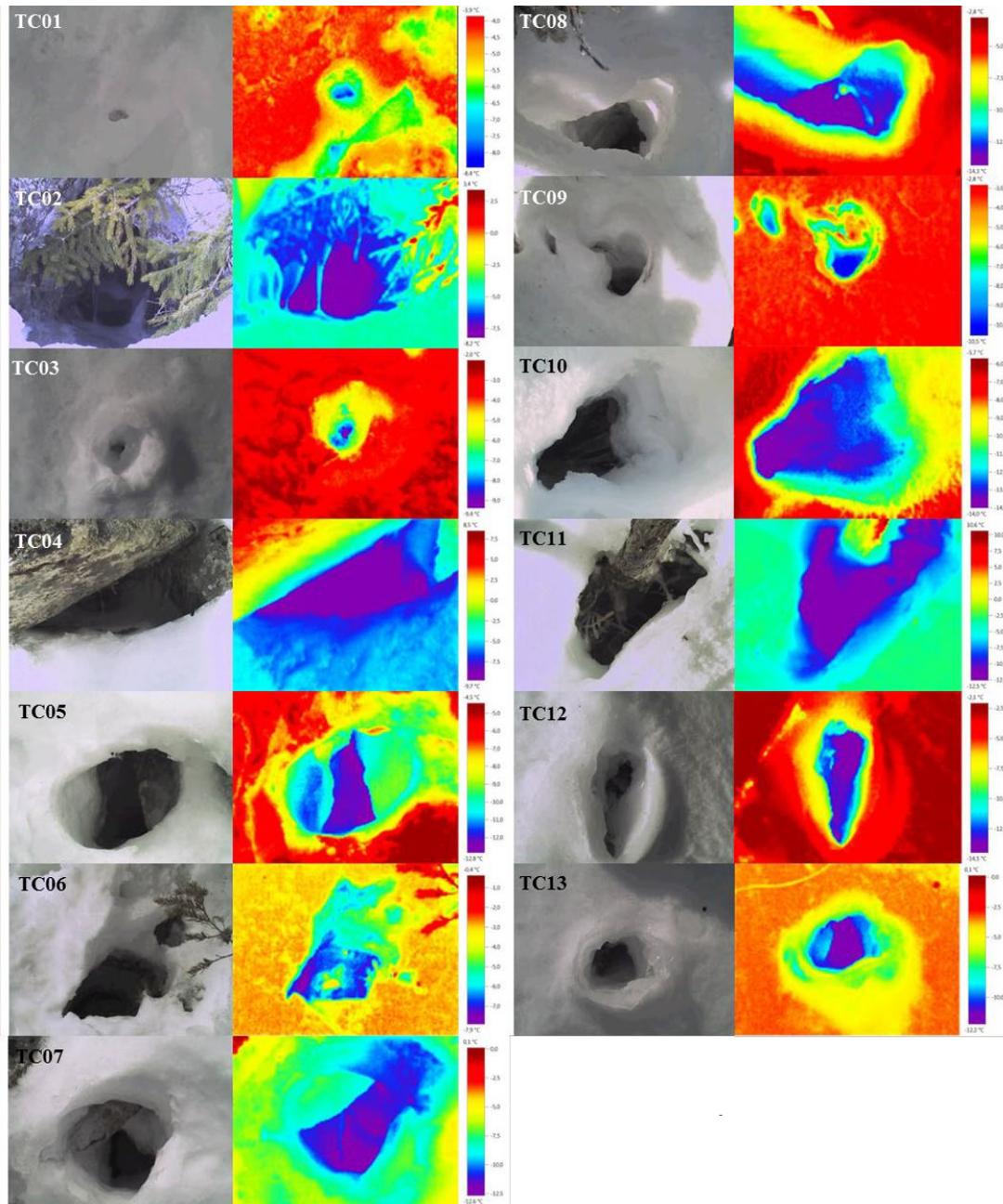


Figure 4.9 : Imagerie thermique et RGB de tous les trous d'aération hivernale recensés lors de l'excursion du 2 mars 2014.

Tableau 4.2 : Statistique des températures (°C) issues de l'imagerie thermique.

	TC01	TC02	TC03	TC04	TC05	TC06	TC07	TC08	TC09	TC10	TC11	TC12	TC13	Moy.	TC Site
Max	-3,9	3,4	-2,0	8,5	-4,5	-0,4	0,1	-2,8	-2,8	-5,7	10,6	-2,1	0,1	-0,1	8,7
Min	-8,4	-8,2	-9,4	-9,7	-12,8	-7,9	-12,6	-14,3	-10,5	-14,0	-12,5	-14,5	-12,2	-11,3	-11,4
Écart	4,5	11,6	7,4	18,2	8,3	7,5	12,7	11,5	7,7	8,3	23,1	12,4	12,3	11,2	20,1

La figure 4.10 présente la répartition des trous d'air chaud et des résurgences de glace. La répartition des résurgences de glace est beaucoup plus concentrée dans le bas du talus. On observe en effet pour T5 et T6 une forte présence de glace avec près de 13 trous. Autre fait intéressant, la présence d'une végétation atypique y est aussi importante (voir figure 4.2) avec 60 % de recouvrement. La placette T7 montre aussi la présence de 6 trous avec glace en période estivale, mais l'absence de trous d'aération hivernale.

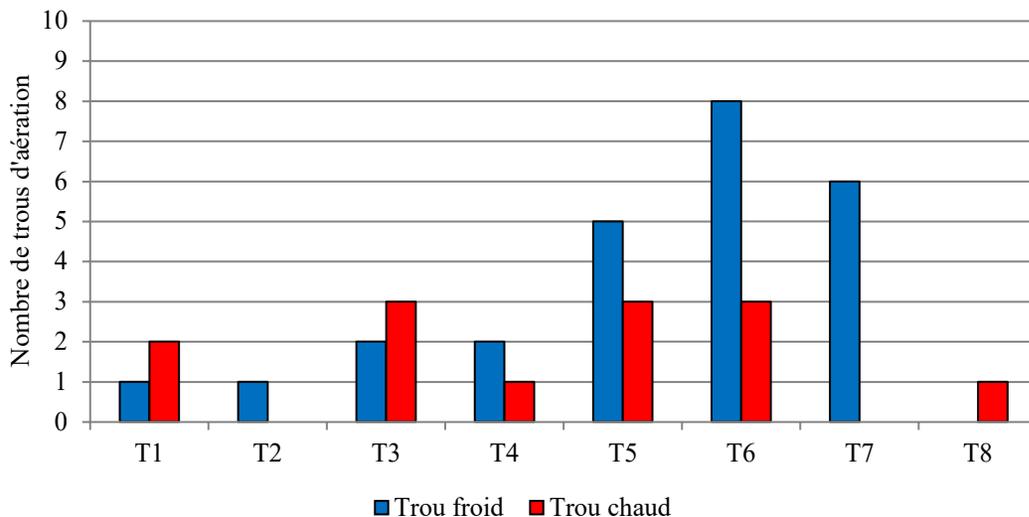


Figure 4.10 : Représentation du nombre de trous d'aération en fonction de leur emplacement sur le site et de la saison (air froid = saison estivale et air chaud = saison hivernale).

La répartition des trous d'air chaud semble plus chaotique sur l'ensemble du transect comme en témoigne l'absence en T2 et T7. Pour le reste des placettes, on dénombre entre un et trois trous sans une concentration spatiale apparente comme pour les

résurgences de glace (figure 4.10). Malgré l'épaisseur importante de la neige en T6 avec près de 86 cm en moyenne (voir figure 4.4), seulement trois trous d'air chaud ont été recensés dans ce secteur.

4.2.2 Profil thermique

Plusieurs capteurs de type i-button ont été endommagés et même perdus. Malgré un souci de confection, le boîtier protecteur (figure 3.4) n'a pas toujours résisté à l'environnement hostile du talus d'éboulis. Bien que les capteurs aient été scellés dans une capsule étanche, certaines ont pris néanmoins l'humidité. D'autres capteurs ont été littéralement avalés par le talus. La glace formée durant la phase de recharge a peut-être arraché le boîtier protecteur de sa fixation, laissant sur place seulement une cordelette avec des marques d'étirement et d'arrachement. Néanmoins, six i-buttons ont été récupérés. Quatre ont enregistré la température interne du talus d'éboulis depuis juillet 2013 à septembre 2014. Un i-button placé à l'extérieur du talus afin d'avoir un comparatif a aussi été récolté durant cette même période. Enfin, un dernier capteur placé en 2014 a été récupéré lors de notre dernière visite sur le terrain en juin 2019. Les données enregistrées et récupérées vont de juillet 2018 à juin 2019.

Le profil thermique interne à la placette T2 (figure 4.11 : graphique du haut) montre différentes phases. De la fin juillet au début du mois de février, la température interne du talus est généralement calée sur celle de l'air extérieur. Du début février au début mars on observe une certaine stabilisation de l'air interne. Du début mars à la mi-avril, un certain décalage thermique s'amorce avec une température interne avoisinant les -3,29 °C et de 11,95 °C pour l'extérieur durant le mois d'avril (tableau 4.3). De la mi-avril à la mi-juin, la température de l'air interne semble relativement stable avec une moyenne de 2,32 °C pour le mois de mai, alors que la température extérieure atteint 16,03 °C durant le même mois. Durant cette phase, on note six pointes s'élevant au-dessus de la moyenne mensuelle. C'est probablement la proximité de la glace dans les interstices qui influe sur la température empêchant l'air interne du talus de se caler à

la température de l'air extérieur. La dimension métrique voir décimétrique des roches créent de nombreuses canalisations, il est donc probable que le vent puisse s'y engouffrer et influencer la température interne. À partir de la mi-juin la température intérieure rejoint graduellement celle de l'air extérieur.

Le régime thermique de la placette T6 comporte plusieurs phases contrairement au régime thermique précédent (figure 4.11 : graphique du bas). Tout d'abord, la phase où les températures intérieures et extérieures sont similaires arrive beaucoup plus tard dans la saison, soit de la mi-octobre jusqu'au début février. De février à la fin mars, on observe une certaine stabilité thermique au sein du talus comme si la température extérieure n'interfère que difficilement avec l'intérieur du talus. Cette période se caractérise par la présence d'une couverture de neige suffisamment importante pour agir comme une couche isolante emprisonnant du même coup l'air froid accumulé durant les mois précédents. Par la suite, de la fin mars jusqu'au mois de mai, on note une hausse de la température interne atteignant une valeur moyenne de 0,75 °C en mai (tableau 4.3). S'ensuit jusqu'à la mi-mai une phase où la température interne se fige au point de congélation. Il est d'ailleurs fort possible que la glace localisée ait englouti le capteur, car à certains endroits la glace atteint la surface du talus (figure 4.6 : photo de gauche). Enfin, à partir de la mi-mai la température interne ne dépasse pas 5 °C et reste donc fortement décalée par rapport à la température extérieure plus chaude.

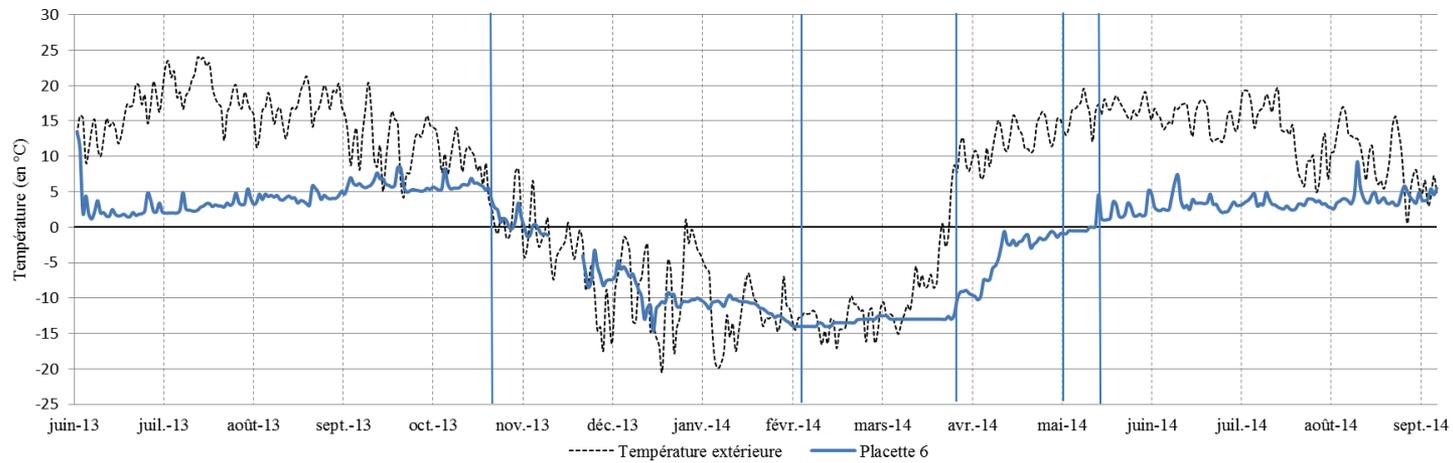
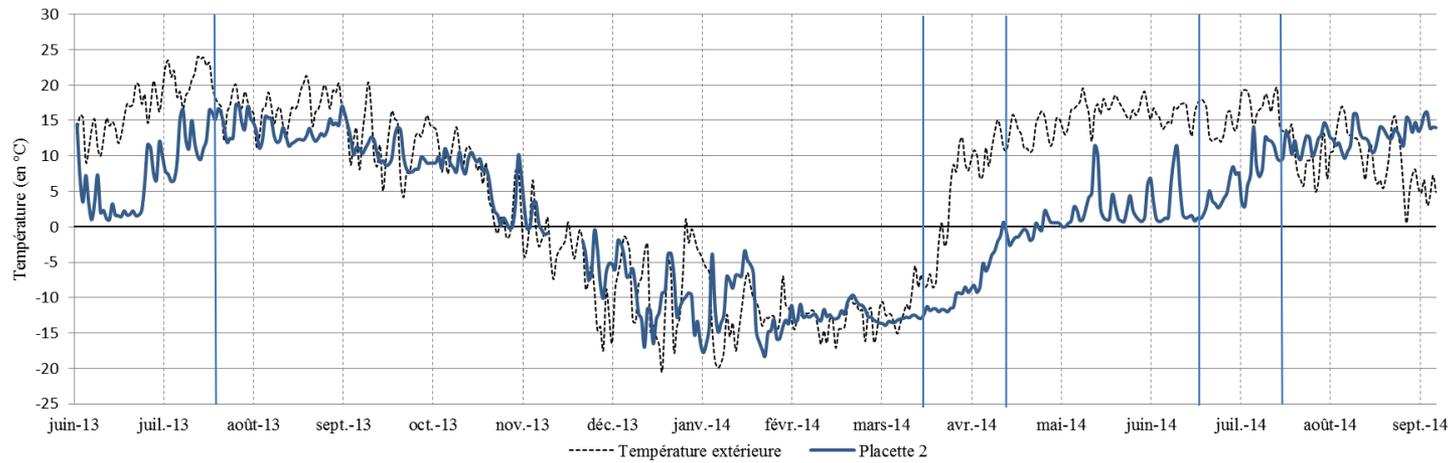


Figure 4.11 : Profils thermiques des capteurs de type i-button placés à l'intérieur de la placette T2 (en haut) et de la placette T6 (en bas). Les barres transversales délimitent les phases du régime thermique.

Le régime thermique de la placette T7 ressemble beaucoup à celui de la placette précédente, avec cinq phases (figure 4.12 : graphique du haut). De la fin octobre au mois de février, on observe des températures internes et externes avoisinantes. Du mois de février jusqu'à la fin du mois de mars, la température interne cesse d'interagir avec l'air extérieur et se stabilise en moyenne à $-12,72$ °C en février (tableau 4.3). De la fin mars à la fin avril, la température interne augmente jusqu'à atteindre le 0 °C. Cette seconde phase de stabilité s'échelonne de la fin avril à la mi-mai après quoi la température interne augmente progressivement, mais ne franchit pas 10 °C.

À la placette T8, les régimes thermiques interne et externe se chevauchent sur une plus longue période (figure 4.12 : graphique du bas). La première phase apparente débute au mois septembre et prend fin au début du mois de février. Cette période est marquée par une forte similitude thermique entre l'intérieur et l'extérieur du talus. La deuxième phase s'observe du début février jusqu'au mois d'avril et se caractérise par une certaine stabilisation de l'air interne avec une moyenne de $-11,15$ °C en février (tableau 4.3). S'ensuit une hausse rapide de la température interne pour se stabiliser à 0 °C à la mi-avril. Cette seconde phase de stabilisation perdure environ un mois. À partir de la mi-mai, la température s'élève progressivement sans dépasser 10 °C.

Dans l'ensemble, on observe un certain patron dans la dynamique thermique à l'intérieur du talus (figure 4.13 : graphique du haut). On peut en effet facilement distinguer cinq grandes phases. La première phase se caractérise par l'absence de décalage entre la température du talus et celle de l'air extérieur. La deuxième phase se traduit par une première période de stabilité où la température interne cesse de varier pour se maintenir légèrement sous les -10 °C. La troisième phase s'exprime par une hausse de la température interne atteignant 0 °C. La quatrième phase se caractérise par une seconde période de stabilité autour du point de congélation. Enfin, la dernière phase correspond à la hausse de la température interne du talus diminuant

progressivement le décalage thermique avec l'air extérieur jusqu'à s'y caler complètement.

Le régime thermique enregistré à la placette T8 pour la saison 2018-2019 ne diffère pas des données précédemment enregistrées durant la saison 2013-2014 (figure 4.13 : graphique du bas). En l'absence de données sur la température extérieure, il est certes plus difficile d'identifier toutes les phases, cependant on en distingue à tout le moins quatre. La première phase s'échelonne de la fin janvier à la fin mars où l'on peut observer une première stabilisation de la température autour de $-4,95\text{ }^{\circ}\text{C}$ en février (tableau 4.4). De la fin mars au début du mois d'avril, on note une hausse de la température jusqu'au début de la troisième phase. Cette seconde période de stabilité autour de l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ s'étire tout au long du mois d'avril. Enfin, une hausse progressive de la température caractérise la dernière phase. Toutefois, en l'absence de données concernant la température extérieure, il est impossible d'identifier la phase où la température interne du talus se cale à celle de l'air extérieur.

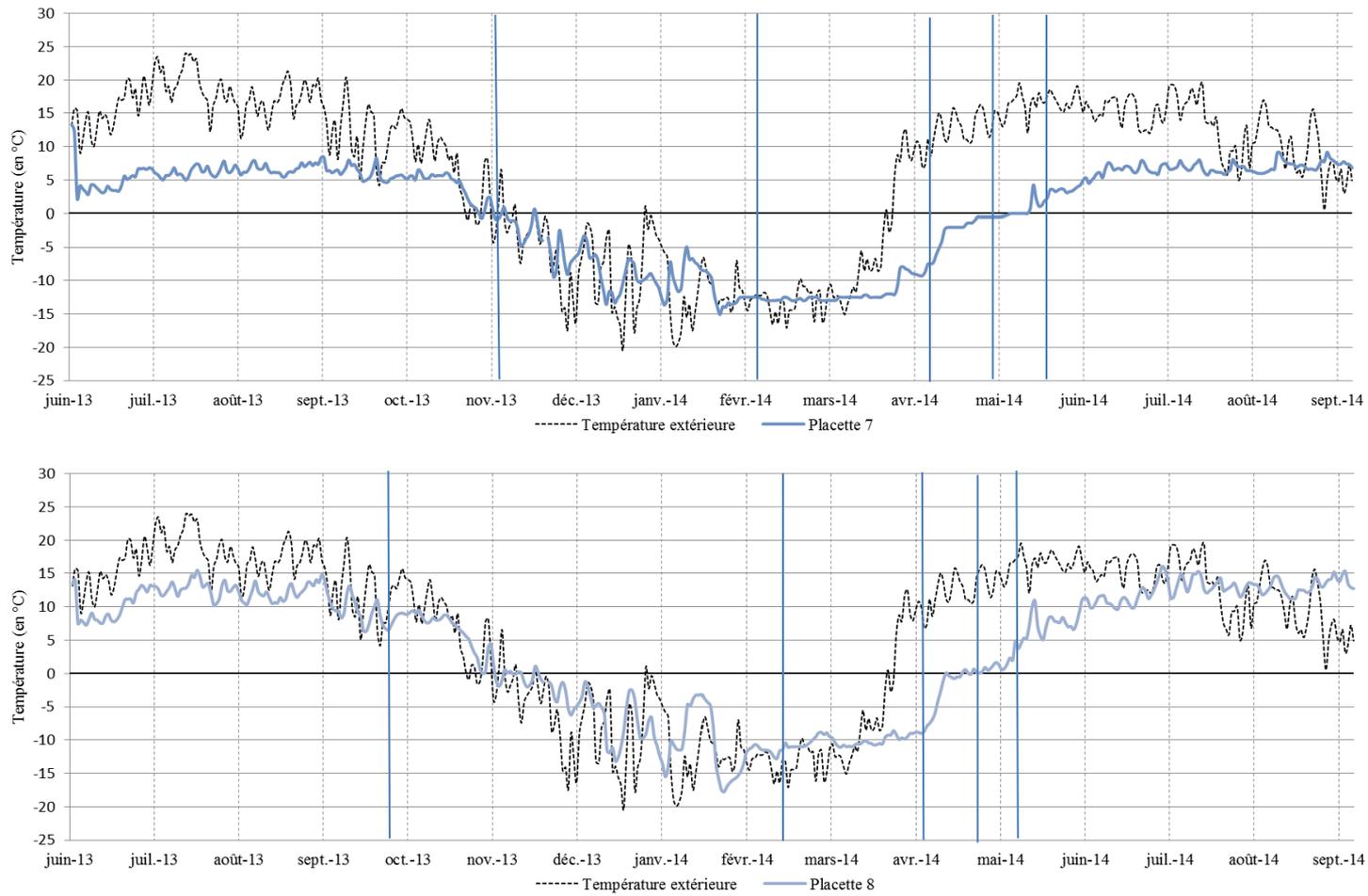


Figure 4.12 : Profils thermiques des capteurs i-button placés à l'intérieur de la placette T7 (en haut) et de la placette T8 (en bas). Les barres transversales délimitent les phases du régime thermique.

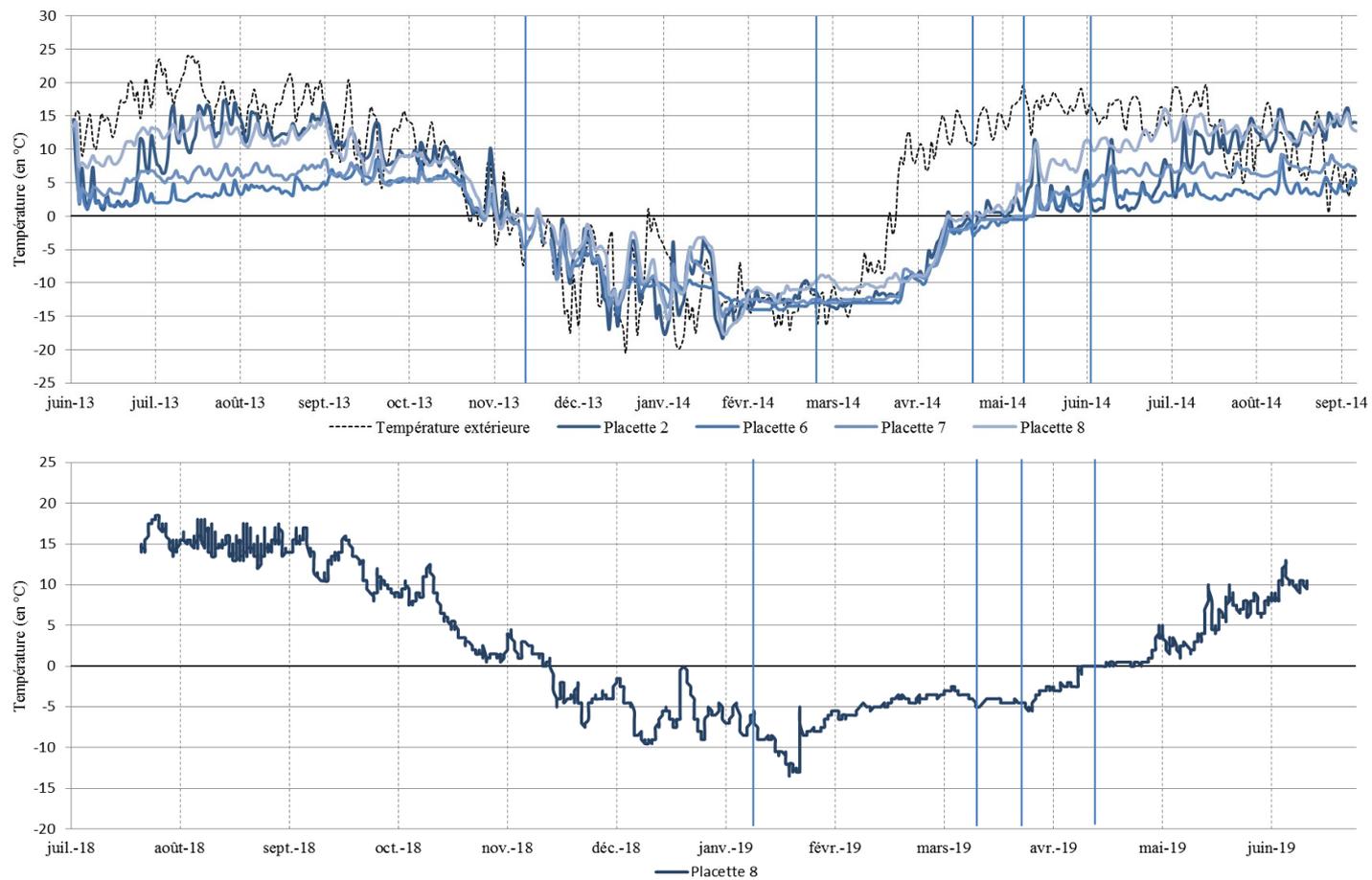


Figure 4.13 : En haut : Vu d'ensemble des capteurs i-button placés sur le site d'étude. En bas : Profil thermique du capteur i-button à l'intérieur de la placette T8 (2018–2019). Les barres transversales délimitent les phases du régime thermique.

Tableau 4.3 Statistiques des températures (°C) de l'ensemble des capteurs thermiques situés sur le site d'étude durant la période 2013 – 2014.

	juin-13	juil.-13	août-13	sept.-13	oct.-13	nov.-13	déc.-13	janv.-14	févr.-14	mars-14	avr.-14	mai-14	juin-14	juil.-14	août-14	sept.-14	Moyenne	
Extérieure	13,58	19,54	16,88	12,30	7,72	-5,76	-8,79	-11,81	-13,16	-7,10	11,95	16,03	15,50	13,82	10,38	5,76	6,05	
Intérieure	Placette 2	3,95	12,42	13,35	11,03	6,81	-0,84	-8,98	-11,81	-12,07	-12,38	-3,29	2,32	3,24	9,77	12,78	10,96	2,33
	Placette 6	2,78	2,88	4,19	5,96	4,56	-2,65	-9,30	-11,11	-13,63	-12,69	-4,56	0,75	3,34	3,38	4,04	4,34	-1,11
	Placette 7	4,77	6,22	6,66	6,25	4,28	-2,64	-8,65	-10,66	-12,72	-12,17	-4,38	1,32	6,10	6,78	7,06	6,21	0,28
	Placette 8	9,61	12,83	12,08	9,63	6,78	-0,76	-6,75	-10,77	-11,15	-10,10	-3,28	5,35	10,93	13,42	12,93	10,48	3,83

Tableau 4.4 : Statistiques des températures (°C) du capteur thermique situé sur le site d'étude durant la période 2018 – 2019.

	juin-18	juil.-18	août-18	sept.-18	oct.-18	nov.-18	déc.-18	janv.-19	févr.-19	mars-19	avr.-19	mai-19	juin-19	Moyenne
Placette 8	n/a	16,20	14,99	12,64	5,70	-1,31	-5,68	-8,41	-4,95	-4,00	-1,03	4,24	9,12	3,13

4.3 Impacts environnementaux

4.3.1 Impacts dendroécologiques

Au total 65 arbres ont été échantillonnés lors de l'excursion à l'été 2013, 30 d'entre eux ont été carottés à titre de référence alors que les 35 autres ont été récoltés dans la zone froide et démontraient des signes de perturbations (figure 4.15). Le plus vieil arbre échantillonné est daté de 1659 (354 ans), alors que le plus jeune compte 36 cernes (année 1977). En moyenne, les arbres les plus vieux se retrouvent dans la zone perturbée. Cependant, afin de maximiser la représentativité de la population échantillonnée, seulement les 70 dernières années de croissance des arbres ont été considérées (figure 4.14). En effet, car plus on recule dans le temps, plus la représentativité s'amenuise étant donné que l'âge moyen est de 103 ans pour les arbres perturbés et de 97 ans pour les arbres de références (tableau 4,5). En fait, on observe dans la courbe des arbres perturbés des pointes de croissance, lesquelles représentent l'arrivée d'un ou plusieurs arbres dans l'échantillon. Bien que la majorité des arbres échantillonnés comptent une centaine de cernes de croissance, un peu moins du tiers compte moins de 50 cernes.

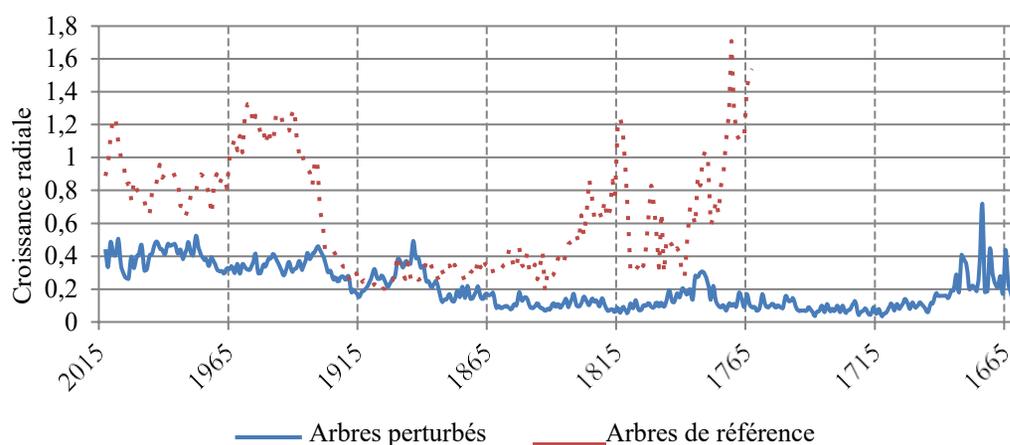


Figure 4.14 : Moyenne annuelle de la croissance des cernes pour les arbres perturbés et de référence.

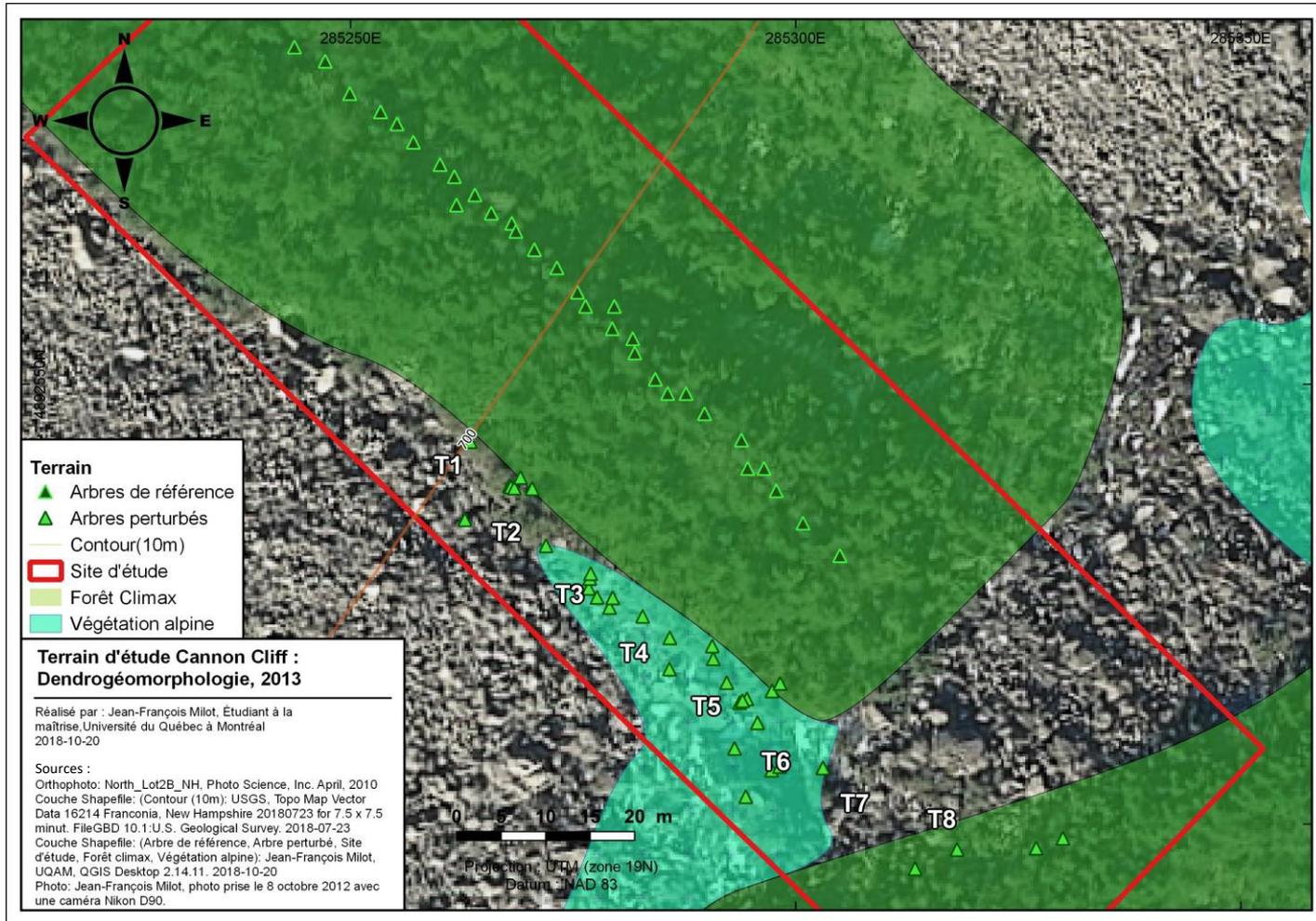


Figure 4.15 : Localisation géographique des arbres échantillonnés sur le site d'étude.

Jusqu'en 1975 (figure 4.16), on note une croissance inférieure à la moyenne pour les arbres perturbés. Ensuite, la croissance est supérieure à la moyenne jusqu'au début des années 2000. Le patron de croissance des arbres perturbés diffère significativement de celui des arbres de référence. En effet, la croissance des arbres de référence est beaucoup moins stable, et inférieure à la moyenne après 1965 par comparaison aux décennies précédentes mais aussi à la croissance des arbres perturbés. Après 2007, la croissance semble meilleure autant pour les arbres perturbés que les arbres de référence.

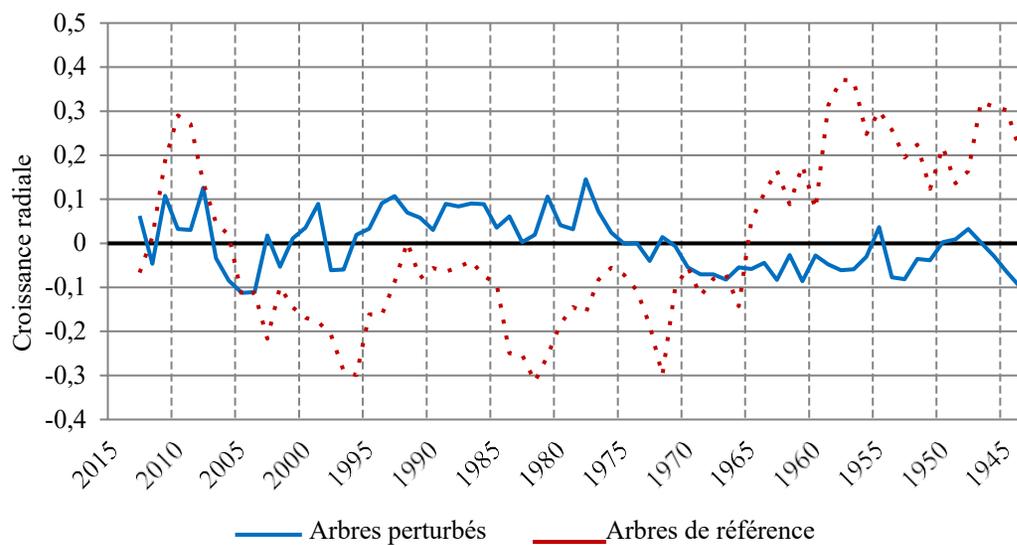


Figure 4.16 : Croissance radiale moyenne annuelle standardisée pour les arbres perturbés et les arbres de référence pour la période 1943-2013.

La figure 4.17 montre la distribution statistique de la croissance radiale moyenne des deux populations d'arbres échantillonnés. La croissance moyenne annuelle pour les arbres perturbés est de 0,49 mm par comparaison à 1,04 mm pour les arbres de référence.

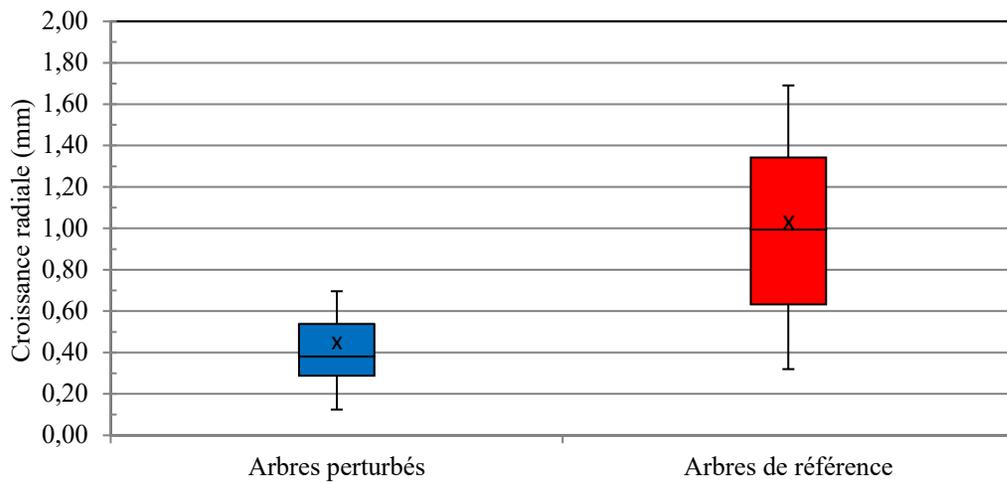


Figure 4.17 : Représentation statistique de la croissance radiale pour les deux populations d'arbres échantillonnés. La moyenne représentée par un x est de 0,49 mm pour les arbres perturbés et de 1,04 pour les arbres de référence.

4.3.1.1 Indicateurs dendromorphométriques

Les indices dendromorphométriques permettent une discrimination évidente entre les arbres perturbés et les arbres de référence (tableau 4.5). En effet, la relation entre le rayon minimal et maximal montre des corrélations similaires, mais deux populations bien distinctes (figure 4.18; a). De la même manière, la relation entre le DHP minimal et maximal permet de discriminer clairement les arbres perturbés des arbres de référence (figure 4.18; b).

Ensuite, l'indice de sphéricité permet une distinction encore plus nette des deux groupes (figure 4.18; d). Les arbres perturbés ont un indice moyen de 0,87 par comparaison à 0,93 pour les arbres de référence (tableau 4.5). Malgré une faible différence des moyennes, les arbres perturbés montrent des extrêmes beaucoup plus fréquents ce qui témoigne d'une plus forte perturbation morphologique du tronc lorsqu'exposé à une anomalie thermique négative.

Tableau 4.5 : Statistiques dendrométriques des arbres échantillonnés. Les valeurs sont exprimées en mm à l'exception du degré décalage qui est en degré (°).

	T0	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8	T total	Référence
Âge moy	69,60	85,00	111,50	80,50	69,50	67,75	157,88	193,00	90,75	102,83	97,07
R min	26,64	29,58	27,58	29,96	22,06	18,98	21,25	18,40	27,93	24,71	78,08
R max	50,77	56,47	48,88	52,49	38,33	36,10	39,28	39,62	44,24	45,13	95,31
R moy	41,98	48,31	40,22	42,97	31,88	31,00	33,19	30,50	38,88	37,66	86,70
Indice d'excentricité	0,51	0,51	0,59	0,64	0,55	0,56	0,57	0,46	0,63	0,56	0,85
DHP min	79,50	92,00	72,38	76,25	58,50	58,25	60,88	57,00	73,00	69,75	166,07
DHP max	88,40	101,25	88,50	95,63	69,00	65,75	71,88	65,00	82,50	80,88	179,24
DHP moy	83,95	96,63	80,44	85,94	63,75	62,00	66,38	61,00	77,75	75,31	165,41
Indice de sphéricité	0,90	0,90	0,83	0,81	0,85	0,90	0,85	0,88	0,88	0,87	0,93
R décalage	11,00	12,50	9,50	10,00	7,25	8,25	7,88	10,00	8,00	9,38	n/a
Degré décalage (°)	100,00	92,50	72,00	141,50	88,50	156,50	117,75	81,00	149,50	111,03	n/a

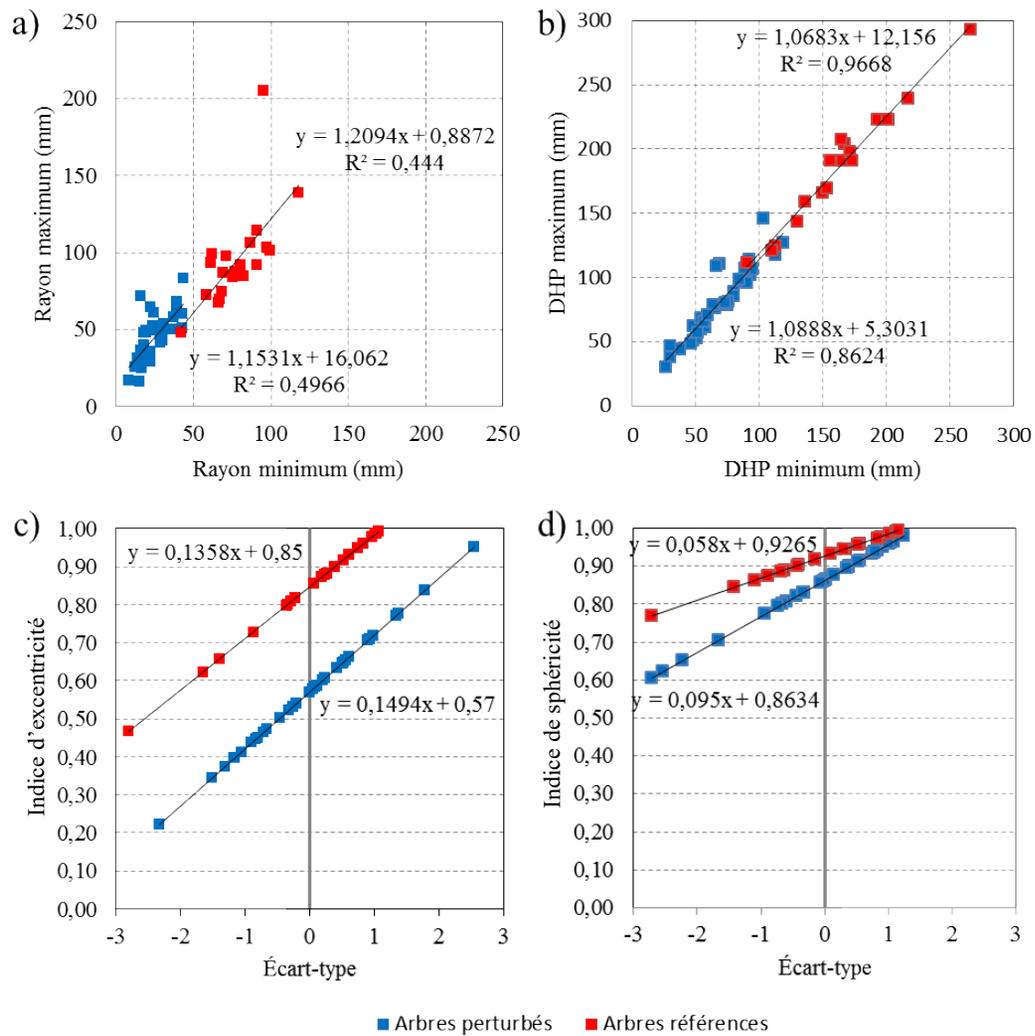


Figure 4.18 : Données dendromorphométriques des arbres échantillonnés sur le site d'étude : a) rapport entre le rayon minimum et maximum; b) rapport entre le DHP minimum et maximum; c) indice d'excentricité par rapport à la moyenne et d) indice de sphéricité par rapport à la moyenne.

L'indice d'excentricité est d'autant plus intéressant, car il montre une position beaucoup plus excentrée, du coeur par rapport au centre théorique, pour les arbres perturbés (figure 4,18; c). La valeur moyenne de l'indice est d'ailleurs de 0,56 par comparaison à 0,85 pour les arbres de référence (tableau 4.5). La distribution statistique des valeurs obtenues pour les arbres perturbés est aussi beaucoup plus

variable. De manière complémentaire, l'analyse détaillée de l'emplacement du coeur par rapport au centre théorique pour chacun des arbres échantillonnés dans la zone perturbée (figure 4.19) apporte aussi des informations utiles. On note une tendance générale de l'orientation du décalage passant du cadran pierrier/aval à forêt/amont (figure 4.20; T total). Cependant, à l'échelle des placettes, les données ne montrent pas un coeur décentré de façon unidirectionnelle. Le seul élément systématique qui ressort de cette analyse concerne la distance du décalage d'une placette à l'autre. À cet égard, on observe en effet une excentricité réduite au sein de quatre (T4 à T6, T8) des neuf placettes. Les valeurs respectives pour ces placettes sont de 7,25 mm, 8,25 mm, 7,88 mm et 8 mm (tableau 4.5), ce qui est inférieur à la moyenne de 9,38 mm pour l'ensemble des placettes.

Enfin, le graphique bivarié entre l'indice de sphéricité et l'indice d'excentricité montre une différence probante entre les deux populations d'arbres (figure 4.20). Les arbres de référence se caractérisent par des indices ayant une valeur près de 1, correspondant à une forme circulaire du tronc et la localisation du coeur étant en plein centre. A contrario, les arbres perturbés montrent une tendance inverse avec un coeur décentré et une croissance radiale moins concentrique compte tenu d'une répartition inégale du cerne annuel de croissance.

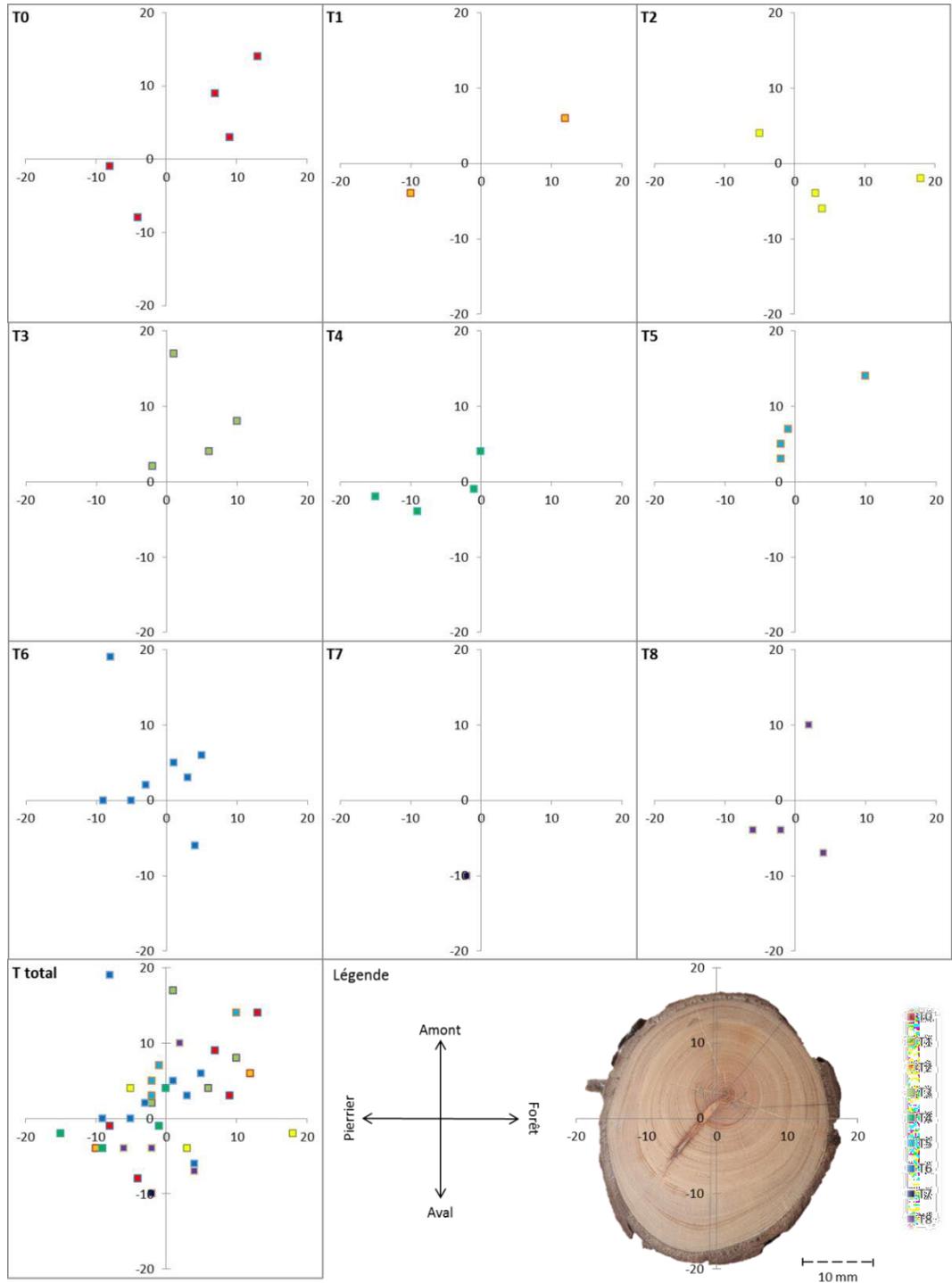


Figure 4.19 : Représentation graphique du décalage du coeur des arbres échantillonnés par rapport au centre théorique.

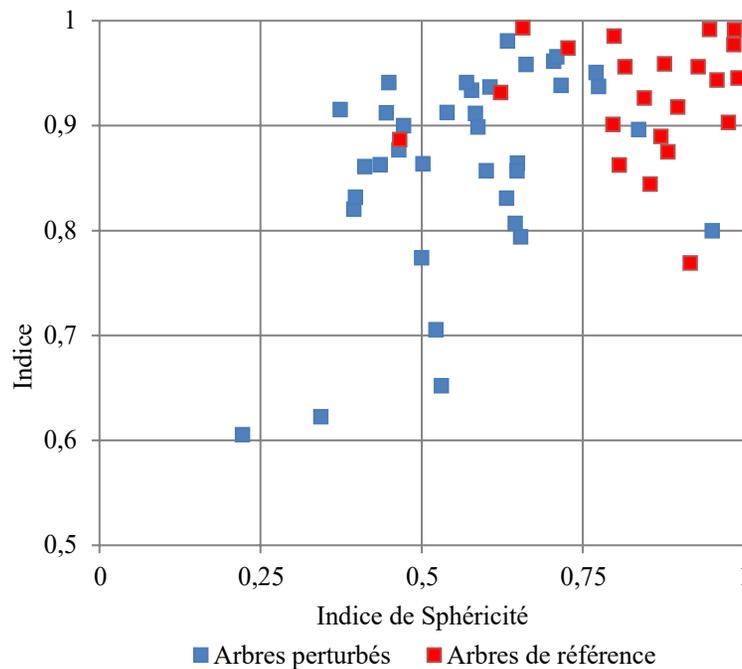


Figure 4.20 : Données dendromorphométriques des arbres échantillonnés sur le site d'étude : rapport entre l'indice d'excentricité et l'indice de sphéricité.

4.3.2 Impacts géomorphologiques

Les impacts géomorphologiques ont été appréhendés avec le marteau de Schmidt. Toutefois, la réalité du terrain a rendu difficile la collecte de données, car l'accès à la surface protégée des roches, et située à proximité de la glace dans le talus, n'a pas toujours été possible. Le tableau 4.6 présente l'ensemble des résultats, et la valeur absente (n/a) représente soit l'impossibilité de prendre une mesure, soit l'absence d'un bloc adéquat pour l'échantillonnage. Au total, 119 mesures ont été récoltées et utilisées pour le test de résistance R. Les mesures dans la zone dite froide ont été récoltées au sein des placettes T4 à T6 puisqu'une grande quantité de glace y a été observée (chapitre 4.2.1.1). Les valeurs de référence ont été récoltées dans le pierrier adjacent au site d'étude.

Tableau 4.6 : Altération du granite en fonction de son environnement (R = résistance relative). T5 et T6 il s'agit du même bloc granitique couvrant les deux placettes.

ZONE FROIDE								ZONE DE RÉFÉRENCE							
Surface exposée de la roche (T1, T2, T5-T7)								Surface exposée de la roche (T0)							
n	1	2	3	4	5	6	7	n	1	2	3	4	5	6	7
R-1	69,5	54,5	61,5	66,0	63,5	47,5	51,5	R-1	60,0	74,0	58,0	70,0	65,5	80,0	66,5
R-2	68,0	56,0	68,0	72,5	59,0	70,0	56,0	R-2	61,0	57,5	64,5	60,0	84,5	68,5	68,5
R-3	67,5	78,5	66,0	69,5	72,0	76,5	72,5	R-3	63,5	69,0	63,0	62,0	75,0	72,0	76,5
R-4	62,0	61,5	61,5	69,5	74,5	77,5	75,0	R-4	70,5	68,5	80,5	82,5	71,5	75,0	77,5
Moy.							68,0	Moy.							67,5
σ							6,9	σ							7,5
Surface protégée de la roche (T1, T2, T7)								Surface protégée de la roche (T0)							
n	1	2	3	4	5	6	7	n	1	2	3	4	5	6	7
R-1	78,0	46,0	64,5	64,0	43,0	51,0	n/a	R-1	56,5	79,0	71,5	79,0	58,5	67,5	n/a
R-2	64,0	53,5	65,5	71,5	68,0	60,0	n/a	R-2	70,5	78,0	67,0	70,5	65,5	77,5	n/a
R-3	67,5	55,5	44,0	71,5	58,0	73,5	n/a	R-3	72,0	78,5	64,5	66,0	66,0	75,0	n/a
R-4	64,5	66,5	62,0	70,0	54,0	76,5	n/a	R-4	71,0	79,0	76,5	84,0	75,5	75,5	n/a
Moy.							62,7	Moy.							70,9
σ							8,8	σ							5,3
Surface protégée avec glace (T5 et T6)								Coupe fraîche (T0)							
n	1	2	3	4	5	6	7	n	1	2	3	4	5	6	7
R-1	43,0	55,5	23,0	31,0	n/a	n/a	n/a	R-1	66,0	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
R-2	54,5	48,5	32,0	51,5	n/a	n/a	n/a	R-2	71,0	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
R-3	53,0	49,5	15,0	54,0	n/a	n/a	n/a	R-3	79,5	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
R-4	53,5	61,0	26,0	54,5	n/a	n/a	n/a	R-4	84,0	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Moy.							44,8	Moy.							75,3
σ							14,0	σ							6,0

Les résultats offrent un portrait intéressant de l'altération de la roche en fonction de l'environnement. Les valeurs obtenues dans la zone froide sont légèrement inférieures à celles obtenues dans la zone de référence. En surface, les deux zones sont relativement similaires avec des moyennes respectives de 68,0 et 67,5 (tableau 4.6). Les mesures prises sous les roches (surface protégée) montrent toutefois une moyenne inférieure 62,7 pour la zone froide par comparaison à la zone de référence (moyenne de 70,9). Enfin, à proximité de la glace l'altération de la roche est encore plus importante avec une valeur moyenne de 44,8 par comparaison à la valeur moyenne obtenue de 75,3 dans une coupe fraîche.

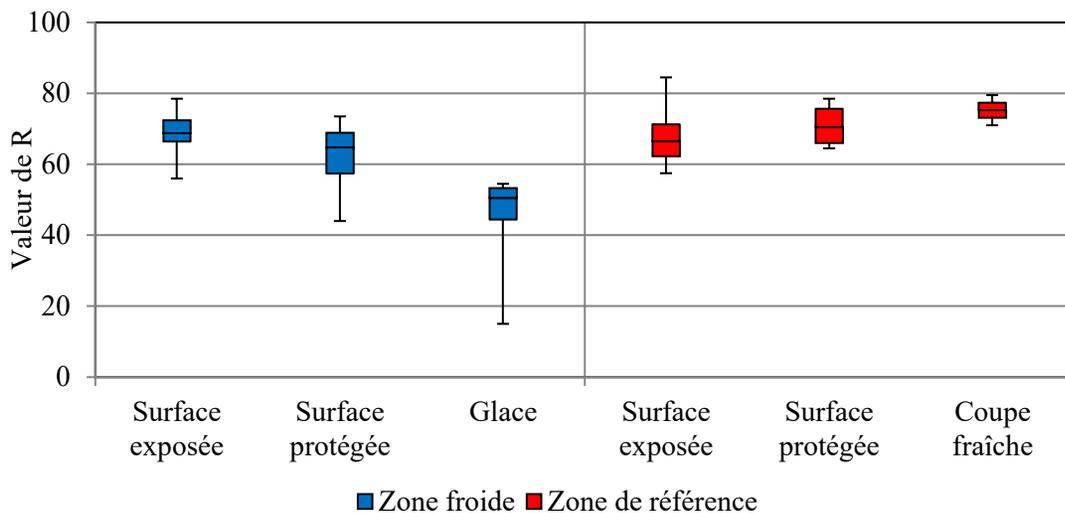


Figure 4.21 : Graphique représentant les valeurs de résistance R permettant de déterminer une altération relative entre les différents environnements présents sur le talus d'éboulis. Les valeurs pour les zones froides et références représentent la moyenne totale de chacune des deux zones.

La présence de la glace semble affecter la résistance relative du granite. L'effet est toutefois très localisé (± 50 cm), puisqu'à mesure que l'on s'éloigne de la glace résiduelle dans les interstices plus les valeurs de rebond augmentent. On observe aussi une différence entre la surface exposée et la surface protégée de la roche, avec des valeurs plus faibles liées à la proximité de la glace (tableau 4.5, figure 4.21). En zone de référence, c'est l'inverse avec des valeurs légèrement plus élevées sous la roche (surface protégée).

CHAPITRE V

DISCUSSION

De par sa situation géographique septentrionale ($44^{\circ}09'15''$ N; $71^{\circ}41'05''$ O) et sa très faible altitude (~ 680 m a.s.l), le talus d'éboulis de Cannon Cliff ne présente pas un environnement favorable au développement et à la préservation de pergélisol. Pourtant, une source de fraîcheur estivale alimentée par la présence de glace tardive est perceptible annuellement, laquelle affecte du même coup la végétation limitrophe (Sperduto et Kimball, 2010). La nature grossière de l'éboulis (blocs d'une taille métrique), le patron de colonisation végétale du talus et les conditions climatiques, voire microclimatiques, expliquent sans doute cette anomalie thermique. C'est donc à travers la caractérisation des différents facteurs de contrôle thermique présentés dans la section précédente et leur mise en commun que l'ampleur du phénomène, son fonctionnement et ses impacts écologiques et géomorphologiques sur l'environnement immédiat ont été identifiés et compris.

5.1 Présence d'une anomalie thermique : un éboulis ventilé froid?

L'anomalie thermique négative mesurée sur le talus de Cannon Cliff semble être un phénomène très localisé. La segmentation de la zone étudiée en huit placettes, depuis T1 en amont jusqu'à T8 en aval, a néanmoins permis de mieux circonscrire cette anomalie thermique. À cet effet, le tableau 5.1 présente la synthèse quantitative des différents éléments qui ont été étudiés. Une gradation de couleur a été appliquée afin

d'en faciliter la lecture. La couleur pâle témoigne d'une anomalie d'une faible intensité et la couleur foncée exprime, à l'inverse, une anomalie de forte intensité.

À l'aide du tableau synthèse, on peut voir qu'à la placette T6 l'anomalie thermique négative est recensée à travers l'ensemble des composantes analysées. L'anomalie s'étire en fait depuis la placette T5 jusqu'à la placette T7, mais disparaît complètement à la placette T8. Le tableau montre aussi que la couverture végétale est particulièrement sensible, et que l'impact sur la végétation diminue fortement malgré la présence éparse de glace tardive. En effet, les placettes T1 à T4 semblent trop éloignées de l'anomalie thermique pour subir l'influence de l'air froid, c'est pourquoi les indicateurs analysés ne montrent pas d'impacts significatifs (tableau 5.1). Cependant, on y observe tout de même plusieurs trous d'air chaud qui témoignent d'une expulsion de cette masse d'air chaud en saison hivernale. Il est donc tout à fait possible qu'il y ait une forme de circulation d'air à l'interne, mais de manière plus limitée et probablement due à des périodes de redoux.

Dans la littérature scientifique, on considère qu'il existe une anomalie thermique au sein d'une accumulation sédimentaire lâche, lorsque la différence de température atteint 3 à 7 °C par comparaison à la température moyenne annuelle de l'air (Morard et coll., 2007). À Cannon Cliff, les données recueillies indiquent une température interne de -1,11 °C à T6 et de 0,28 °C à T7 contre 6,05 °C pour l'air extérieur (tableau 5.1). L'utilisation de plusieurs capteurs thermiques a aussi révélé que l'anomalie thermique négative s'estompe graduellement en amont (2,33 °C à T2) et en aval (3,83 °C à T8) de ces placettes. Il est intéressant de mentionner que ces valeurs thermiques se juxtaposent parfaitement à la présence et l'absence de glace tardive. On observe effectivement dans les placettes T5, T6 et T7 une grande quantité de résurgences de glace tardive (19) à l'intérieur des cavités du talus (tableau 5.1). Ces données permettent alors d'inférer que la glace tardive affecte significativement à la baisse la température moyenne annuelle de l'air dans l'éboulis.

5.1.1 Une granulométrie et une topographie idéale

Plus la taille des interstices est importante dans les dépôts granulaires (glaciers rocheux, éboulis, etc.), plus la circulation interne de l'air est facilitée (Ruzicka, 1999; Sawada et coll., 2003; Sawada, 2003; Popescu et coll., 2017). Les débris grossiers d'une taille supérieure à 25 cm représentent les conditions idéales à la mise en place d'un phénomène de surrefroidissement dans un éboulis (Gorbunov et coll., 2004). L'empilement de blocs granitiques d'une taille métrique à Cannon Cliff constitue donc un vaste réseau de cavités communiquant entre elles. La taille impressionnante des interstices facilite la circulation de l'air au sein du talus, mais agit aussi à titre de réservoir d'air froid durant la saison hivernale une fois que le manteau neigeux permet d'isoler le talus de l'air extérieur. La nature très grossière de l'éboulis fait en sorte qu'il existe également plusieurs ruptures de pente dans le profil en long. À titre d'exemple, on note une dépression en forme de cuvette près de la placette T6. Cette dernière influence d'ailleurs la mise en place d'une couverture nivale qui, de façon générale, suit les variations topographiques (Hanson et Hoelze, 2004).

Tableau 5.1 : Synthèse des caractéristiques de terrain du site étudié. Les valeurs présentées dans le tableau correspondent à leur unité de mesure respective et utilisée lors de l'analyse. Afin d'en faciliter l'interprétation, une gradation de couleur a été appliquée suggérant la présence et l'intensité d'un décalage thermique, le cas échéant.

5.1.2 Un régime d'enneigement-déneigement favorable

Le couvert de neige, comme mentionné précédemment, est un facteur de contrôle thermique très important en raison de son rôle isolant (Hoelzle et coll., 2001; Gude et coll., 2003; Ishikawa, 2003; Hanson et Hoelzle, 2004; Luetscher et coll., 2004). Delaloye (2004) mentionne qu'une épaisseur de 60 cm est nécessaire afin d'obtenir une efficacité optimale, laquelle fluctue aussi en fonction de la densité de la neige. À Cannon Cliff, la quantité de neige annuelle n'est généralement pas suffisante pour recouvrir l'ensemble du talus. Cependant, une fois soufflée par le vent, la neige parvient à recouvrir entièrement certaines zones du pierrier. C'est le cas notamment de la zone étudiée, du moins à partir de la fin du mois de février (figure 4.3) avec une épaisseur moyenne de 73 cm. En effet, les vents dominants en provenance du sud-

ouest transportent la neige vers les creux topographiques et les barrières naturelles que représentent les franges forestières. À ces endroits, le couvert nival y est plus dense et l'isolation plus importante. Le rôle du vent à l'échelle locale est donc primordial (Delaloye, 2004; Lutschg et coll. 2004), et cette répartition hétérogène de la neige favorise la longévité de la couverture nivale localement (Gadek, 2012). La neige dans ce secteur persiste d'ailleurs jusqu'à la fin avril (figure 4.3). La présence de ces congères résiduelles au printemps facilitent sans aucun doute le maintien d'une réserve d'air froid dans l'éboulis, condition nécessaire à la recharge en glace printanière.

Lorsque la couverture de neige est suffisante (voir chapitre 1.2.2.2) l'absence d'un échange thermique vertical entre le sol et l'air extérieur favorise alors un échange thermique plutôt latéral. Ce dernier contribue à la recharge d'air froid au sein de l'éboulis, ce qui permet le développement et la préservation d'un pergélisol atypique ou noyau de glace à la base de l'éboulis (Delaloye, 2004; Hanson et Hoelzle, 2004; Lambiel, 2006; Morard et coll., 2008). Dans la littérature scientifique, la présence de fenêtres de fonte dans la partie amont du talus d'éboulis est souvent rapportée comme témoin d'un échange thermique latéral (Delaloye, 2004, Lambiel, 2006, Morard, 2008). De telles formes n'ont toutefois pas été observées à Cannon Cliff. En revanche, plusieurs petits trous similaires à des beignes de givre (figure 4.9) ont été recensés. La formation de givre en surface et la présence de fins cristaux de glace fragiles résultent aussi d'une décharge d'air chaud et humide (Delaloye et Lambiel, 2005; Lambiel, 2006; Morard et coll., 2008; Gadek, 2012). Le phénomène semble cependant très ponctuel dans le temps et l'espace, puisque la majorité d'entre eux sont situés au long des cavités créées par les plus gros blocs. Six trous d'air chaud ont d'ailleurs été retrouvés au long d'une énorme roche située entre les placettes T5 et T6. La plupart des autres trous d'air chaud ont été observés au long de la frange forestière. Une fois l'air chaud expulsé, une masse d'air froid remplace l'intérieur du talus (-11,3 °C; tableau 4.3). Les données issues de la caméra thermique montrent d'ailleurs un écart

moyen de la température d'une valeur de 11,2 °C entre la surface et le cœur du talus. Les légères fluctuations de la température à l'intérieur du pierrier tout au long de l'hiver (figure 4.11; T6) s'expliquent quant à elles par la taille des blocs et la couverture nivale irrégulière.

5.1.3 Un effet de rétroaction liée à une végétation adaptée

Du nanisme des arbres à la présence atypique de mousses et de plantes cryophiles (arctiques-alpines), plusieurs études scientifiques mentionnent ces particularités écologiques à l'échelle locale des éboulis froids (Delaloye et coll., 2003; Gude et col., 2003; Sawada, 2003; Lambiel, 2006; Dvorak et coll., 2008; Morard et coll., 2008). Si la végétation azonale est effectivement un indicateur fiable et sensible à la présence d'une anomalie thermique négative (Sperduto et Kimbal, 2010), force est de constater que son rôle est beaucoup plus important.

À l'échelle du talus d'éboulis, la végétation suit le patron du démantèlement de la paroi rocheuse. Les zones fortement colonisées par les arbres forment de grandes franges forestières dans un axe amont-aval (figure 2.2) là où les chutes de pierres sont rarissimes. Entre ces franges forestières, le pierrier est soit trop dynamique dans la portion amont, soit trop grossier pour soutenir une végétation arbustive. À cause de la taille impressionnante des blocs, surtout dans la portion aval du talus, seuls les lichens et les mousses réussissent à s'y installer, conférant une couleur verdâtre aux blocs, laquelle témoigne par le fait même d'une faible activité géomorphologique.

À l'échelle du transect étudié, la présence d'une grande frange forestière amont-aval et située au nord-est agit comme brise-vent face aux bourrasques en provenance du sud-ouest, favorisant ainsi une accumulation plus importante de neige qu'à d'autres endroits sur le pierrier. La végétation atypique qu'on retrouve au sein de plusieurs placettes (p. ex. T6 et T7; tableau 5.1) correspond à de petits îlots situés pour l'essentiel dans les creux topographiques et/ou juxtaposés au côté sud-ouest des

franges forestières. Si la couverture végétale dépasse les 60 % dans les placettes T6 et T7, elle diminue de manière considérable en amont et en aval laissant supposer que l'influence de l'anomalie thermique y est moindre. Dans la section en aval, plusieurs blocs granitiques recourent la frange forestière, caractérisée d'ailleurs par de nombreux arbres avec un port en drapeau, créant un corridor dénudé de végétation (couverture de ~30 % à T8; tableau 5.1).

La végétation contribue au processus de refroidissement, dans la mesure où le sol organique avec une teneur élevée en humidité amplifie le décalage thermique en retardant le réchauffement du terrain (Delaloye, 2004). À ce propos, on observe effectivement que la partie ayant une couverture végétale importante sur le site d'étude coïncide avec la présence de glace tardive en été (T6 et T7; tableau 5.1). La végétation vient ainsi combler ou obstruer partiellement certains vides, et les arbres prostrés et les arbustes comme le thé du Labrador favorisent une couverture nivale plus homogène et suffisante pour assurer le décalage thermique avec les vides sous-jacents.

5.2 Fonctionnement de l'éboulis ventilé à Cannon Cliff

Il est généralement question de circulation d'air interne lorsque vient le temps de parler du régime thermique des talus d'éboulis froids. On y mentionne que cette circulation d'air se régule en fonction du gradient thermique entre l'air ambiant et le sol (Morard et coll., 2007). En contexte de climat tempéré froid, le gradient thermique fluctue au gré des saisons, ce qui engendre principalement deux types de mouvements de l'air; l'un hivernal et l'autre estival (Dorthe et Morard, 2007). On parle alors de régime thermique hivernal et de régime thermique estival.

En régime hivernal, la couche nivale empêche le retrait de la masse d'air chaud par un mouvement ascendant ce qui force un mouvement horizontal de l'air, d'où la

circulation interne appelée effet de cheminée (Zacharda et coll., 2007). Ce mouvement horizontal de l'air chaud et humide vers le haut du talus crée un vide à la base, qui est aussitôt rempli par l'air froid en provenance de l'extérieur (Sawada et coll., 2003; Delaloya, 2004; Delaloye et Lambiel, 2005; Lambiel, 2006; Juliussen et Humlum, 2008). On parle alors de la phase de recharge en froid de la couche active. Elle se caractérise principalement par une expulsion de la masse d'air chaud et humide en amont du pierrier créant des fenêtres de fonte nivale précoces et des trous de givre (Lambiel et Pieracci, 2008; Delaloye, 2004).

En régime estival, l'inversion du gradient thermique modifie la circulation interne de l'air. La masse d'air froid est alors alimentée par le pergélisol récemment rechargé. Étant plus dense que l'air chaud extérieur, l'air froid interne est expulsé à la base du talus (Delaloye, 2004; Lambiel, 2006 et Morard (2011)). Ce régime estival perdure tant et aussi longtemps que la glace tardive où le pergélisol refroidit l'air interne. Le mécanisme de ventilation interne des talus d'éboulis froids est souvent utilisé pour expliquer la présence du pergélisol atypique. Or, si ce mécanisme de ventilation appelé « effet de cheminée » est propice aux conditions présentes dans le haut des talus d'éboulis froids des Alpes, il ne semble pas aussi évident dans le cas du talus d'éboulis froid de Cannon Cliff.

L'ensemble des caractéristiques (granulométrie, microtopographie, régime d'enneigement, végétation, etc.) définissant le site d'étude de Cannon Cliff semble être un prérequis à la formation et au fonctionnement de l'éboulis ventilé. C'est donc tout l'environnement, au sens global du terme, qui permet la mise en place d'un système naturel de recharge en glace. La présence d'un noyau de glace s'étire de la placette T5 à la placette T7 (figure 4.5 : Trous glacés), soit sur près de 30 m de long par 10 m de large et semble avoir la forme d'une goutte d'eau qui s'écoule vers l'aval du site. La décharge d'air froid, plus dense, affecte alors surtout la base de l'éboulis. Cette décharge d'air froid a pour conséquence de préserver la température du sol sous

le point de congélation durant l'été (Dorthe et Delaloye, 2005; Lambiel, 2006; Morard et coll., 2008, 2010), voire même la présence de glace dans les interstices entre les débris (Sawada, 2003). L'analyse des profils thermiques montre que le noyau de glace disparaît complètement vers la fin de l'été, voire à la fin septembre pour l'année 2014. La température interne ne dépasse pratiquement jamais la barre des 5 °C durant la saison estivale (figure 4.11; T6), soit une température suffisamment basse pour favoriser la présence d'une végétation de type arctique/alpine comme le mentionne Ruzicka (1999), Delaloye et coll. (2003) et Morard et coll. (2008), mais pas suffisamment froide pour le développement d'un pergélisol atypique.

L'analyse des profils thermiques montre aussi une stabilisation de la température autour de 0 °C. Cette stabilisation se produit vers la fin du mois d'avril jusqu'au début du mois de mai. Phénomène qui ne semble pas aléatoire puisqu'il a aussi été enregistré en 2019 à la placette T8 (figure 4.13). On décrit cette phase comme étant la période de fonte (Morard et coll., 2010). La particularité de cette phase de stabilité semble, selon nos observations, correspondre au point culminant de la recharge en glace de la couche active et par conséquent, la fin de la période de fonte. D'ailleurs, le i-button récolté sur la placette T8 en 2019 n'a pas été oublié lors de la récolte de 2014, il était à ce moment littéralement prisonnier de la glace. Cela expliquerait pourquoi la température interne ne varie aucunement ou presque, et ce malgré la fonte complète de la neige (couche isolante) à cette période de l'année. La présence de la couverture neigeuse sur le site soulève toutefois un doute quant à son efficacité et son rôle isolant. En fait, contrairement aux talus d'éboulis étudiés et décrits dans la littérature, la couverture nivale diffère de par sa courte durée, son installation tardive et son hétérogénéité. À titre d'exemple, Dorthe et Morard (2007) observent qu'un manteau neigeux de quelques centimètres recouvre les éboulis à la fin novembre et se maintient jusqu'à l'installation des conditions de fonte généralisée de la neige à la fin du mois de mai. On compte donc environ sept mois d'enneigement contre presque un

mois d'enneigement complet sur Cannon Cliff (figure 4.3). Par conséquent, la circulation d'air au sein du talus est peut-être plus intermittente, à un point tel que la notion de régime thermique hivernal et estival tel que décrit dans la littérature ne semble pas s'appliquer parfaitement ici. Les profils thermiques permettent néanmoins de distinguer cinq phases consécutives à travers un modèle conceptuel (figure 5.1). Ce dernier suppose non pas un mécanisme thermique unique, mais bien une succession, une alternance, voire une combinaison de mécanismes permettant la formation d'un noyau de glace au cœur du talus d'éboulis de Cannon Cliff (Delaloye, 2004; Zacharda et coll., 2007).

Durant l'automne tardif ou l'hiver hâtif, le site d'étude est dépourvu de neige, ce qui permet un échange d'air en continu entre l'intérieur du talus et l'air extérieur. Cette première phase favorise le refroidissement du talus avec une pénétration de l'onde de froid dans les cavités de l'éboulis.

La deuxième phase, appelée recharge d'air froid, s'amorce dès que la couverture de neige est suffisamment importante pour isoler partiellement les interstices de l'extérieur. On peut considérer cette phase comme le début du régime thermique hivernal. Cependant, la couverture nivale n'est pas encore suffisamment épaisse pour recouvrir les blocs granitiques qui émergent de la surface. On observe alors durant cette phase un décalage thermique entre l'intérieur du talus et l'atmosphère, lequel s'accroît d'ailleurs au fur et à mesure que la couche de neige s'accumule. Le mécanisme de refroidissement s'opère probablement en combinaison ou en alternance entre l'effet de conduction, tel que mentionné par Juliussen et Humlum (2008), et l'effet de Balch (1900). Ces deux mécanismes de refroidissement peuvent s'alterner dans l'espace et le temps en fonction de l'épaisseur de la neige qui varie, elle aussi, en fonction de l'influence du vent et des périodes de redoux. L'absence de fenêtre de fonte dans la partie amont du talus porte à croire qu'il n'existe pas un mécanisme de ventilation aussi puissant que l'effet de cheminée. Ce dernier mécanisme de

ventilation n'est cependant pas complètement exclus sur le talus de Cannon Cliff, car il suffit d'avoir une quantité importante de neige pour que l'ensemble du pierrier soit recouvert. Il est donc légitime de penser que le contexte actuel du réchauffement climatique ne favorise pas un mouvement latéral de l'air interne (effet de cheminée), mais plutôt un mouvement vertical (effet de Balch). Durant cette phase, l'air interne se maintient à une température entre -10 et -15 °C. Les faibles variations peuvent s'expliquer par des périodes de redoux ou des remaniements du manteau neigeux lors de périodes de forts vents.

La troisième phase, appelée recharge en glace, débute dès que l'air extérieur dépasse le point de congélation permettant ainsi la fonte de la neige. La phase de recharge en glace de l'éboulis est donc associée aux conditions printanières. Durant celles-ci, la fonte du couvert de neige empêche les mécanismes de refroidissement puisque d'une part, les cavités du talus ne sont plus isolées de l'extérieur et, d'autre part, ces interstices vont graduellement se remplir de glace bloquant ainsi toute forme de circulation d'air avec l'intérieur (Lambiel, 2006). Les observations réalisées montrent que l'eau de fonte et les précipitations liquides percolent dans l'éboulis et règlent au contact des matériaux sur-refroidis dans l'éboulis (Sawada, 2003; Delaloye, 2004; Zacharda et coll., 2007). Il est important de mentionner que sans source d'eau, la recharge en glace est impossible malgré la présence d'un réservoir d'air froid (Byun et coll., 2006).

La quatrième phase du régime thermique se caractérise par une seconde stabilisation des températures autour de l'isotherme de 0 °C. Les capteurs étant installés en profondeur, on peut supposer qu'ils ont été littéralement englouti par la glace, expliquant ainsi pourquoi on obtient une valeur de 0 °C durant quelques semaines. Il s'agit d'une phase où les interstices sont complètement remplis de glace et donc impossible à l'air d'y circuler. La longévité de cette phase dépend de l'exposition au soleil, mais surtout de la couverture organique en surface. Plus le sol est recouvert et

isolé de matériaux organiques, plus la phase s'étire dans le temps (Delaloye, 2004), c'est-à-dire qu'il est possible d'observer de la glace à la surface aisément jusqu'à la mi-juin.

Par la suite, la cinquième phase correspond à la fonte du noyau de glace interne. Cette phase peut s'étirer tout l'été et influencer la température de l'air interne et externe. Une fois que la glace libère les interstices, l'air peut à nouveau circuler. Selon Balch (1900), durant cette phase l'air froid et dense de l'intérieur se réchauffe au contact de la roche de surface créant ainsi un vacuum qui à son tour se remplit d'air chaud et léger en provenance de l'extérieur. Les observations sur le terrain corroborent plutôt le fait que compte tenu de la taille des blocs à Cannon Cliff, le vent peut facilement s'engouffrer dans le talus d'éboulis. L'air chaud de l'extérieur se refroidit au contact de l'air froid et humide de l'éboulis encore gorgé de glace. L'air expulsé est donc glacial et peut atteindre des écarts impressionnants par rapport à la température extérieure. La fin de cette phase est associée à la disparition du noyau de glace durant l'été. La force du phénomène est donc directement liée à la recharge en glace au printemps. Plus la recharge en glace est importante, plus le phénomène perdure au cours de la saison estivale. Nous sommes donc en présence d'un phénomène thermique et environnemental qui permet à la glace d'avoir une longévité surprenante, mais non permanente.

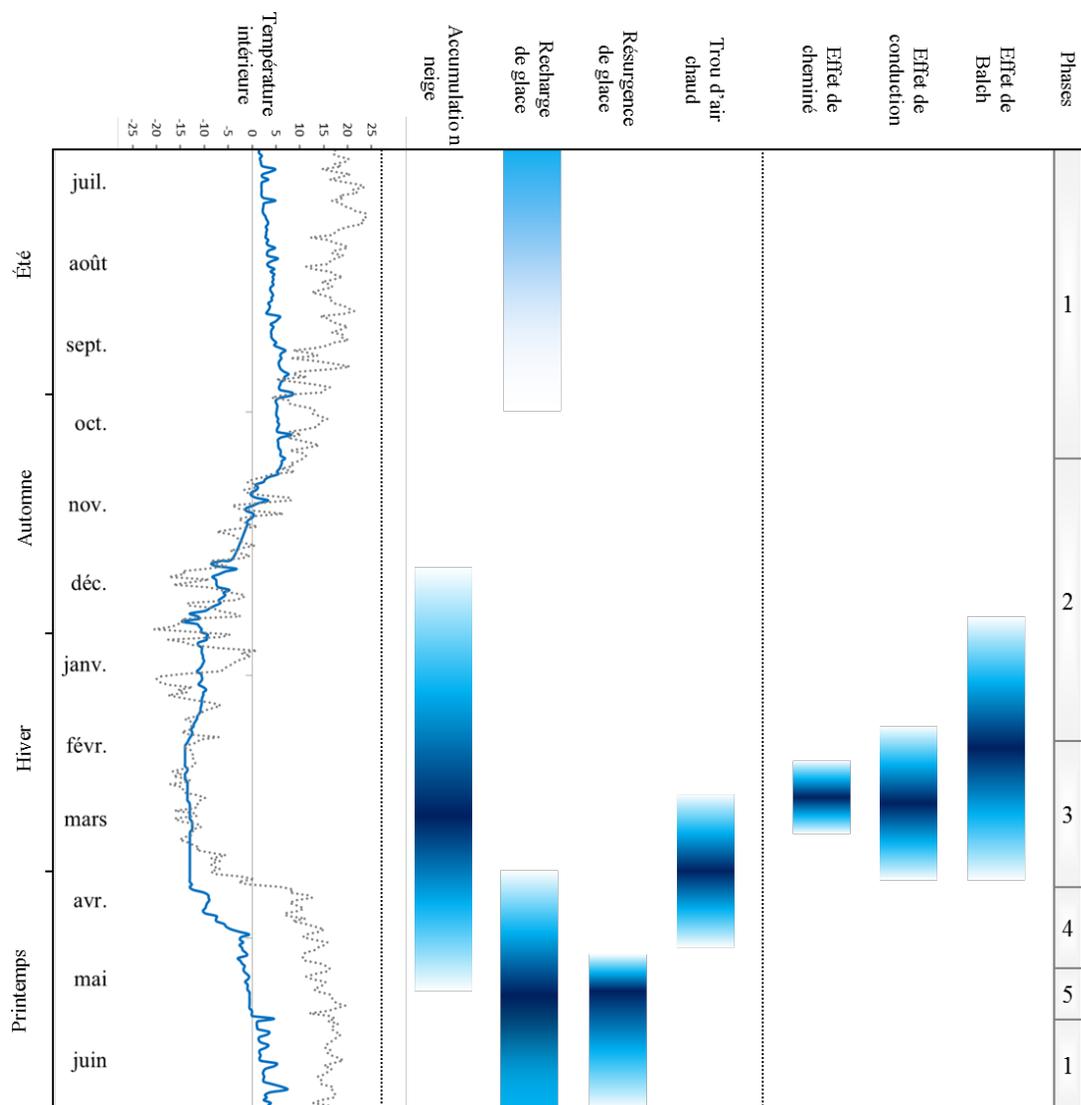


Figure 5.1 : Modèle conceptuel de la dynamique thermique du talus d'éboulis de Cannon Cliff. Le dégradé de couleur permet de mieux visualiser l'intensité de la variable en fonction de la période.

5.4 Impacts écologiques et géomorphologiques

L'une des conséquences de la décharge gravitaire d'air froid consiste à la préservation, à l'échelle très localisée, d'un microclimat alpin à une altitude extrêmement basse (Sawada et coll., 2003; Sperduto et Kimball, 2010). La végétation adaptée à ces conditions alpines se caractérise alors par des mousses, des lichens et la présence de thé du Labrador. Il est aussi intéressant de noter que les arbres qui poussent au sein de l'anomalie thermique sont, pour la forte majorité, des épinettes noires par comparaison aux grandes franges forestières composées exclusivement de sapins.

L'analyse dendroécologique a révélé que les arbres connaissent des conditions de croissance difficile par comparaison à leurs congénères dans les forêts avoisinantes. Les résultats sont probants, les arbres perturbés ont une croissance difficile (tableau 4.5) compte tenu de leur exposition à une anomalie thermique négative. Cette dernière se manifeste notamment par des températures froides durant la saison de croissance et, par conséquent, limite la croissance radiale bien que l'épinette noire soit une espèce bien adaptée à ces conditions rudes et nordiques/alpines. Malgré tout, la croissance est demeurée relativement stable au cours des 70 dernières années (figure 4.16). Toutefois, l'absence d'une station météorologique à proximité et le manque de données climatiques à l'échelle régionale empêchent de faire une caractérisation précise du climat à l'échelle locale au cours des 70 dernières années. Il serait pourtant intéressant de voir si des changements significatifs sont survenus dans le régime des précipitations et des températures. Les arbres perturbés semblent toutefois moins sensibles que les arbres de références à ces changements et variations climatiques, dans la mesure où leurs conditions de croissance semblent plutôt redevables à l'intensité de l'anomalie thermique.

Bien que les deux populations d'échantillons présentent des indices de sphéricité élevés, elles se distinguent néanmoins aisément l'une de l'autre avec l'indice d'excentricité. En effet, les arbres de références montrent un indice élevé (moyenne de 0,85; tableau 5.1) par comparaison aux arbres perturbés (moyenne de 0,56; tableau 4.5). Sur l'ensemble du site d'étude, la valeur varie peu, à l'exception de la placette T7 (un seul échantillon). On observe donc qu'en général les arbres perturbés ont un cœur excentré qui témoigne d'un forçage externe. L'orientation et l'intensité de ce décalage par rapport au centre théorique sont intéressantes, mais variables, et confirment par le fait même l'influence de la ventilation interne de l'éboulis sur la croissance des arbres dans le talus. En revanche, cette analyse indique aussi que l'effet de l'anomalie thermique n'est pas aussi concentré et uniforme spatialement qu'attendu.

Enfin, la combinaison des deux indices précédents montre une différence significative, laquelle traduit un forçage externe assez puissant pour modifier la structure interne de l'arbre, mais pas suffisamment pour modifier la structure externe. Le site d'étude est un environnement ouvert qui laisse place à plusieurs forçages tels que la pente, l'exposition aux vents, etc. Or, les arbres perturbés ne présentent pas une forme en drapeau, comme ceux de la frange forestière adjacente soumise continuellement aux vents dominants. Cependant, l'anomalie thermique liée à la ventilation interne de l'éboulis étant un phénomène bidirectionnel (trappes d'air chaud et d'air froid) d'intensité variable dans le temps et l'espace, la réponse des arbres s'en trouve altérées et modérées.

Au niveau des impacts géomorphologiques, la présence de glace dans les interstices du talus fragilise davantage la roche. En effet, la surface rocheuse protégée des agents climatiques externes se caractérise généralement par une altération moindre (McCarroll, 1989; Laustela et coll., 2003 dans Scapozza et coll., 2011). À Cannon Cliff, la surface protégée des blocs de granite échantillonnés montre des valeurs de

rebond inférieures à celles obtenues à la surface du pierrier. Les roches des placettes T4, T5 et T6, avec de la glace à proximité, sont particulièrement altérées. Cette altération accentuée semble redevable à la persistance de températures froides, une forte humidité et, vraisemblablement davantage de cycles gel-dégel. Autrement dit, l'altération issue du phénomène de refroidissement du talus apparaît plus importante que celle liée aux conditions météorologiques externes. Enfin, ces données permettent aussi de très bien localiser le phénomène thermique, car en dehors des placettes T4, T5 et T6 les roches apparaissent beaucoup moins altérées (tableau 5.1)

CONCLUSION

Le talus d'éboulis à gros blocs de Cannon Cliff s'est avéré un terrain de jeu idéal pour étudier le concept de talus d'éboulis froid. C'est fortement inspiré des études portant sur le pergélisol atypique en milieu alpin de basse altitude (Deloloye, 2004; Lambiel, 2006 et Morard 2010), que nous nous sommes questionnés sur la présence possible de ce type de pergélisol. L'objectif général de circonscrire l'anomalie thermique négative et d'en comprendre les impacts sur son environnement limitrophe a permis de répondre à plusieurs questions, notamment à savoir si nous étions en présence d'un pergélisol atypique. Bien que plusieurs indices ont démontré la présence d'un noyau de glace suffisamment important pour altérer l'environnement à proximité, il demeure difficile d'établir avec certitude la présence d'un noyau de glace pérenne. L'anomalie thermique à Cannon Cliff se présente plutôt comme une oasis de fraîcheur. S'agit-il du dernier rempart face au réchauffement climatique global ou d'une relique d'un passé plus froid? Certainement pas, dans la mesure où l'existence de ce talus d'éboulis froid est plutôt redevable à un mécanisme thermique autant, sinon plus complexe, que celui à l'origine d'un pergélisol atypique. Enfin, plusieurs observations et constats découlent de ce travail de recherche :

- 1) L'utilisation d'indices visuels et thermiques a permis de circonscrire dans le temps et l'espace l'anomalie thermique. La présence de végétation atypique s'est révélée un très bon indicateur de l'extention spatiale du phénomène et de sa stabilité d'occurrence dans le temps. Le suivi en continu de la température interne de l'éboulis, une méthode usuelle dans ce genre d'étude (Hoelzle et coll., 1999; Delaloye, 2004; Delaloye et Lambiel, 2005; Dorthe et Morard, 2007; Scapozza et coll., 2008; Morard,

2011), a plutôt permis de quantifier l'ampleur de l'anomalie thermique et son forçage sur l'environnement limitrophe.

2) Les facteurs de contrôle thermique sont nombreux et montrent l'équilibre précaire qui existe entre les composantes environnementales du site. Un équilibre qui découle, certes, en premier lieu des conditions climatiques externes (température, précipitation, vent) mais aussi de la géomorphologie du site (topographie en pente et granulométrie grossière) et du patron de colonisation forestière sur l'ensemble du versant. Ces facteurs de contrôle expliquent en plus les modalités de mise en place du couvert de neige qui, une fois suffisamment épais pour isoler le talus, favorise un mécanisme de ventilation interne. En effet, la taille métrique des blocs crée un réservoir d'air par l'entremise d'un vaste réseau de cavités qui, une fois isolé par la neige, permet d'emmagasiner l'air froid hivernal au sein du talus. Cette même réserve d'air froid permet, durant la fonte de la neige au printemps, la recharge en glace de la couche via la percolation et le ruissellement de l'eau de fonte en surface. Cette glace, une fois complètement rechargée, permet à son tour d'influencer l'environnement immédiat en déchargeant de l'air froid et humide aussi longtemps que le noyau de glace subsiste.

Le retrait d'une seule de ces composantes suffirait sans doute à atténuer, voire annuler le mécanisme de recharge en glace. En effet, la topographie permet l'accumulation de la neige dans les dépressions, la frange forestière restreint le transport de neige par le vent, la végétation de type arctique-alpine empêche la pénétration de la neige dans les interstices du pierrier, et l'effet domino et en cascade de ces éléments permet le surrefroidissement du talus d'éboulis de Cannon Cliff.

3) La complexité des facteurs de contrôle thermique confère au talus un mécanisme de ventilation et de refroidissement tout aussi complexe et certainement pas aussi unidimensionnel que celui rapporté dans les talus d'éboulis ventilés des

Alpes suisses (Delaloye, 2004; Lambiel, 2006; Morard, 2010). On constate plutôt pour la talus étudié une succession, une alternance, voire une combinaison de mécanismes permettant la formation d'un noyau de glace au cœur du talus d'éboulis de Cannon Cliff (Delaloye, 2004; Zacharda et coll., 2007).

4) Les impacts de cette anomalie thermique sur l'environnement sont très localisés. On constate d'une part, la forte présence de l'épinette noire sur le site par comparaison à l'ensemble du talus et, d'autre part, une influence dans le patron de croissance (notamment une forte excentricité) des arbres perturbés par des conditions microclimatiques de type nordique. En plus, la circulation d'air froid et humide semble favoriser l'altération du granite dans le talus d'éboulis et ce, de manière plus soutenue et efficace qu'en surface.

Enfin, dans la perspective des changements climatiques en cours et à venir, les talus d'éboulis s'avèrent des environnements tout aussi intéressants à étudier que les glaciers (Gadek et coll., 2016). En effet, l'équilibre précaire qui existe au sein de ces milieux est redevable à plusieurs composantes de l'environnement, ce qui renforce d'autant plus l'intérêt d'un suivi à moyen et long termes. Le régime thermique du talus d'éboulis de Cannon Cliff représente, certes, un épiphénomène mais qui demeure tout aussi intéressant à comprendre d'un point de vue du fonctionnement thermique de surrefroidissement et de ses impacts dans l'environnement immédiat.

BIBLIOGRAPHIE

- Alestalo, J. (1971). Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105, p. 140.
- Balch, E.S. (1900). Glaciers or freezing caverns. *Allen, Lane & Scott*, Philadelphia, p. 377.
- Bertinelli, F., Petitcolas, V., Asta, J., Richard, L. et Souchier, B. (1993). Relations dynamiques entre la végétation et le sol sur éboulis froid dans les Alpes françaises méridionales. *Revue d'Écologie Alpine*, II, 93-104.
- Brabec, E. (1973). Ekologie suti Ceského stredohori – druhé priblizeni (The ecology of stony debris in the Ceské Stredohori Mts. – a second approximation). *Thesis*, Charles University, Praha, p. 95. Dans Ruzicka, V. (1999). The freezing scree slopes and their arachnofauna. Blockhalden mit Frostvorkommen und ihre Spinnenfauna. Lebensraum Blockhalde – Zur Ökologie perglazialer Blockhalden im ausseralpinen Mitteleuropa. *Decheniana – Beihefte (Bonn)*, 37, 141-147.
- Byun, H.R., Tanaka, H.L. & Azzaya, D. (2006). On the mysteries of summer icing and winter warming in the Ice Valley at Miryang, Korea. *Proceedings of the 2nd International Workshop on Ice Caves, Demanovska Dolina*, 82-86.
- Cassagne, N., Spiegelberger, T. Cecillon, L., Juvy, B. & Brun, J.-J. (2008). The impact of soil temperature increase on organic matter and faunal properties in a frozen calcareous scree in the French Alps. *Geoderma*, p. 9. [En ligne]. <http://doi:10.1016/j.geoderma.2008.05.028>. Page consultée le 6 mai 2014.
- Church, M., Stock, R.F. & RYDER, J.M. (1979). Contemporary sediment environments in Baffin Island, N.W.T, Canada : debris slope accumulations. *Arctic and Alpine Research*, II, 4, 371-402.
- Delaloye, R. (2004). Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale. Fribourg, Département des Géosciences, thèse de doctorat, *GeoFocus*, 10, p. 241.
- Delaloye, R. & Lambiel, C. (2005). Evidences of winter ascending air circulation in talus slopes situated near the lower limit of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps), *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography*, 59, 194-203.
- Delaloye, R., Reynard, E., Lambiel, C., Maresco, L. & Monnet, R. (2003). Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zürich 2003*, 1, 175-180.

- Deluigi, N., Lambiel, C. & Kanevski, M. (2017). Data-driven mapping of the potential mountain permafrost distribution. *Science of the Total Environment*, 370-380.
- Delwaide, A. et Fillion, L., (2010). Échantillonnage et datation dendro-chronologiques, 167-198 dans Payette, S., Fillion, L. (2010). La dendroécologie – Principes, methods et application., *Presses de l'Université Laval*, Québec, Canada, p. 758.
- H-B. (1796). Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. Tome troisième, Neuchâtel, S.-Fauche. Dans Morard, S., Delaloye, R, Dorthe, J. (2008). Indices de fonctionnement de la ventilation des éboulis froids. *Proceedings, Swiss Geomorphological Society (SSGm)*, Annual Meeting 2007, Samedan, Switzerland, 44-56.
- Dorthe, J. & Delaloye, R. (2005). Exemple of air circulation and permafrost occurrence in a scree slope in the Swiss Prealps. *3rd Swiss Geoscience Meeting*, Zurich, University of Fribourg, Switzerland, p. 2.
- Dorthe, J. et Morard, S. (2007). Effet de la ventilation des éboulis froids et des glaciers rocheux fossiles dans les Préalpes suisses romandes. *Travail de diplôme*, Géographie, Université de Fribourg, p. 166. [En ligne]. <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/morard>. Page consultée le 6 mai 2014.
- Dvorak, C.-A. (2008). Approche dendroécologique du régime thermique des éboulis froids et des glaciers rocheux fossiles. *Master of Science in Geography*, Université de Lausanne, p. 116.
- Francou, B. (1988). L'ébouilisation en haute montagne, *Andes & Alpes*. 2 tomes, Editec, Caen, p. 696.
- Fukuda, M. & Kinoshita, S. (1974). Permafrost at Mt. Taisetsu, Hokkaido and its climatic environment. *The Quaternary Research*, 12, 192-202. Dans Sawada, Y. (2003). Monitoring of ground-ice formation in a block slope at Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido, Japan. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zürich 2003, 2, 1001-1006.
- Gadek, B. (2012). Debris slopes ventilation in the periglacial zone of the Tatra Mountains (Polan and Slovaka): The indicators. Poland, Department of Geomorphology, Faculty of Earth Sciences, University of Silesia, str. Bedzinska 60, 41-200.
- Gadek, B., Grabiec, M., Kedzia, S., & Raczkowska, Z. (2016). Reflection of climate changes in the structure and morphodynamics of talus slopes (the Tatra Mountains, Poland). *Geomorphology*, 263, 39-49.
- Germain, D. & Héту, B. (2016). Hillslope processes and related sediment fluxes on a fine-grained scree slope of Eastern Canada. *Source-to-Sink fluxes in Undistrubed cold environments*, Cambridge University Press, 79-95.
- Godard, A. et Tabeaud, M. (2004). Les climats : Mécanismes, variabilités, repartition. *Cursus*, 4^e édition, Armand Colin, p. 217.

- Gorbunov, A.P., Marchenko, S.S. & Seversky, E.V. (2004). The thermal environment of blocky materials in the mountains of central Asia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 95-98.
- Goudie, A. (2004). Encyclopedia of Geomorphology. New York, Routledge. Gude M., Dietrich S, p. 1156.
- Gude, M., Dietrich, S., Hauck, C., Mäusbacher, R., Molenda, R., Ruzicka, V. & Zacharda, M. (2003). Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe. *Permafrost*, Phillips, Springman & Arenson (eds), 331-336.
- Guodong, C., Yuanming, L., Zhizhong, S. & Fan, J. (2007). The Thermal Semi-Conductor Effect of Crushed Rocks. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18, 151-160.
- Haeberli, W. (1975). Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Fluelapass und Piz Grialetsch (Graubunden). Mitteilungen. der VAW, ETH Zurich. Dans Lambiel, C. & Pieracci, K. (2008). Permafrost distribution in talus slopes located within the alpine periglacial belt, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 293-304.
- Hanson, S. & Hoelzle, M. (2004). The thermal regime of the active layer at the Murtèl Rock Glacier based on data from 2002. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, pp. 273-282.
- Harris, S.A. & Pedersen, D. E. (1998). Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 107-120.
- Harris, S.A., & Brown, R.J.E. (1982). Permafrost distribution along the Rocky Mountains in Alberta. *Department of Geography*, University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada, 59-67.
- Hoelzle, M., Haeberli, W. & Keller, F. (1993). Application of BTS-measurements for modelling mountain permafrost distribution. *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*, South China University of Technology Press, 1, 272-277.
- Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmuller, B. & Haeberli, W. (2001). Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas : An overview on current development. *Permafrost and Periglacial Processus*, 12, 53-68.
- Humlum, O. (1997). Active Layer Thermal Regime at Three Rock Glaciers in Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol. 8, 383-408.
- Ikeda, A. & Matsuoka, N. (2002). Degradation of talus-derived Rock Glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost Periglacial Processes*, 13, 145-161.
- Ishikawa, M. (2003). Thermal regimes at the snowground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52, 105-120.
- Juliussen, H. & Humlum, O. (2008). Thermal Regime of Openwork Block Fields on the Mountains Elgahogna and Solen, Central-eastern Norway. *Permafrost Periglacial Processes*, 19, 1-18.

- Kenner, R., Phillips, M., Hauck, C., Hilbich, C., Mulsow, C., Bühler, Y., Stoffel, A., & Buchroithner, M. (2017). New insights on permafrost genesis and conservation in talus slopes based on observations at Flüelapass, Eastern Switzerland. *Geomorphology* 290, 101-113.
- Lafortune, M., Fillion, L. et Hétu, B. (1997). Dynamique d'un front forestier sur un talus d'éboulis actif en climat tempéré froid (Gaspésie, Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, 1, 1-15.
- Lambiel, C. (2006). Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités. *Géographie, Université de Lausanne, Travaux et recherches*, 33, p. 260.
- Lambiel, C. & Pieracci, K. (2008). Permafrost distribution in talus slopes located within the alpine periglacial belt, Swiss Alps. *Permafrost Periglacial Processes*, 19(3), 293-304.
- Lambiel, C. & Reynard, E. (2001). Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on a rock glacier inventory in the Bagnes-Hérémence area (Western Swiss Alps). *Norsk geografisk Tidsskrift*, 55, 219-223.
- Lambiel, C., Reynard, E. & Scapozza, C. (2011). Datation relative de forms périglaciaires alpines à l'aide de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt. *Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, septembre 2009, Olivone (Géovisions n 36). Institut de géographie, Université de Lausanne, 3-5.
- Lerjen, M., Kääh, A., Hoelzle, M. & Haerberli, W. (2003). Local distribution pattern of discontinuous mountain permafrost. *A process study at Flüela Pass, Swiss Alps. Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost, Zürich, Switzerland*, 667-672. Dans Pieracci, K., Lambiel, C., Reynard, E. (2008). La répartition du pergélisol dans trois éboulis alpins du massif de la Dent de Morcles (Valais, Alpes suisses). *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 2, 87-97.
- Lewkowicz, A.G. (2008). Evaluation of miniature temperature-loggers to monitor snowpack evolution at mountain permafrost sites, Northwestern Canada. *Permafrost Periglacial Processes*, 19, 323-331.
- Lismonde, B. (2001). L'âne de Buridan, le principe de Curie et l'effet de cheminée. Courants d'air dans les cavités en forme de U. *Karstologia*, 37/1, 23-28. Dans Luetscher, M. & Jeannin, P.-Y. (2004). The role of winter air circulations for the presence of subsurface ice accumulations : an exemple from Monlési ice cave (Switzerland). *Theoretical and Applied Karstology*, 17, 19-25.
- Luethi, R. & Phillips, M. (2016). Challenge and solutions for long-term permafrost borehole temperature monitoring and data interpretation. *Geographica Helvetica*, 71, 121-131.
- Luetscher, M. & Jeannin, P.-Y. (2004). The role of winter air circulations for the presence of subsurface ice accumulations : an exemple from Monlési ice cave (Switzerland). *Theoretical and Applied Karstology*, 17, 19-25.

- Matsuoka, N., Hirakawa K., Watanabe T. & Moriwaki, K. (1997). Monitoring of periglacial slope processes in the swiss Alps: the first two years of frost shattering, heave and creep. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 155-177.
- Mäusbacher, R., Hauck, C., Molenda, R., Ruzicka, V. & Zacharda, M. (2003). Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zürich 2003*, 1, 331-336.
- Millar, C., Westfall, R. & Delany, D. (2014). "Thermal Regimes and Snowpack Relations of Periglacial Talus Slopes, Sierra Nevada, California, U.S.A. ". *Arctic, Antarctic, an Alpine Research*, 46 :2, pp. 483-504.
- Molenda, R. (1996). Zoogeographische Bedeutung Kaltluft erzeugender Blockhalden im Auber Alpen Mitteleuropa: Untersuchungen an Arthropoda, Insbesondere Coleoptera. – *Verh. Naturwiss. Ver. Hamburg (NF)* 35, 5-93. in Ruzicka, V. (1999). The freezing scree slopes and their arachnofauna. Blockhalden mit Frostvorkommen und ihre Spinnenfauna. Lebensraum Blockhalde – Zur Ökologie perglazialer Blockhalden im ausseralpinen Mitteleuropa. *Decheniana – Beihefte (Bonn)*, 37, 141-147.
- Morard, S. (2011). Effets de la circulation d'air par effet de cheminée dans l'évolution du régime thermique des éboulis froids de basse et moyenne altitude. *Geographie, Université de Fribourg (Suisse), thèse de doctorat, N° 1732*, p. 221.
- Morard, S., Delaloye, R. et Dorthe, J. (2008a). Indices de fonctionnement de la ventilation des éboulis froids. *Proceedings, Swiss Geomorphological Society (SSGm), Annual Meeting 2007, Samedan, Switzerland*, 44-56.
- Morard, S., Delaloye, R. & Dorthe, J. (2008b). Seasonal thermal regime of a mid-latitude ventilated debris accumulation. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska*, 1233-1238.
- Morard, S., Delaloye, R., Dorthe, J. & Lambiel, C. (2007). Inventory of ventilated cold scree slopes and rock glaciers in the Swiss Alps and Prealps. *Geophysical Research Abstracts*, 9, p. 2.
- Morard, S., Delaloye, R. & Lambiel, C. (2010). Pluriannual thermal behavior of low elevation cold talus slopes (western Switzerland). *Geographica Helvetica*, Jg. 65, Heft 2, 124-134.
- Morard, S., Bochud, M. & Delaloye, R. (2010). Rapid changes of the ice mass configuration in the dynamic Diablotins ice cave – Fribourg Prealps, Switzerland. *The Cryosphere*, 4, 489-500, p.12.
- Northon, D., Palmer, J. & Ogden, J. (1987). Dendroecological studies in New Zealand: An evaluation of tree age estimates based on increment cores. *New Zealand Journal of Botany*, 25, 373-383.
- Ouellet, M.-A. (2010) Écoulement hyperconcentré et risque associé : une analyse dendrogéomorphologique d'un cône de déjection en milieu forestier, Gaspésie septentrionale, Québec, *Mémoire*, Université du Québec à Montréal, Département de géographie. p. 107.

- Payette, S. et Fillion, L. (2010). La dendroécologie – Principes, methods et application. *Presses de l'Université Laval*. Québec, Québec, Canada. p. 772.
- Péwé, T. L. & Brown, R. J. E. (1973) Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: a review, 1963–1973. *Permafrost: North American Contribution in Second International Conference*, 71, 13-28.
- Pieracci, K., Lambiel, C. et Reynard, E. (2008). La répartition du pergélisol dans trois éboulis alpins du massif de la Dent de Morcles (Valais, Alpes suisses). *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 2, 87-97.
- Popescu, R., Vespremeanu-Stroe, A., Onca, A., Vasile, M., Cruceru, N. & Pop, O. (2017). Low-altitude permafrost research in an overcooled talus slope-rock glacier system in the Romanian Carpathians (Detunata Goala, Apuseni Mountains). *Geomorphology*, 295, 1-15.
- Robitaille, A. et Allard, M. (1996) Guide pratique d'identification des dépôts de surface au Québec. *Les publications du Québec*, Sainte-Foy, p. 109.
- Ruzicka, V. (1999). The freezing scree slopes and their arachnofauna. Blockhalden mit Frostvorkommen und ihre Spinnenfauna. Lebensraum Blockhalde – Zur Ökologie perglazialer Blockhalden im ausseralpinen Mitteleuropa. *Decheniana – Beihefte* (Bonn), 37, 141-147.
- Ruzicka, V. & Zacharda, M. (1994). Arthropods of stony debris in the Krkonose Mountains, Czech Republic. *Arctic and Alpine Research*, 26(4), 332-338.
- Ruzicka, V., Zacharda, M., Smilauer, P. & Kucera, T. (2015) Can paleorefugia of cold-adapted species in talus slopes resist global warming? *Boreal Environment Research*, 20, 403-412.
- Sawada Y. (2003). Monitoring of ground-ice formation in a block slope at Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido, Japan. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zürich 2003, 2, 1001-1006.
- Sawada, Y., Ishikawa, M. & Ono, Y. (2003). Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan. *Geomorphology*, 52, 121-130.
- Sone, T. (1992). Permafrost environment of the Daisetsu mountains, Hokkaido, Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 235–240. Dans Sawada Y. (2003). Monitoring of ground-ice formation in a block slope at Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido, Japan. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zürich 2003, 2, 1001-1006.
- Sperduto, D. & Kimball, B. (2010). The Nature of New Hampshire: Natural Communities of the Granite State. Duram, New Hampshire, *University of New Hampshire Press*, p. 342.
- Stiegler, C., Rode, M., Sass, O. & Otto, J.-C. (2014) An Undercolled Scree Slope Detected by Geophysical Investigations in Sporadic Permafrost below 1000 M ASL, Central Austria. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25, 194-207.

- Stoffel, M., Conus, D., Grichting, M.A., Lièvre, I. & Maître, G. (2008). Unraveling the patterns of late Holocene debris-flow activity on a cone in the Swiss Alps: Chronology, environment and implications for the future. *Global and Planetary Change*, vol. 60, no 3-4, 222-234.
- Strunk, H. (1997). Dating of geomorphological processes using dendro-geomorphological methods. *Catena*, vol. 31, no 1-2, 137-151. Dans Ouellet, M.-A. (2010) Écoulement hyperconcentré et risque associé : une analyse dendrogéomorphologique d'un cône de déjection en milieu forestier, Gaspésie septentrionale, Québec, Mémoire, Université du Québec à Montréal, Département de géographie. p. 107.
- Tanaka, H.L., Nohara, D. & Yokoi, M. (2000). Numerical simulation of wind hole circulation and summertime ice formation at Ice Valley in Korea and Nakayama in Fukushima, Japan. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 78(5), 611-630.
- Vieira, G., Mora, C. & Faleh, A. (2017). New observations indicate the possible presence of permafrost in North Africa (Djebel Toubkal, High Atlas, Morocco). *The Cryosphere*, 11, 1691-1705.
- Wakonigg, H. (1996). Unterkühlte Schutthalden. Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich. Arbeiten aus dem Institut für Geographie Karl-Franzens-Universität Graz, 33, 209-223. Dans Harris, S.A. & Pedersen, D.E. (1998). Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 107-120.
- Washburn A. (1979). Geocryology: a survey of periglacial processes and environments. *Edward Arnold Ltd*, London, UK, p. 406.
- Wicky, J. & Hauck, C. (2017). Numerical modelling of convective heat transport by air flow in permafrost talus slopes. *The Cryosphere*, 11, 1311-1325.
- Zacharda, M., Gude, M. & Ruzicka, V. (2007). Thermal Regime of Three Low Elevation Scree Slopes in Central Europe. *Permafrost Periglacial Processes*, 18, 301-308.