



HAL
open science

Rhéologie des glaciers rocheux dans le contexte du changement climatique : Le glacier rocheux de Laurichard (Alpes françaises) comme cas d'étude

Samia Melki

► **To cite this version:**

Samia Melki. Rhéologie des glaciers rocheux dans le contexte du changement climatique : Le glacier rocheux de Laurichard (Alpes françaises) comme cas d'étude. Mécanique des matériaux [physics.class-ph]. Université Grenoble Alpes [2020-..], 2023. Français. NNT : 2023GRALI131 . tel-04566186

HAL Id: tel-04566186

<https://theses.hal.science/tel-04566186>

Submitted on 2 May 2024

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

École doctorale : I-MEP2 - Ingénierie - Matériaux, Mécanique, Environnement, Energétique, Procédés, Production

Spécialité : 2MGE - Matériaux, Mécanique, Génie civil, Electrochimie

Unité de recherche : Laboratoire Sols, Solides, Structures et Risques

Rhéologie des glaciers rocheux dans le contexte du changement climatique : Le glacier rocheux de Laurichard (Alpes françaises) comme cas d'étude

Rheology of rock glaciers in the context of climate change: The Laurichard rock glacier (French Alps) as a study case

Présentée par :

Samia MELKI

Direction de thèse :

Dominique DAUDON

MCF, Université Grenoble Alpes, Laboratoire 3SR

Directrice de thèse

Xavier BODIN

Chargé de recherche, CNRS/USMB,
Laboratoire Edytem

Co-encadrant de thèse

Emmanuel THIBERT

Ingénieur de recherche, Université
Grenoble Alpes, INRAE IRSTEA

Co-encadrant de thèse

Rapporteurs :

Marina PIRULLI

ASSOCIATE PROFESSOR, Politecnico di Torino, Italie

Guillaume CHAMBON

Directeur de recherche, Université Grenoble Alpes, France

Reynald DELALOYE

FULL PROFESSOR, Université de Fribourg, Suisse

Thèse soutenue publiquement le 29 août 2023, devant le jury composé de :

Laurence CURTIL

PROFESSEUR DES UNIVERSITES, Université Lyon 1 - Claude Bernard

Présidente

Frédéric DUFOUR

PROFESSEUR DES UNIVERSITES, Université Grenoble Alpes

Examineur

Marina PIRULLI

ASSOCIATE PROFESSOR, Politecnico di Torino

Rapporteuse

Reynald DELALOYE

FULL PROFESSOR, Université de Fribourg

Rapporteur

Guillaume CHAMBON

DIRECTEUR DE RECHERCHE, INRAE Lyon-Grenoble Auvergne Rhône-Alpes

Rapporteur

Dominique DAUDON

MAITRE DE CONFERENCE, Université Grenoble Alpes

Directrice de thèse



Résumé

Dans les montagnes alpines, l'évolution rapide des vitesses de surface est similaire dans divers glaciers rocheux, au cours des dernières décennies. Elle suggère un lien avec le réchauffement climatique. En France, des mesures expérimentales de vitesse surfacique sont réalisées sur le glacier rocheux du Laurichard depuis 1984 et montrent une accélération des déplacements surfaciques liée à l'augmentation des températures. Dans ce travail de thèse, cette corrélation est illustrée à travers une étude statistique, permettant de comparer les anomalies de température de surface et les changements de vitesse de surface (Staub, 2015). Cette étude estime également les caractéristiques thermo-physiques pour mieux comprendre le comportement rhéologique de ce glacier rocheux. En l'absence de forages, la diffusivité thermique équivalente est calculée analytiquement et permet d'estimer une couche active d'environ 3 m à Laurichard. Pour simuler la rhéologie de cet objet géomorphique, différentes hypothèses ont été considérées selon la loi Glen (1955) pour l'écoulement de la glace, en l'adaptant à l'hétérogénéité du mélange qui constitue un glacier rocheux. Le modèle mécanique d'Arenson et Springman (2005) pour les sols gelés ainsi que celui de Monnier et Kinnard (2016) à l'échelle d'un glacier, sont combinés dans ce travail afin d'estimer la viscosité effective le long des points mesurés et homogénéisée sur l'épaisseur du glacier rocheux de Laurichard. Ce paramètre mécanique permet de révéler quantitativement le couplage thermo-mécanique et retro-analyser le réchauffement climatique sur la décade. Les simulations numériques d'une géométrie simplifiée du glacier rocheux à l'aide du code de calcul ELLIPSIS, développé au Laboratoire 3SR, offrent une perspective intéressante sur la modélisation de telles structures géomorphologiques et sont présentées dans ce mémoire.

mots clés : Glacier rocheux, Laurichard, fluage, diffusivité thermique, viscosité effective, ELLIPSIS

Abstract

Similar rapid changes in surface velocities of various rock glaciers of the Alps in recent decades suggest climate control. In France, experimental measurements of surface velocities have been carried out on the Laurichard glacier since 1984 and show that acceleration in surface motion correlates with increasing temperature. This dissertation illustrates this correlation by a statistical study comparing ground surface temperature anomalies and surface velocity changes (Staub, 2015). To better understand the rheological behavior of this rock glacier, thermo-physical properties are evaluated. In the absence of boreholes, the equivalent thermal diffusivity is calculated analytically and allows an estimate of the active layer at Laurichard of approximately 3 m. Based on the Glen (1955) law of ice flow, several assumptions are considered to adapt it to the heterogeneity of the mixtures that make up rock glaciers. The mechanical model of Arenson et Springman (2005) for frozen soils as well as that of Monnier et Kinnard (2016) are combined in this work in order to estimate the effective viscosity of the Laurichard rock glacier. This mechanical parameter makes it possible to reveal the thermo-mechanical coupling in a quantitative way and to retro-analyze the increasing internal temperatures. Numerical simulations of a simplified geometry with the ELLIPSIS computer code, developed at the 3SR laboratory, provide interesting perspectives for the simulation of rock glacier's rheology.

keywords : Rock glacier, Laurichard, creep, thermal diffusivity, effective viscosity, ELLIPSIS

Table des matières

Résumé	1
Abstract	2
Table des figures	5
Liste des tableaux	14
Glossaire	17
Introduction générale	19
1 État de l’art et cas d’étude	25
1.1 Définitions, étendue et rhéologie des glaciers rocheux	26
1.1.1 Les glaciers rocheux comme cas de pergélisol	26
1.1.2 Investigations dans le monde et dans les Alpes	35
1.1.3 Vitesses de déplacement et contrôle climatique	38
1.1.4 Modèles mécaniques	40
1.2 Cas d’étude : le glacier rocheux de Laurichard	46
1.2.1 Localisation et topographie	47
1.2.2 Profondeur et structure interne	49
1.2.3 Suivi des vitesses et de la température à Laurichard	53
2 Températures et vitesses surfaciques à Laurichard	59
2.1 Analyse primaire des données collectées sur Laurichard	60
2.1.1 Données de températures sur le glacier rocheux de Laurichard	60
2.1.2 Variations spatiales et temporelles des vitesses surfaciques . .	70
2.2 Corrélations entre la vitesse de fluage de surface et la température de	
surface	75
2.2.1 Méthodes et hypothèses	75
2.2.2 Résultats et interprétations	78

3 Paramètres thermo-physiques et perspectives en modélisation numérique	87
3.1 Détermination des conductivité et diffusivité thermiques	89
3.1.1 Méthode analytique pour l'estimation de la conductivité et de la diffusivité thermiques d'un glacier rocheux	89
3.1.2 Hypothèses sur le mélange et valeurs usuelles	93
3.1.3 Estimation des propriétés thermiques du glacier rocheux de Laurichard	101
3.1.4 Profondeur de la couche active et du plan de cisaillement . . .	104
3.2 Détermination de la viscosité effective B_M	109
3.2.1 Hypothèses et méthode de calcul	109
3.2.2 Résultats et interprétations	116
3.2.3 Etude de sensibilité aux paramètres	121
3.2.4 Reconstruction des températures internes au glacier rocheux de Laurichard en se basant sur la viscosité effective B_M	125
3.3 Perspectives en modélisation numérique de la rhéologie des glaciers rocheux	131
3.3.1 Modélisation numérique des géomatériaux avec Ellipsis	132
3.3.2 Hypothèses et premiers essais de modélisation du glacier ro- cheux de Laurichard	135
Conclusion générale	143
Annexe	146
Communications	149
Bibliographie	151

Table des figures

0.1	Quelques caractéristiques de la glace et de la structure interne d'un glacier, d'un glacier noir et d'un glacier rocheux (© NRG)	20
1.1	Répartition du pergélisol dans l'hémisphère nord. De bleu foncé à bleu clair : pergélisol continu, pergélisol discontinu et pergélisol sporadique. @ H. AHLENIUS/UNEP/GRID-ARENDAL	27
1.2	Structure interne typique (théorique) et caractéristiques thermiques d'un pergélisol (Koster, Nieuwenhuijzen, & Judge, 1994, modifié par Krysiecki 2008)	28
1.3	Le glacier rocheux de la Fournache, au-dessus d'Aussois (Savoie), et son front spectaculaire. Photo : X. Bodin, 2022	29
1.4	Schéma de la morphologie typique d'un glacier rocheux, en coupe et en plan (Bodin, 2007, p146).	30
1.5	Illustration graphique des profils verticaux (conceptualisés) d'un glacier rocheux typique (Cicoira et al., 2021).	32
1.6	Schéma 2D de la structure interne d'un sol gelé (Ting, Torrence Martin, Ladd, et al., 1983)	34
1.7	Exemples de photos de glaciers rocheux dans le monde (Janke & Bolch, 2021, modifié).	35
1.8	Carte des indices de pergélisol dans les Alpes. Les points représentent des preuves ponctuelles de pergélisol. Les couleurs des points représentent les classes des dernières dates d'observation confirmant l'état du pergélisol (avant 1990, entre 1900 et 2000, après 2000). La taille des points indique 3 classes (<3 ans, 3-8 ans, >8 ans) représentant la durée des observations/données mesurées associées à chaque preuve. Les polygones oranges représentent les inventaires des glaciers rocheux (Cremonese et al., 2011).	36

1.9	Carte des glaciers rocheux actifs en France selon leur niveau de déstabilisation (Marcer et al., 2019). Basé sur l’observation des perturbations de surface et du champ de déplacement qualitatif, le rang d’un glacier rocheux varie de 0 (glacier rocheux stable) à 3b (glacier rocheux potentiellement instable).	37
1.10	Déformation horizontale du trou de forage. a) Murtèl-Corvatsch, forage 2/1987 : 1987-1995 ; b, c) Pontresina-Schafberg, forages 1/1990 et 2/1990 : 1991-2000, 1994-1999 ; d, e) Muragl, forages 3/1999 et 4/1999 : 1999-2000 (L. Arenson, Hoelzle, & Springman, 2002)	40
1.11	Variation de la viscosité dans le glacier rocheux Murtèl-Corvatsch, en Suisse (Kannan & Rajagopal, 2013)	44
1.12	La partie haute de la combe de Laurichard, vue vers l’ouest. Séparés par le col de Laurichard (2654 m), les versants adret et ubac, à la morphologie très différente, se font face. Photo : X. Bodin, 2005. . . .	46
1.13	Vue en perspective du glacier rocheux du Laurichard dans le massif du Combeynot à partir d’une image acquise en 2018 (Cusicanqui et al., 2021) et sa localisation dans une carte de répartition de l’indice de favorabilité du pergélisol et montrant, en points noirs, l’étendue des glaciers rocheux actifs dans les Alpes françaises (réadapté de Marcer et al., 2017, 2019).	48
1.14	A gauche : Estimation des épaisseurs absolues du glacier rocheux en mètres (échelle de couleurs), et A droite : des profils transversaux PT1 à PT10 (échelle des abscisses réduite). Résultats obtenus après interpolation du profil du géoradar (GPR) et extrapolation à partir des courbes de niveau à l’extérieur du glacier rocheux (Cusicanqui et al., 2021).	50
1.15	Blocs de glace visibles dans des crevasses en haut du glacier rocheux du Laurichard. Photo : C. Albert, 2003 - Parc national des Ecrins . . .	51

1.16	Emplacement des blocs de suivi de vitesses sur la ligne moyenne longitudinale et les deux profils transversaux (en noir) et des capteurs de la température surfacique (en rouge) sur le glacier rocheux de Laurichard.	53
1.17	Cartes de la vitesse de surface du glacier rocheux de Laurichard entre 1952 et 2019 dans huit périodes différentes, dérivées de la corrélation d’images (Cusicanqui et al., 2021).	55
2.1	Températures moyennes journalières enregistrées par les capteurs a) LA5 d’octobre 2003 à septembre 2018, b) LA4 d’octobre 2010 à septembre 2018, c) LA3 d’octobre 2003 à septembre 2018, et d) LA2 d’octobre 2003 à septembre 2018. la ligne horizontale en violet représente la température moyenne sur l’intervalle d’enregistrement pour chaque capteur.	62
2.2	Température moyenne journalière sur l’ensemble du glacier rocheux de Laurichard calculée sur la base des données collectées sur les capteurs LA3, LA5 et LA2 et moyennée jour par jour.	64
2.3	Températures moyennes mensuelles (LA3,LA5,LA2) sur l’ensemble du glacier rocheux de Laurichard. En bleu, la moyenne des températures moyennes journalières. En rouge, la moyenne des températures maximales journalières. En vert, la moyenne des températures minimales journalières.	65
2.4	Températures moyennes glissantes sur 365 jours au capteur LA5. Les données utilisées sont collectées sur l’intervalle allant d’octobre 2003 à septembre 2018. La température moyenne sur cet intervalle, légèrement négative, est représentée par la ligne rouge. Les moyennes glissantes obtenues s’écartent d’Avril 2004 à Mars 2018 et sont représentées par la courbe noire.	66
2.5	Anomalie de températures moyennes annuelles calculées à partir des données collectées à trois altitudes différentes du glacier rocheux de Laurichard.	67

2.6	Températures journalières enregistrées par les capteurs LA2 et LA2B au glacier rocheux de Laurichard entre fin 2007 et septembre 2019 . . .	68
2.7	Vitesses annuelles des blocs (L1 à L13) enregistrées de 1984 à 2020 et tracées en fonction de la position moyenne de chaque bloc par rapport au profil longitudinal $x(m)$. La courbe noire est le profil interpolé de la vitesse moyenne $v(x)$. Les cercles indiquent les données pour lesquelles des erreurs de mesure de position sont suspectées (Thibert & Bodin, 2022).	70
2.8	Variations de vitesse par rapport à la variable temps (t) valables pour tous les points de mesure au glacier rocheux de Laurichard entre 1984 et 2020. Les composantes $\Delta\beta(t)$ et $\Delta B(t)$ sont calculées selon les deux modèles de décomposition de la variance du vitesse (équations (2.1) et (2.2)) et représentent le signal temporel dans la variation des vitesses de surface (Thibert & Bodin, 2022).	72
2.9	La valeur des anomalies de température ΔT , en ligne rouge discontinue, et des anomalies de vitesses de surface $\Delta\beta$, en ligne bleue discontinue, entre 2004 et 2017. Le lissage sur 3 ans est représenté par les lignes continues (s. Melki, 2021).	73
2.10	Vitesse surfacique moyenne annuelle de a) trois glaciers rocheux du site Gummi en suisse entre 1960 et 2015 (Staub, 2015) et b) glacier rocheux de Laurichard situé dans les alpes françaises entre 1983 et 2015.	77
2.11	Les anomalies de vitesse horizontale en fonction des anomalies de température approximées au plan de cisaillement, calculées avec la méthode de Staub (2015) et représentant la meilleure corrélation entre les données collectées avec le capteur de température LA5 et le bloc de suivi de déplacements surfaciques L9 au glacier rocheux de Laurichard.	81

2.12	Valeurs du coefficient de corrélation optimale R^2 entre les données de vitesses surfacique le long du profil longitudinal et les données de température collectées sur les trois zones d'altitude du glacier rocheux de Laurichard avec trois valeurs différentes de la fenêtre d'influence maximale allant de 2 à 4 ans.	82
2.13	Densité de probabilité de chaque valeur de la fenêtre d'influence n sur le glacier rocheux de Laurichard avec trois valeurs de f_{max}	83
2.14	Densité de probabilité de chaque valeur du temps de décalage T_{lag} sur le glacier rocheux de Laurichard avec trois valeurs de f_{max}	84
3.1	Schéma bidimensionnel de la structure d'un pergélisol d'après (Ting et al., 1983; Yamamoto & Springman, 2017)	94
3.2	Données estimées par extrapolation sur le glacier rocheux de Laurichard. A gauche, la position des blocs suivis par GPS. Au milieu, une estimation de la profondeur de la couche active. A droite, une estimation de la teneur en glace.	95
3.3	Quantités d'eau liquide en fonction des quantités de glace sur dix sites d'étude aux Andes chiliennes centrales récupérées de l'étude de Monnier et Kinnard (2016).	96
3.4	Six propositions de formulations pour la quantité de chaque constituant présent dans la composition du glacier rocheux de Laurichard. Ces quantités sont calculées en se basant sur l'estimation du pourcentage de glace par méthodes géophysiques noté Gl_Xav et représentées par l'arc rouge dans le petit anneau.	97
3.5	Conductivité thermique équivalente moyenne le long du profil L1 à L9 de la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard, calculée selon deux modèles (Maxwell-Eucken et Williamson) pour les sept propositions de la formulation du matériau (M1 à M7). Les barres d'erreur sont relatives à la variabilité le long du profil sur les blocs L1 à L9.	101

3.6 Conductivité thermique équivalente le long du profil central du glacier rocheux de Laurichard (L1 à L9) selon une composition du mélange calculée par la méthode M5. La courbe en violet représente la conductivité thermique selon le modèle de Maxwell-Eucken (ME1) et la courbe en vert correspond au modèle de Williamson (1972). Le pourcentage de glace sur le même profil est représenté par la courbe rouge discontinue. 102

3.7 Diffusivité thermique équivalente moyenne le long du profil central du glacier rocheux de Laurichard (L1 à L9). La composition du mélange est calculée selon la méthode M5. La courbe en violet représente la diffusivité thermique moyenne calculée avec la conductivité thermique selon le modèle de Maxwell-Eucken (ME1) et la courbe en vert correspond au modèle de Williamson (1972). Le pourcentage de glace sur le même profil est représenté par la courbe rouge discontinue. 103

3.8 Profondeur du plan de cisaillement calculé avec l'approche thermique ($T_{lag} = 5$ mois) pour les sept formulations de mélange (M1 à M7) le long du profil central du glacier rocheux de Laurichard (L1 à L9 correspondants au points 1 à 9 sur l'axe des abscisses). La profondeur de la couche active correspondante δ_{an} est représentée avec la même couleur moins saturée pour chaque formulation. La courbe rouge discontinue représente le pourcentage de glace estimé pour le même profil. 105

3.9 Profondeur du plan de cisaillement calculé avec un T'_{lag} arbitraire de 36 mois pour les sept formulations de mélange (M1 à M7) le long du profil central du glacier rocheux de Laurichard (L1 à L9). Les courbes de couleurs moins saturées représentent la profondeur de la couche active correspondante δ_{an} pour chaque formulation. La courbe rouge discontinue et la courbe en bordeaux continue représentent respectivement le pourcentage de glace et la profondeur du substratum (bedrock) estimée par extrapolation des courbes de niveau. 108

3.10 Schéma 2D d'un tronçon de glacier rocheux en écoulement sous l'effet de la gravité g avec hypothèse de cisaillement pur. La pente en surface α est supposée parfaitement parallèle à celle du substratum. Les vitesses u_s et u_z sont parallèles entre elles et à la surface de la forme. Le milieu est supposé infini, homogène, d'épaisseur et de pente constantes, et en régime stationnaire d'écoulement. 110

3.11 Évolution temporelle (1984-2021) et spatiale (L1-L17) de la viscosité effective B_M du glacier rocheux de Laurichard. Les ronds correspondent à la position moyenne de chaque bloc sur l'intervalle d'étude (S. Melki, Daudon, Bodin, & Thibert, 2021, *màj*). 116

3.12 Viscosité effective moyenne B_M sur 1984-2021 pour le glacier rocheux de Laurichard. En rouge, B_M moyenne avec $n = 3 \times \omega_i$ et $\rho_{al} \neq \rho_{permafr}$. En jaune, B_M moyenne avec $n = 3$ et $\rho_{al} \neq \rho_{permafr}$. En vert, B_M moyenne avec $n = 3$ et $\rho_{al} = \rho_{permafr} = \rho_{glace}$. Les ronds représentent la position moyenne de chaque bloc suivi sur la ligne d'écoulement (voir nomenclature sur la Figure n°3.11) avec le pourcentage de glace estimé ω_i correspondant (S. Melki et al., 2021, *modifié*). 118

3.13 Viscosité effective B_M moyenne sur la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard entre 1984 et 2021. En rouge la courbe de tendance linéaire sur l'intervalle d'étude. 120

3.14 Sensibilité de la viscosité effective calculée $B_M [Pa.a^{\frac{1}{n}}]$ du glacier rocheux de Laurichard avec la méthode OAT (adaptée) sur quatre paramètres : La vitesse surfacique U_s , la pente α , la profondeur totale H et le pourcentage de glace ω_i . La variabilité de chaque paramètre est de +10% par rapport à sa valeur nominale. Un zoom sur la zone centrale permet de distinguer les courbes par rapport à la valeur B_M de référence. 121

3.15 Pourcentage de la variation de la viscosité effective moyenne dans chaque segment de la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard B_M par rapport à sa valeur de référence en fonction du variable modifié de +10% : La vitesse surfacique (noté ici v_{3d}), la pente (noté ici slp), l'épaisseur totale H et le pourcentage de glace ω_i 123

3.16 Recherche de la pente a à travers le paramètre de fluage A_A en fonction de $1/(1 + |T|)$ pour 5 groupes de teneur volumétrique en glace ω_i (Données récupérées de Arenson et Springman (2005)). En lignes discontinues : courbes de tendance linéaires avec ordonnées à l'origine forcées aux valeurs du facteur $b(\omega_i)$ correspondantes et un réglage automatique de la pente. En lignes continues : courbes de tendance linéaires avec R^2 maximal. La courbe verte discontinue ($\omega_i = 0.55$) est complètement reconstruite, avec la courbe de tendance de l'équation (3.24) ; Les 3 points expérimentaux sont sujets à forte caution, comme l'indique Arenson dans son article. 126

3.17 Approximation des températures internes moyennes annuelles le long de la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard (L1 à L13) entre 1984 et 2021 reconstituées à travers la viscosité effective calculée B_M pour chaque bloc. En lignes discontinues les courbes de tendances linéaires correspondantes. 128

3.18 2. Température moyennes annuelles du pergélisol mesurées dans des forages dans les Alpes européennes et les pays nordiques à une profondeur de 20 m. (Sources des données : Suisse : Réseau suisse de surveillance du pergélisol PERMOS ; Norvège : Institut météorologique norvégien et base de données norvégienne sur le pergélisol NORPERM ; France : mise à jour de Magnin, Deline, Ravanel, Noetzli, et Pogliotti (2015) ; Italie : mise à jour de Pogliotti et al. (2015). Source : rapport BAMS 2021 (Dunn et al., 2022) 130

3.19	Schéma montrant le positionnement de la MEFPIL par rapport aux méthodes de représentation de la matière classique : la méthode des éléments finis (MEF), méthode associant un domaine d'influence aux particules (SPH), et la méthode des éléments discrets, (Prime, 2012).	132
3.20	Représentation géométrique d'un volume de longueur unitaire du glacier rocheux de Laurichard dans ELLIPSIS. g est la pesenteur et α la pente en surface au niveau du bloc représenté. $v3d$ est la vitesse mesurée en surface. Les conditions aux limites sont périodiques sur les bords latéraux, surface libre en supérieur, et non glissement à la base	136
3.21	Conditions aux limites dans la modélisation par ELLIPSIS (Prime, 2012).	136
3.22	A gauche : représentation géométrique dans ELLIPSIS d'un volume élémentaire du glacier rocheux (en mauve) sous une couche d'air (en jaune). Le point noir sert à obtenir les résultats de calcul correspondants au bloc choisi, c'est à dire la vitesse à la surface au centre du modèle. A droite : la courbe rouge représente les vitesses dans la direction x du substratum jusqu'à la surface.	137
3.23	a) Représentation de la vitesse surfacique (mesurée en rouge et calculée numériquement en bleu) du bloc L5 entre 1984 et 2019. b) Comparaison entre la vitesse calculée $Vcode$ et vitesse mesurée $v3d$ sur le même bloc.	138

Liste des tableaux

1.1	Description des profils verticaux d'un glacier rocheux typique d'après (Cicoira et al., 2021, modifié)	33
2.1	Coordonnées Lamber-93 des capteurs de température sur Laurichard	61
2.2	Valeurs, en mois, du décalage temporaire $Tlag$ et de la fenetre d'influence n correspondants à la meilleure corrélation entre anomalies de températures et variations de vitesses surfaciques, pour les 3 capteurs de température (LAI) et chaque bloc de suivi des déplacements (Li) sur le glacier rocheux de Laurichard entre 2004 et 2014. Cette période représente les valeurs les plus régulières et complètes.	79
2.3	Coefficient de corrélation R^2 , et coefficients a et b d'ajustement à la loi thermomécanique correspondants aux anomalies de température du capteur LA5 et aux vitesses surfaciques sur le profil longitudinal du glacier rocheux de Laurichard (S. Melki et al., 2021).	79
3.1	Estimations de la quantité de glace ω_i en pourcentage (%) le long de la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard.	95
3.2	Valeurs moyennes (sur la zone centrale du glacier rocheux de Laurichard) des pourcentages de glace ω_i , de débris rocheux θ_g , d'eau θ_e et d'air θ_a estimés par sept méthodes basées sur l'évaluation par ERT de la quantité de glace Gl_Xav	99
3.3	Caractéristiques thermiques des constituants (en mauve à 0°C et en orange à 20°C à l'absence de données à 0°C)	99
3.4	Pente surfacique moyenne α en degré (°) pour la période de 1984 à 2021 estimée par la méthode de la tangente sur la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard (blocs L1 à L17 dans l'ordre topographique).	113
3.5	Facteur de forme S_f selon Cuffey et Paterson (2010)	114

3.6	Estimation du facteur de forme S_f sur la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard en utilisant le tableau de Cuffey et Paterson (2010)	115
3.7	Caractéristiques géométriques et physiques du glacier rocheux de Laurichard au niveau du bloc L5 utilisé dans la modélisation numérique par ELLIPSIS et Erreur sur la valeur de la vitesse surfacique trouvée en comparaison avec la vitesse mesurée.	147

Glossaire

ALS (Aerial Laser Scanning) : balayage laser aérien. 54

DEMs (Digital Elevation Models) : Modèles numériques de terrain. 49

ERT (Tomographie de la résistivité électrique) : méthode d'exploration du sous-sol qui repose sur la mesure de la résistivité électrique.. 123

GST (Ground Surface Temperature) : Température surfacique du sol. 85

GT (Ground Temperature anomalies) : Anomalies de température interne du sol. 75

GTsynt (synthetic Ground temperature anomalies) : Anomalies de température interne reconstruite dans le sol. 76

SFM – MVS (Structure from Motion-MultiView Stereo photogrammetry) : photogrammétrie terrestre. 54

S_f (Shape factor) : Facteur de forme. 112

TLS (Terrestrial Laser Scanning) : balayage laser terrestre. 54

T_{lag} : Temps de décalage. 76

Introduction générale

Le changement climatique est un phénomène qui met le globe sur une trajectoire perturbante et inquiétante avec des records de températures en ces dernières années. Selon l'agence océanique et atmosphérique américaine (NOAA), et à la date d'établissement de ce manuscrit, le mois de juillet 2021 a été le mois le plus chaud jamais enregistré sur Terre (O'Neill, 2021). Mais la tendance au réchauffement n'est pas surprenante, puisqu'elle a été constatée et décrite depuis la révolution industrielle du XIXe siècle. En fait, entre 1880 et 2012, les températures moyennes mondiales ont augmenté de $0,85^{\circ}\text{C}$ (T. F. Stocker et al., 2013). Sur notre trajectoire actuelle, les températures moyennes au cours de la décennie 2013-2022 sont estimées être $1,14^{\circ}\text{C}$ plus chaudes que la période de référence préindustrielle (1850-1900).

Dans les hautes montagnes, le phénomène est encore plus critique ; le réchauffement récent observé dans les Alpes est environ trois fois plus élevé que la moyenne mondiale (De Luis et al., 2014). La hausse de température dans cette chaîne de montagne est évaluée à environ 2°C (Korck et al., 2011) et entre $0,9$ et $1,1^{\circ}\text{C}$ dans les Pyrénées françaises (*Observatoire Pyrénéen du Changement Climatique*, 2013). En 2022, les glaciers des Alpes ont enregistré une perte record de masse de glace, avec une réduction en épaisseur d'environ trois mètres. Les modèles climatiques prédisent des changements encore plus sévères dans les décennies à venir (B. D. Stocker et al., 2020).

Les études s'intensifient alors sur les aléas reliés à la dégradation de la cryosphère de montagne (Allen, Frey, Huggel, et al., 2017; Mergili, Jaboyedoff, Pullarello, & Pudasaini, 2020). Celle-ci présente une sensibilité élevée aux changements climatiques qui se manifeste par des phénomènes géomorphologiques tels que le retrait des glaciers, la formation de thermokarsts, et l'accélération de la cinématique des glaciers rocheux (Cicoira et al., 2019a). Dans les Alpes, on trouve les glaciers blancs constitués de la glace pure, les glaciers noirs qui sont partiellement couverts de

débris, glaciers et les rocheux, ces derniers sont définis comme des masses de débris rocheux évoluant en condition de permafrost, soudés par la glace et affectés par un mouvement lent et constant de fluage (Haeberli et al., 2006) (Figure n°0.1).


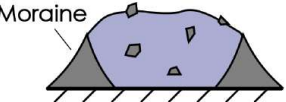
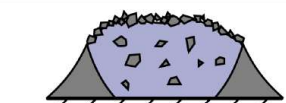
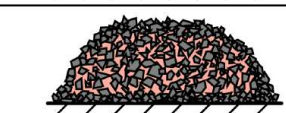
	Glace		Coupe transversale 
	Origine	Proportion dans la forme	
Glacier	sédimentaire (compaction de la neige)	très importante (>95%)	
Glacier noir		très importante (>90%)	
Glacier rocheux	magmatique (congélation de l'eau)	moyenne (40-70%)	

FIGURE 0.1 – Quelques caractéristiques de la glace et de la structure interne d'un glacier, d'un glacier noir et d'un glacier rocheux (© NRG)

Dans les chaînes de montagnes de basse à moyenne latitude, telles que les Alpes, l'existence des glaciers est conditionnée par la compaction de la neige, souvent accumulée par les avalanches, et une exposition réduite au rayonnement solaire. Dans les secteurs où les précipitations sont insuffisantes pour permettre le développement des glaciers, les hautes vallées sont plus susceptibles de nicher des glaciers rocheux. Ces formes sont caractérisées, à première vue, par l'omniprésence des débris rocheux, et l'absence de glace visible en surface. D'un point de vue géomorphologique, les glaciers rocheux fonctionnent comme un "tapis roulant" qui transfère les sédiments érodés depuis les parois rocheux vers les fonds de vallée (Anderson et al., 2018). De plus, ils sont à l'origine de certaines dynamiques qui peuvent présenter un risque pour les infrastructures ou pour la population. Ainsi, en août 2015, à Lanslevillars (Savoie) en France, une lave torrentielle a envahi la gare d'arrivée du télécabine du Vieux moulin à la la station de ski Val Cenis. L'étude ultérieure a permis d'identifier le glacier rocheux déstabilisé du col de Lou, à une altitude de 2600-2700m comme étant à l'origine des matériaux (Marcer et al., 2020).

L'inventaire des glaciers rocheux dans les Alpes françaises (Marcer et al., 2017) a permis de cartographier plus de 3000 de ces formes, pour une superficie totale de 257 km², similaire à celle couverte par les glaciers "normaux" (blancs ou couverts). Sur ces formes, l'étude de Marcer et al. (2021) a montré que les vitesses de déplacement de surface des glaciers rocheux avaient significativement augmenté depuis les années 90. Par ailleurs, plus du cinquième des glaciers rocheux actifs pris en compte dans l'étude connaissent une déstabilisation (Bodin et al., 2009; Marcer, 2018). Cette accélération des glaciers rocheux a été observée également dans différentes régions du monde (Pellet et al., 2021), et suggère donc un contrôle climatique sur la déformation et l'écoulement.

Toutefois, contrairement aux glaciers blancs, les glaciers rocheux sont encore peu étudiés sous l'angle de leur comportement mécanique. Les mouvements internes et en surface de ces formes géomorphologiques sont relativement complexes. La plupart des études se base sur des données expérimentales, de forage ou néglige certains paramètres susceptibles d'influencer la rhéologie de ces matériaux ; tel que l'existence de l'eau liquide ou de l'air emprisonné (Arenson & Springman, 2005; L. Arenson et al., 2002; Cicoira et al., 2019a; Ladanyi, 2003; Monnier & Kinnard, 2016; Moore, 2014).

En France, le glacier rocheux de Laurichard, situé dans la combe de Lautaret (45.018N, 6.378E), est un site surveillé dans les Alpes Françaises et présente une sensibilité moyenne à la déstabilisation. Sa vitesse surfacique est relevée quasiment tous les ans depuis 1983 et présente des variations susceptibles d'être liées au changement climatique (Thibert & Bodin, 2022; Thibert et al., 2018). Des mesures de température en surface sont également collectées sur ce site à partir de 2003. L'étendue temporelle et spatiale des données disponibles sur ce site nous a motivé de le choisir comme cas d'étude pour analyser l'influence du contrôle climatique sur le mouvement des glaciers rocheux.

Dans le présent travail de thèse, nous cherchons principalement à améliorer les connaissances sur le fluage et les propriétés thermo-mécaniques des glaciers rocheux,

et ce en lien avec le contexte du changement climatique. Pour ce faire, nous exploitons les données collectées sur le glacier rocheux de Laurichard (Hautes Alpes, France) pour comprendre les facteurs ayant le plus d'effet sur le comportement des glaciers rocheux et ce, en réadaptant certains modèles de la littérature. En l'absence de forages sur ce site, nous proposons des méthodes théoriques pour caractériser sa structure interne. Cette caractérisation servira dans la modélisation numérique du fluage de ce type d'objet géomorphologique en l'assimilant à un comportement viscoplastique dépendant de la température dans le corps du glacier rocheux. Le code de calcul ELLIPSIS, développé au laboratoire 3SR pour la modélisation des géomatériaux à transition solide/fluide (Prime, 2012), et adaptant la Méthode d'Éléments Finis à Points d'Intégration Lagrangiens MEFPIIL, à été testé avec les paramètres mécaniques obtenus par analyse inverse sur les données collectées au glacier rocheux de Laurichard.

Dans ce manuscrit, nous présentons dans un premier chapitre nos connaissances sur les glaciers rocheux, en tant qu'objet géomorphologique. La définition du terme ainsi que les différentes classifications sont expliquées. Les modèles rhéologiques proposés ces dernières décennies sont présentés avec les différents liens entre eux, ainsi que leurs limites. Nous présentons ensuite le cas d'étude du glacier rocheux de Laurichard, en décrivant ses caractéristiques géométriques et physiques, ainsi que les données collectées sur ce site et utilisées dans le travail de thèse.

Le deuxième chapitre est dédié à l'analyse des données de températures et de vitesses surfaciques du glacier rocheux de Laurichard. L'étendue spatiale et temporelle de ces données permet de souligner certaines hypothèses dont l'influence des conditions thermiques superficielles sur le fluage des glacier rocheux. Un modèle statistique de Staub (2015) est utilisé ensuite pour quantifier certains paramètres de la corrélation entre les variations de température et de vitesse observées au glacier rocheux de Laurichard, notamment le temps de décalage entre l'observation d'une anomalie de température et l'anomalie de cinématique de surface correspondante ; Ce qui pourrait nous renseigner sur certaines caractéristiques physiques du matériau tel que la profondeur du plan de cisaillement.

Le chapitre n°3 présente une caractérisation des paramètres thermo-physiques du glacier rocheux étudié ainsi que les premiers essais de la modélisation numérique avec le code Ellipsis. Dans un premier temps, la conductivité et la diffusivité thermiques équivalentes ont été calculées suivant différentes hypothèses sur la composition du corps du glacier. En l'absence de forages, cette diffusivité permet, en combinaison avec le temps de décalage estimé par l'étude statistique, de proposer une profondeur de la couche de cisaillement du glacier rocheux de Laurichard, ainsi que l'épaisseur de la couche active. Ce paramètre serait également important dans la modélisation avec couplage thermo-mécanique de ce type de formes. Ensuite, la viscosité effective du milieu a été estimée en adaptant le modèle de fluage d'un glacier sud américain Monnier et Kinnard (2016) et celui des sols gelés proposé par Arenson et Springman (2005). Cette étude nous renseigne sur l'évolution spatiale et temporelle du glacier rocheux ainsi que les paramètres influençant sa rhéologie. Cette viscosité servira également de paramètre mécanique d'entrée dans la modélisation numérique avec le code Ellipsis. En plus, une étude inverse, qui se base sur le couplage thermo-mécanique, permet d'estimer la température moyenne dans le corps du glacier rocheux à partir des données de déplacements observées en surface, et ce à travers la détermination de la viscosité effective. La dernière partie de ce chapitre sert à présenter la modélisation du glacier rocheux de Laurichard avec l'outil numérique Ellipsis développé au laboratoire 3SR. Nous expliquons tout d'abord la méthode caractéristique de ce code de calcul et les paramètres à ajuster pour modéliser la rhéologie des glaciers rocheux avec les modèles déjà implémentés. Ensuite, nous présentons quelques premiers résultats ainsi que les perspectives pour de prochains travaux complémentaires.

1 Chapitre premier :

Etat-de-l'art des connaissances sur les glaciers rocheux et présentation du cas d'étude

Introduction

Les glaciers rocheux sont des composants importants de la cryosphère. Dans les Alpes françaises, par exemple, l'extension spatiale des glaciers rocheux est équivalente à celle des glaciers blancs dits classiques : Environ 250 km² (Marcer et al., 2017). Ces derniers voient leur volume diminuer avec le réchauffement climatique. Cette perte en masse pourrait ralentir leur mouvement de surface entraîné par la gravité. Tandis que la vitesse de fluage des glaciers rocheux augmente et présente alors un indice significatif du changement climatique. Dans cette revue de bibliographie, nous présentons les différentes définitions et classifications de ces formes de terrains ainsi que leur évolution en terme de mouvements surfaciques. Le contrôle climatique est pris en compte dans différents modèles mécaniques présentés dans cette revue. La deuxième partie de ce chapitre est dédiée à la présentation du glacier rocheux de Laurichard comme cas d'étude dans ce travail de thèse.

1.1 Définitions, étendue et rhéologie des glaciers rocheux

1.1.1 Les glaciers rocheux comme cas de pergélisol

Le pergélisol

Dans les régions élevées en altitude ou en latitude, la température moyenne annuelle de l'air peut rester durablement négative. Si également les radiations solaires sont assez faibles, il peut se former des terrains gelés en permanence, que l'on appelle pergélisol (permafrost, dans sa version anglo-saxonne). Ceux-ci représentent 25% des terres émergées dans l'hémisphère Nord et environ un cinquième de la surface totale des terres émergées du globe terrestre (Frost & Mintzer, 1950; Gruber, 2012; S. W. Muller, 1945; Nikiforoff, 1928). Un sol gelé en permanence, ou pergélisol, est défini par S. Muller (1947) comme «*une épaisseur de sol ou autre dépôt géologique superficiel, ou même de substratum rocheux, à une profondeur variable sous la surface de la terre, dans laquelle une température inférieure au point de fusion a existé continuellement pendant longtemps (de deux à des dizaines de milliers d'années). Un sol gelé en permanence est défini exclusivement sur la base de la température, indépendamment de sa texture, de son degré d'induration, de sa teneur en eau ou encore de son caractère lithologique.*»

Cette définition, basée sur l'état thermique, peut-être affinée comme le propose Delaloye (2004) en classant le permafrost en trois catégories :

- Permafrost tempéré lorsque cette température est invariablement égale à 0°C, correspondant ainsi au point de fusion de la glace ;
- Permafrost semi-tempéré lorsqu'elle se situe entre 0°C et -0.5°C ou lorsque des valeurs de 0°C sont enregistrées occasionnellement ;
- Permafrost froid lorsque sa température moyenne annuelle est très inférieure à 0°C (< -0.5°C) et qu'aucune valeur instantanée n'est égale à 0°C.

Selon la surface occupée par le permafrost sur un territoire, on distingue le permafrost continu (>80% de la surface), discontinu (entre 80% et 30%) et sporadique (<30% de la surface) (S. A. Harris, 1986). La Figure n°1.1 présente la distribution de ces trois types de permafrost dans l'hémisphère nord de la Terre.



FIGURE 1.1 – Répartition du pergélisol dans l’hémisphère nord. De bleu foncé à bleu clair : pergélisol continu, pergélisol discontinu et pergélisol sporadique. @ H. AHLENIUS/UNEP/GRID-ARENDAL

La répartition des zones périglaciaires ¹ dans le monde peut être de caractère zonal (i.e. latitudinal) ou azonal (i.e. influencé par l’altitude).

La présence du pergélisol dans les hautes altitudes fait référence à un environnement montagneux, où sa répartition est affectée par un climat de haute montagne et une baisse de température avec des altitudes plus élevées. La distribution zonale est causée par le refroidissement résultant d’une diminution de l’approvisionnement en énergie solaire aux latitudes plus élevées (Dobinski, 2011). Pour distinguer le zonage altitudinal du zonage latitudinal, l’altitude de 500 m est considérée comme un critère séparant le pergélisol montagneux du pergélisol arctique (Gorbunov, 1988). Bien que ces deux types de permafrost, zonal/latitudinal et azonal/altitudinal soient liés à différents types de climat froid, il existe des situations où ils peuvent se rencontrer et se chevaucher (e.g. les Alpes scandinaves).

La stratigraphie typique d’un permafrost se présente selon la succession

1. Le terme périglaciaire est un faux-ami : il ne caractérise pas seulement les terrains éventuellement situés à proximité des glaciers mais tous les milieux (hors glaciers) où le gel, temporaire ou saisonnier, influence les processus géomorphologiques et les formes associées

suivante (Figure 1.2) :

- Une couche active : c'est le niveau superficiel d'un permafrost. Elle dégèle en été et regèle en hiver. Dans les Alpes cette couche varie de quelques cm (à très haute altitude) à 5-10 mètres ;
- Le corps du permafrost *stricto sensu* : se situant sous la couche active, il constitue le niveau gelé en permanence. Des parties non gelées peuvent cependant exister à l'intérieur du corps du permafrost qu'on appelle *taliks* ;
- La base du permafrost : sa profondeur est généralement de quelques décamètres à quelques hectomètres dans les Alpes, elle sépare le corps du permafrost du terrain non gelé sous-jacent.

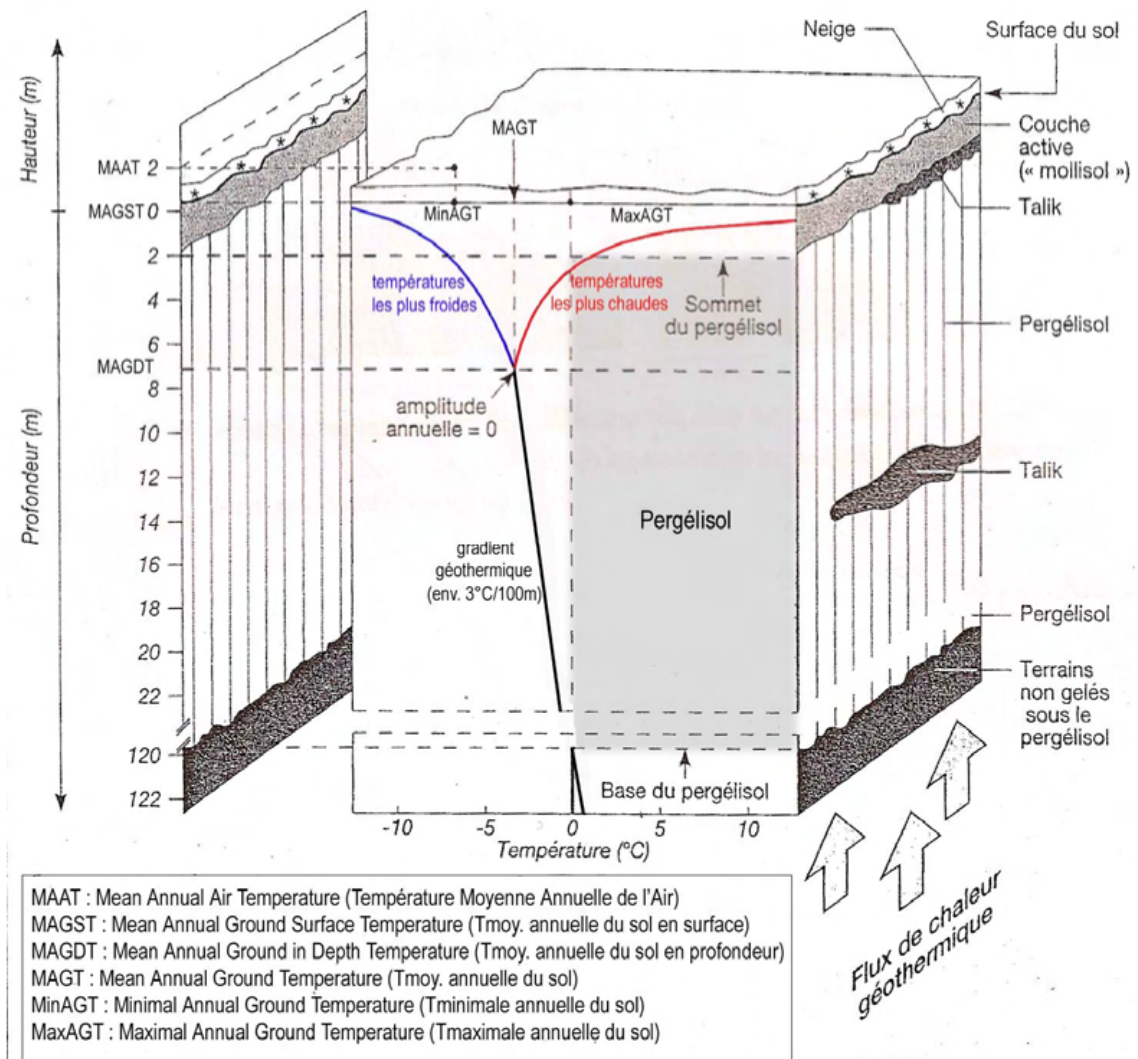


FIGURE 1.2 – Structure interne typique (théorique) et caractéristiques thermiques d'un pergélisol (Koster et al., 1994, modifié par Krysiński 2008)

Dans les matériaux meubles (ou formations superficielles : moraines, éboulis...), le permafrost de montagne est généralement discontinu et saturé en glace. Si en plus les conditions topographiques le permettent, sous l'effet de la gravité, il peut commencer à fluer vers l'aval sous l'effet de la déformation de la glace qu'il contient (Haeberli, 1985). Les glaciers rocheux sont les formes les plus spectaculaires résultantes de ce fluage (Figure 1.3).



FIGURE 1.3 – Le glacier rocheux de la Fournache, au-dessus d'Aussois (Savoie), et son front spectaculaire. Photo : X. Bodin, 2022

Les glaciers rocheux

Les premières études ont défini les glaciers rocheux comme un « glacier mort » (Steenstrup, 1883), une « forme particulière d'éboulis » (Spencer 1900), un « ruisseau rocheux » (Cross, Howe, & Ransome, 1905), ou même « une façon de mouvement de masses dans un glacier » qui créent un motif "froissé" (Capps Jr, 1910). Dans les études ultérieures et pendant plusieurs décennies, les glaciers rocheux ont suscité un débat houleux sur leur définition (Berthling, 2011).

Dans la littérature plus récente, le terme « glacier rocheux » a été utilisé pour décrire ou catégoriser un groupe d'objets géomorphologiques dont les origines peuvent être le fluage du pergélisol de montagne (Barsch & Beck, 1996; Haeberli,

1985), les glaciers (Humlum, 1988, 1996) ou les avalanches rocheuses (Johnson, 1984). La définition qui se base sur l'origine périglaciaire de la forme évoque les glaciers rocheux actifs comme « l'expression visible du fluage à l'état stationnaire des corps de pergélisol de montagne sursaturés dans des matériaux non consolidés » (Haeberli, 1985). D'autres définissent ce type de forme de terrain sur la base de l'aspect morphologique (Figure n°1.4) en tant qu'«un corps en forme de langue ou lobé généralement constitué de rochers anguleux qui ressemblent à un petit glacier, se produit généralement en terrain montagneux élevé et présente généralement des crêtes, des sillons et parfois des lobes à sa surface, et a un front raide à l'angle de repos» (Potter Jr, 1972, p. 3027).

Une typologie largement acceptée, et récemment révisée par l'Action group "*Rock glacier inventories and kinematics*"¹ est celle classifiant le niveau d'activité des glaciers rocheux : *actifs* lorsqu'ils contiennent de la glace et sont en mouvement, *en transition* lorsqu'ils semblent (d'après leurs caractères géomorphologiques) sans mouvement mais contenant toujours de la glace, et *fossiles* lorsqu'ils ne contiennent plus de glace. La catégorie *déstabilisé* a également été proposée pour les glaciers rocheux qui connaissent des forts mouvements accompagnés d'une déstructuration géomorphologique importante (Roer et al., 2008).

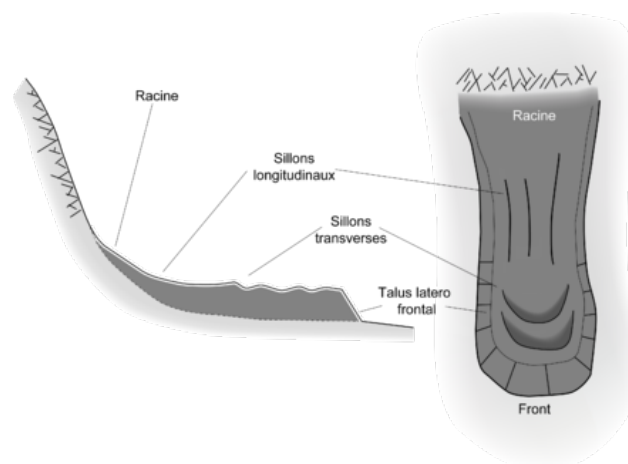


FIGURE 1.4 – Schéma de la morphologie typique d'un glacier rocheux, en coupe et en plan (Bodin, 2007, p146).

1. Groupe de recherche international soutenu par l'*International Permafrost Association* (<http://www.rgik.org/>).

Berthling et Etzelmüller (2011) ont développé ensuite l'idée de « cryo-conditionnement », définie comme l'interaction entre les régimes thermiques cryotiques du sol de surface (selon un modèle diurne, saisonnier, ou à long terme), et les processus géomorphologiques, en tant que concept global reliant la forme de terrain et l'évolution du paysage dans les régions froides. En se concentrant sur les contrôles des processus, ce concept contourne les problèmes d'échelle dans l'interprétation de l'évolution du paysage à long terme dérivée des processus à court terme.

Les formes de terrain considérées comme des «glaciers rocheux actifs» consistent donc en une couche de débris grossiers, recouvrant des débris sursaturés de glace ou de la glace pure (Berthling, 2011). Ils fluent à faible vitesse (quelques centimètres à quelques mètres par an) sur un versant, sous l'effet de la gravité Cicoira et al. (2021). Les déplacements, que l'on peut mesurer plus facilement en surface, sont l'expression visible de la déformation cumulée par le fluage à long terme des mélanges glace/débris dans des conditions de pergélisol. Leur morphologie consiste en deux zones principales : la zone des racines en amont, où se fait l'agrégation du pergélisol et l'accumulation de débris, et le lobe rampant en aval, avec une pente ne dépassant pas 35°. Selon l'origine de la zone d'enracinement, l'objet géomorphologique peut être défini comme un glacier rocheux de débris s'il s'agit d'origine glaciaire, ou bien comme un glacier rocheux de talus si la zone d'enracinement est reliée à un mur de tête ou à un talus de débris (Humlum, 2000). Les glaciers rocheux se distinguent généralement des environs car ils ont une épaisseur latérale et frontale de plusieurs dizaines de mètres.

Concernant leur structure interne, les glaciers rocheux sont généralement divisés en quatre unités structurales et dynamiques distinctes, qui sont, dans l'ordre de la profondeur : la couche active (sans glace, ou alors de façon sporadique ou saisonnière), le corps du glacier rocheux riche en glace, le plan de cisaillement et enfin un lit constitué soit du substratum rocheux soit de débris rocheux au sein duquel les mouvements sont nuls (Figure n°1.5).

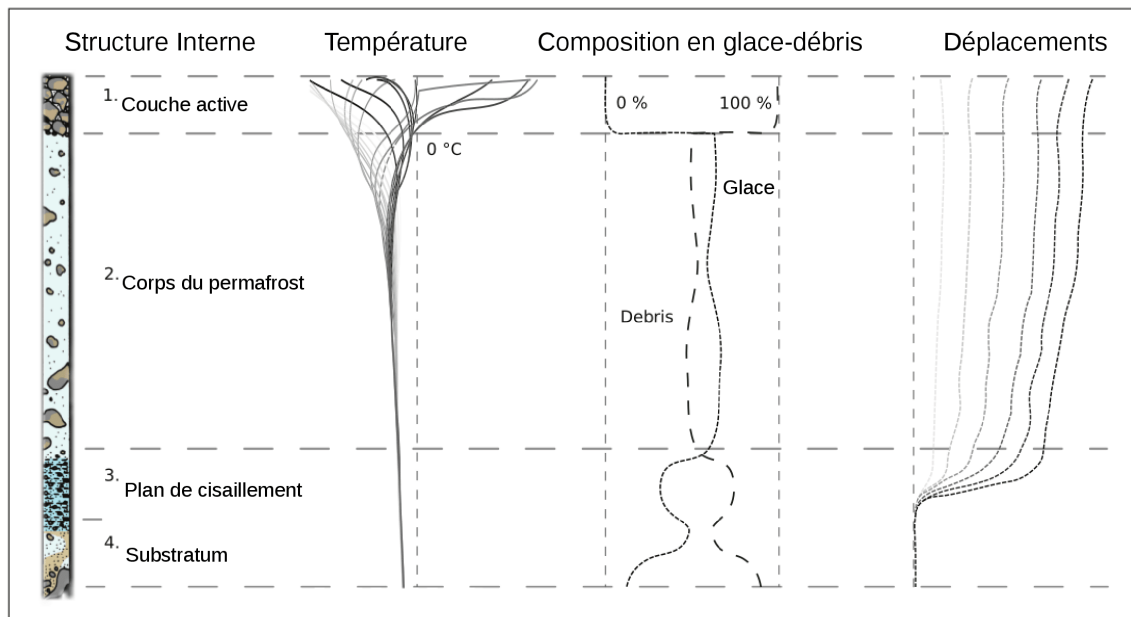


FIGURE 1.5 – Illustration graphique des profils verticaux (conceptualisés) d'un glacier rocheux typique (Cicoira et al., 2021).

Le tableau n°1.2 décrit nos connaissances actuelles sur la physique et la dynamique de chaque couche.

TABLE 1.1 – Description des profils verticaux d'un glacier rocheux typique d'après (Cicoira et al., 2021, modifié)

	Structure et composition	Température	Déplacements
La couche active	Constituée de blocs rocheux non consolidés, pouvant également être pris dans une matrice de matériaux fins, de quelques mètres d'épaisseur, cette couche se caractérise par son gel en hiver et son dégel en été.	Exposée à la température atmosphérique ou celle du manteau neigeux, la couche active est influencée par les cycles de gel-dégel et par les flux de chaleur advectifs. Toutefois, elle isole fortement le pergélisol sous-jacent du forçage de la température externe.	Causés par le glissement, l'inclinaison ou le roulement des rochers, ou encore, l'entainment du corps du glacier rocheux qui flue.
Le corps riche en glace	Des débris rocheux dans une matrice de glace constituant l'unité principale du glacier rocheux, et l'épaisseur la plus importante. La fraction volumique de glace varie généralement de 40% à 90%.	Le régime thermique est contrôlé par la diffusion de chaleur mais maintient les conditions cryotiques. Le développement des taliks (poches d'eau liquide) peut indiquer une dégradation du pergélisol.	Causés principalement par le fluage de la glace dépendant de la température.
Le plan de cisaillement	Sol gelé avec de la glace et de l'eau sous pression. La teneur en glace et la taille des débris sont plus petites que dans le corps riche en glace. Quelques mètres d'épaisseur	Le signal de température saisonnière est fortement atténué. Les variations de température se produisent à des échelles temporelles beaucoup plus grandes.	Représentent jusqu'à 90% des déplacements totaux, et pouvant être influencés par la pression interstitielle de l'eau.
Le substratum	C'est la limite inférieure du glacier rocheux, composée de sédiments ou de substrat rocheux.	Des températures négatives et positives sont possibles selon l'état du pergélisol.	Les déplacements sont considérés comme négligeables dans cette région.*

Le comportement rhéologique des glaciers rocheux est donc très sensible à la structure et à la température de chaque couche déformable, qui comprend généralement des mélanges de glace, d'eau, d'air et d'éléments rocheux, ces derniers allant du sable limoneux aux gros blocs rocheux.

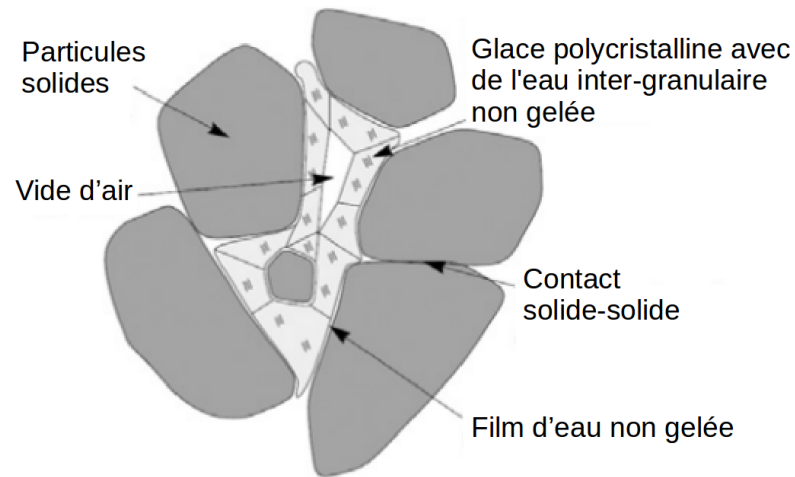


FIGURE 1.6 – Schéma 2D de la structure interne d'un sol gelé (Ting et al., 1983)

La fraction de la glace dans ce type de matériaux est estimée entre 0.22 et 0.83 avec une moyenne de 0.66 (Monnier & Kinnard, 2015). De plus, de l'eau non gelée peut être présente et influence le fluage à des températures proches du point de fusion, en particulier à la base du glacier rocheux (Haeberli et al., 2006).

1.1.2 Investigations dans le monde et dans les Alpes

Les glaciers rocheux existent dans toutes les grandes chaînes de montagnes où se trouve le pergélisol, mais ils sont plus fréquents dans les climats plus secs (où l'emprise des glaciers classiques est donc plus limitée) avec des taux d'accumulation d'éboulis élevés (Janke & Bolch, 2021).

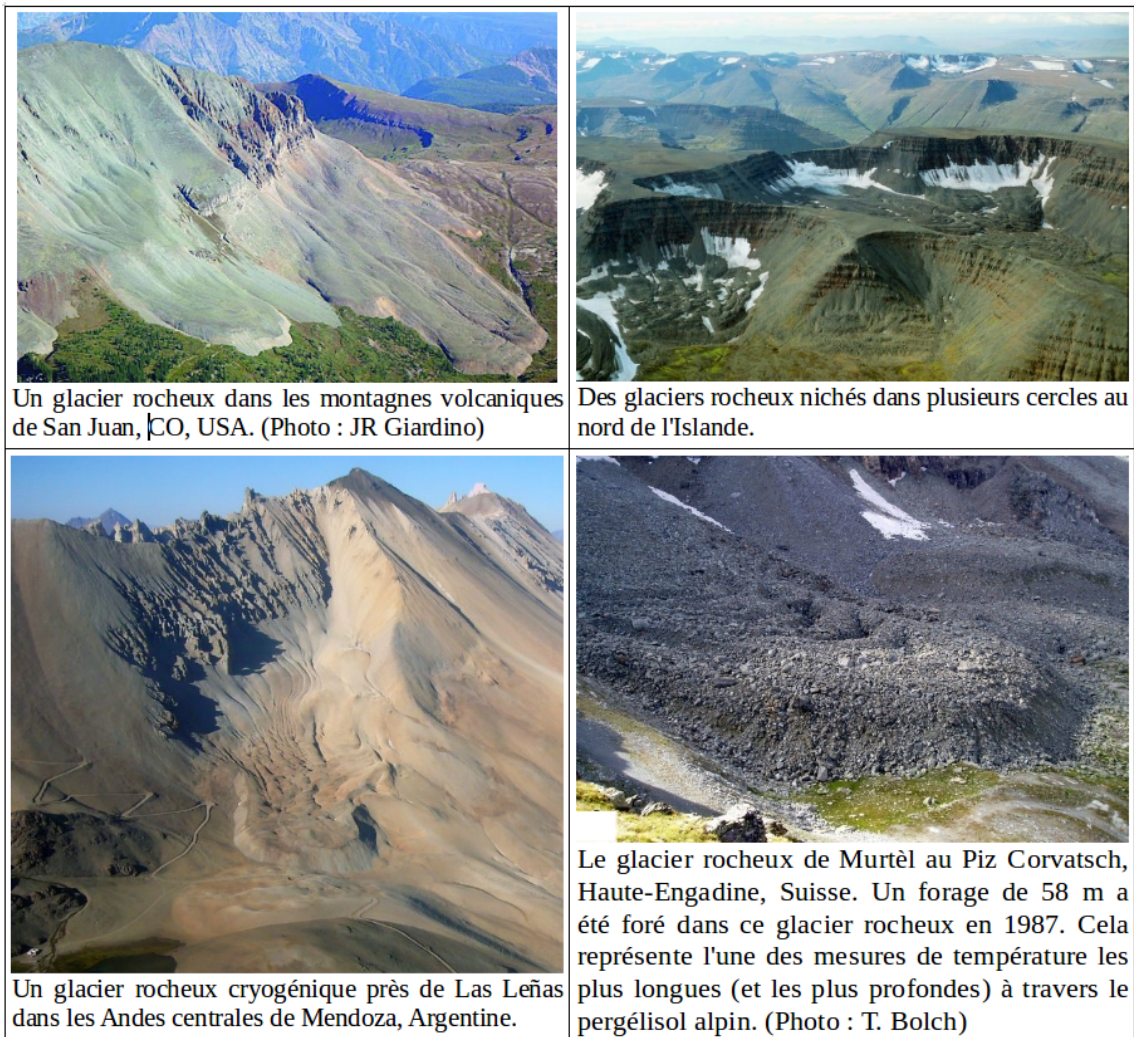


FIGURE 1.7 – Exemples de photos de glaciers rocheux dans le monde (Janke & Bolch, 2021, modifié).

Dans le monde, et dans les régions arides où les glaciers sont rares, les glaciers rocheux sont la forme de terrain cryosphérique dominante et deviennent pertinents pour le stockage et l'approvisionnement en eau (Bolch, 2007; García, Ulloa, Amigo, Milana, & Medina, 2017). Ces formes sont très probablement présentes sur d'autres

planètes froides comme Mars (Whalley & Azizi, 2003).

Dans les Alpes européennes (Figure 1.8), plusieurs inventaires de glaciers rocheux sont publiés : d'Italie, d'Autriche, de Suisse et de France. Le nombre de glaciers rocheux dans L'europe centrale s'élèverait à 11968. (Cremonese et al., 2011; Jones et al., 2018).

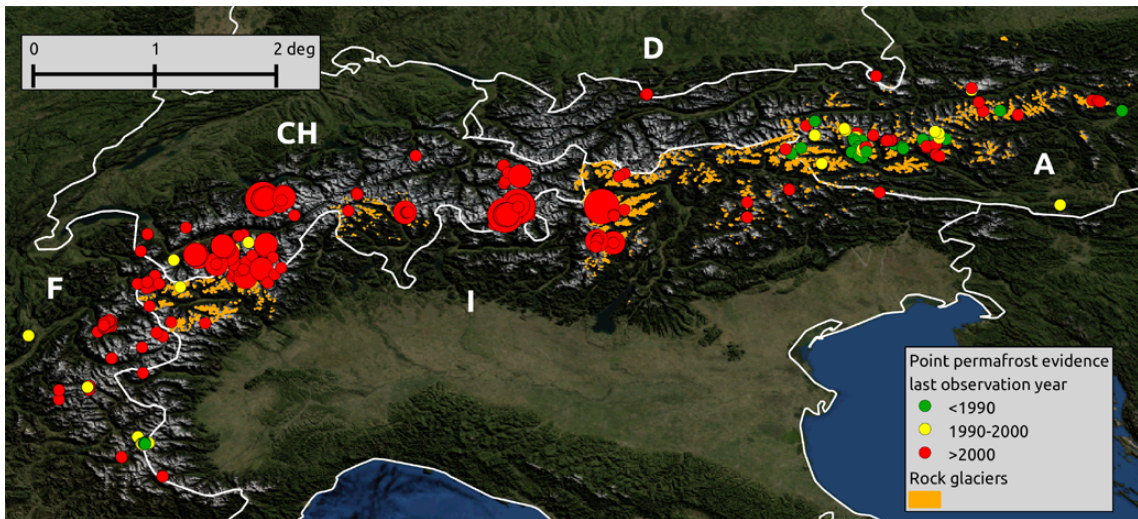


FIGURE 1.8 – Carte des indices de pergélisol dans les Alpes. Les points représentent des preuves ponctuelles de pergélisol. Les couleurs des points représentent les classes des dernières dates d’observation confirmant l’état du pergélisol (avant 1990, entre 1900 et 2000, après 2000). La taille des points indique 3 classes (<3 ans, 3-8 ans, >8 ans) représentant la durée des observations/données mesurées associées à chaque preuve. Les polygones oranges représentent les inventaires des glaciers rocheux (Cremonese et al., 2011).

La vitesse de fluage des glaciers rocheux dans les Alpes européennes varie de quelques centimètres à quelques mètres par an. Delaloye et Lambiel (2005) ont proposé la typologie de la dynamique des glaciers rocheux suivante :

- Glaciers rocheux en crue : vitesse de surface supérieure à 3 m/an avec signe de déstabilisation récente (crevasse, surface instable,..),
- Glaciers rocheux à mouvement rapide : vitesse de surface jusqu’à 3 m/an mais signes de déstabilisation moins marqués que sur les glaciers rocheux en crue,
- Glaciers rocheux actifs : Formations en mouvement dont les vitesses de déformation superficielle varient de quelques dm/an à 2m/an sans signes évidents

de déstabilisation,

- Glaciers rocheux inactifs : vitesses de surface maximales de quelques centimètres par an,
- Glaciers rocheux réactivés : glaciers rocheux qui étaient apparemment pseudo-inactifs (abondance de lichens, végétation arbustive au front..) et qui présentent aujourd'hui des signes de déstabilisation et des mouvements de surface de plusieurs décimètre/an (Plus que ceux en crue).

En se basant sur cette classification ainsi que d'autres aspects morphologiques, Marcer et al. (2019) ont évalué l'état (vitesses de surface et signes de déstabilisation) de 493 glaciers rocheux dans les Alpes françaises, sur une zone d'environ 50-75km de large et 250km de long, située entre 44 et 46°N et 5,7 et 7,7°W.

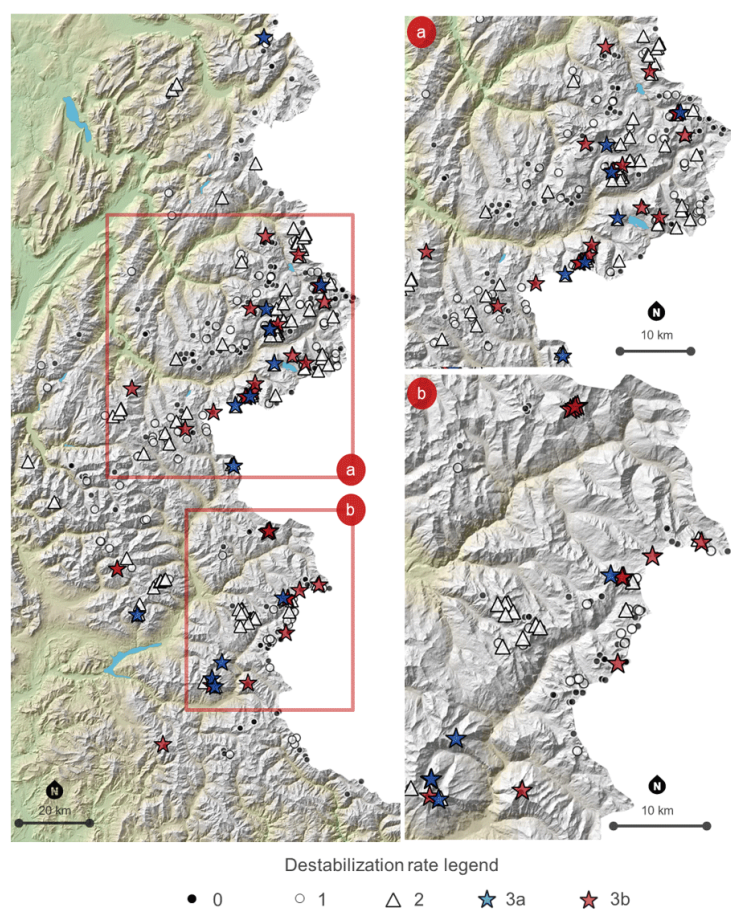


FIGURE 1.9 – Carte des glaciers rocheux actifs en France selon leur niveau de déstabilisation (Marcer et al., 2019). Basé sur l'observation des perturbations de surface et du champ de déplacement qualitatif, le rang d'un glacier rocheux varie de 0 (glacier rocheux stable) à 3b (glacier rocheux potentiellement instable).

Après avoir cartographié la distribution des glaciers rocheux dans les Alpes française, cet inventaire a attribué un rang de déstabilisation pour chaque glacier rocheux. Ceci donne, non seulement un aperçu des niveaux de déstabilisation observés dans les Alpes françaises, mais aussi la possibilité de décrire un glacier rocheux comme stable ou instable.

1.1.3 Vitesses de déplacement et contrôle climatique

L'une des caractéristiques les plus distinctives des glaciers rocheux actifs est leur faible mouvement de surface en comparaison des «vrais» glaciers (i.e. les glaciers blancs). Des vitesses de surface de quelques dizaines voire centaines de millimètres par an sont couramment observées pour ces formes contre au moins plusieurs dizaines, voire centaines, de mètres par an pour les glaciers blancs (Whalley & Azizi, 1994). Néanmoins, dans les Alpes européennes, la vitesse des glaciers rocheux au cours des dernières décennies dépasse significativement les valeurs de la fin du 20e siècle pour ces mêmes formes de terrain (Poloczanska, Mintenbeck, Portner, Roberts, & Levin, 2018). En effet, les vitesses de glaciers rocheux, observées dans cette zone géographique pendant les années 1990 étaient de l'ordre de quelques décimètres par an. Depuis le début du 21ème siècle, elles sont souvent environ 2 à 10 fois plus élevées (Bodin et al., 2009; Lugon & Stoffel, 2010). Leur localisation, pour la plupart, dans la moitié inférieure de la ceinture de pergélisol discontinu de montagne, les classe plutôt comme des glaciers rocheux tempérés. Ils peuvent ainsi se déplacer relativement vite et sont très sensibles à de petits changements de température (Kääb et al., 2007).

Une étude de Delaloye et al. (2008) sur 16 glaciers rocheux dans différentes régions des Alpes européennes montre des vitesses de déplacement qui varient entre 5cm/an (Mille : 46°01'N ; 07°12'E) et 3,15m/an (Reichenkar : 47°03'N ; 11°02'E) entre 2003 et 2004. Malgré la taille variable, la morphologie, la complexité du champ d'écoulement, la vitesse moyenne annuelle, le rythme saisonnier, etc., les glaciers rocheux suivis dans cette étude ont montré un comportement plutôt homogène et synchrone. En négligeant les petites différences de variations inter-annuelles, le com-

portement assez homogène des glaciers rocheux alpins permet d'affirmer que :

- Les processus moteurs sont susceptibles d'être les mêmes pour tous les glaciers rocheux observés ;
- Il devrait y avoir un contrôle climatique commun du taux de fluage du pergélisol ;
- Un effet dominant des mouvements individuels de blocs de surface peut être exclu.

La majorité des formes de terrain similaires étudiées ailleurs ont augmenté leur vitesse depuis les années 1950, tandis que peu ont ralenti (Darrow, Gyswyt, Simpson, Daanen, & Hubbard, 2016).

Mécaniquement, la déformabilité du sol gelé augmente de manière exponentielle si les températures s'élèvent vers 0°C (L. Arenson et al., 2002), ce qui est similaire à l'écoulement glaciaire. Cependant, le comportement mécanique des mélanges de débris et de glace est plus complexe que celui de la glace pure.

1.1.4 Modèles mécaniques

Le pergélisol est un système polyphasique complexe composé de particules solides (roche et glace) et de fluides (eau et air). Ses propriétés mécaniques diffèrent considérablement de celles du sol non gelé (Williams & Smith, 1989). Malgré la pertinence et le nombre croissant d'études dans différents aspects de la recherche sur les glaciers rocheux, la connaissance sur les mécanismes fondamentaux liant le forçage climatique au fluage du pergélisol reste assez limitée.

Dans les premières études, il a été supposé que le mouvement des glaciers rocheux se produisait principalement près de la surface et était entraîné par des cycles de gel-dégel (Capps Jr, 1910). Près de cinquante ans plus tard, Wahrhaftig et Cox (1959) ont déduit des seules observations géomorphologiques qu'une grande partie de la déformation au sein d'un glacier rocheux semble se produire en profondeur. Leur thèse n'a été confirmée qu'en fin du vingtième siècle, lorsque des observations directes issues de données en forage (e.g. Figure 1.10) ont mis en lumière la structure interne et le profil de déformation des glaciers rocheux (Haeberli et al., 1998).

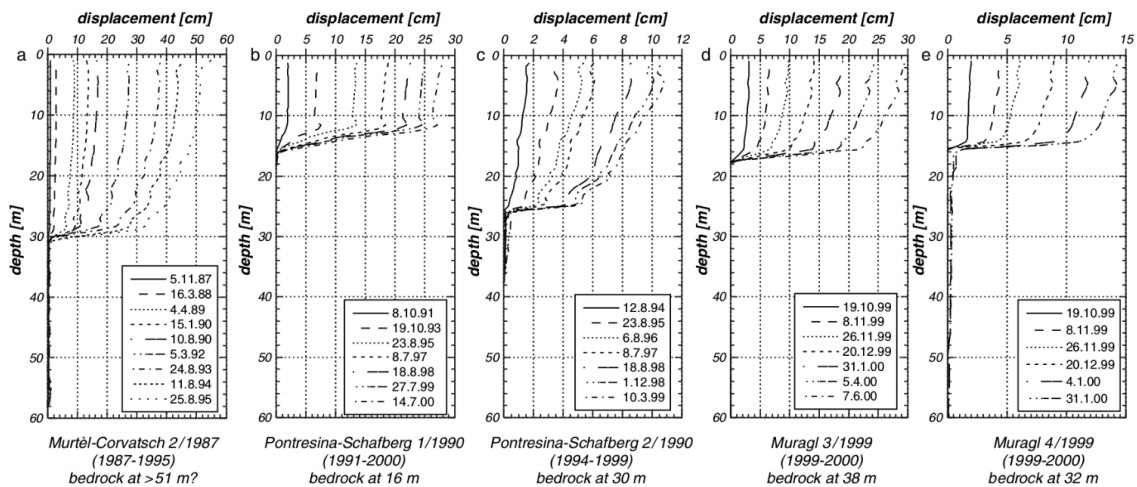


FIGURE 1.10 – Déformation horizontale du trou de forage. a) Murtèl-Corvatsch, forage 2/1987 : 1987-1995 ; b, c) Pontresina-Schafberg, forages 1/1990 et 2/1990 : 1991-2000, 1994-1999 ; d, e) Muragl, forages 3/1999 et 4/1999 : 1999-2000 (L. Aronson et al., 2002)

En considérant le fluage de la glace, qui est un fluide visqueux dense, comme

le principal mécanisme à l'origine du mouvement dans le corps du glaciers rocheux, la première théorie à prendre en compte pour décrire cette déformation est la loi d'écoulement empirique proposée par Nye (1952) et Glen (1955) pour la glace pure :

$$\dot{\varepsilon} = A.\sigma_e^n \quad (1.1)$$

Cette relation, non linéaire, donne le taux de déformation $\dot{\varepsilon}$ en fonction d'un facteur de fluidité A , de la contrainte de déformation effective σ_e et d'un exposant d'écoulement n .

La rhéologie du mélange contenant de la glace, c'est-à-dire la relation constitutive mécanique qui combine la vitesse de déformation du matériau à ses contraintes internes, peut ainsi être décrite mathématiquement. Cette loi décrit le fluage activé thermiquement pour un solide cristallin isotrope et est analogue aux relations qui décrivent la déformation du métal et de la roche à haute température (Weertman, 1983).

Dans le cas du glacier rocheux en écoulement, le taux de déformation ne dépend que de la contrainte de cisaillement τ par une relation de loi de puissance, et des propriétés constitutives de la glace pure, qui sont décrites à travers deux paramètres : le facteur de fluidité A (inversement proportionnel à la viscosité) et l'exposant d'écoulement n (Fluide non-Newtonien).

Si aucune autre hypothèse n'est faite dans les modèles utilisés pour calculer le taux de fluage, l'exposant de la loi de puissance n est pris égal à 3 pour la glace (Weertman & Weertman, 1975). Le paramètre de fluidité A est généralement décrit par une relation d'Arrhenius dépendant de la température (Mellor & Testa, 1969) :

$$A = A_0 \exp\left(-\frac{Q}{R.T}\right) \quad (1.2)$$

où A_0 est un paramètre typique du matériau, Q est l'énergie d'activation en J/mol, R est la constante universelle des gaz parfaits et T est la température absolue du matériau, en Kelvin. Cette formulation s'est avérée valable pour la plupart des conditions

glaciaires et périglaciaires sur Terre (Moore, 2014).

Au début du 21eme siècle, Arenson et Springman ont travaillé sur les paramètres pouvant affecter la loi de Glen appliquée aux glaciers rocheux. A partir d'essais mécaniques triaxiaux en laboratoire faisant varier la température et les proportions glace/particules, ils ont proposé une nouvelle loi de puissance de la viscosité prenant en compte les paramètres sensibles : la loi de puissance d'Arenson et Springman (2005) tient compte de l'influence de la proportion glace, notée dans la suite ω_i , et de la température dans le paramètre fluidité A . Cette étude en laboratoire sur des particules de sable ou de verre incorporées dans la glace, a conduit aux expressions suivantes :

$$\log A = \frac{a}{1+T} + b(\omega_i) \quad (1.3)$$

Les différents essais expérimentaux mènent à proposer $a = 2$ et $b = f(\omega_i)$ avec :

$$b(\omega_i) = \log(5.10^{-11}e^{-10,2\omega_i}) \quad (1.4)$$

Une relation linéaire pour l'exposant n en fonction de la fraction de glace ω_i est également proposée dans cette étude, en supposant $n = 3$ pour de la glace pure et $n = 0$ pour un sol sans glace :

$$n(\omega_i) = 3 \times \omega_i \quad (1.5)$$

Ceci leur a permis d'écrire la loi de Glen (1955) sous la forme :

$$\dot{\varepsilon} = A \cdot \sigma_e^{3\omega_i} \quad (1.6)$$

Le mélange glace/roche a également intéressé Ladanyi (2003) qui a proposé l'expression suivante pour le taux de cisaillement :

$$\dot{\gamma} = \dot{\gamma}_c \cdot \left(\frac{\tau}{\tau_{c\theta}}\right)^n \quad (1.7)$$

Où τ représente la contrainte de cisaillement et $(\dot{\gamma}_c, \tau_{c\theta})$ sont des paramètres expérimentaux du fluage. n a été prise égal à 3 comme pour la glace pure.

En utilisant la loi empirique de Glen (1955) pour la glace pure Moore (2014) a pensé à inclure les forces de frottement des débris pour les glacier rocheux. Car, la présence de débris au sein de la glace peut modifier le comportement de celle-ci en fonction de la densité des particules dans le mélange. Il propose ainsi la relation suivante pour les mélanges glace/débris rocheux :

$$\dot{\epsilon} = EA[(\sigma - \sigma_{th})\Gamma]^n \quad (1.8)$$

Avec $\dot{\epsilon}$ le taux de déformation, σ le tenseur des contraintes, σ_{th} une contrainte limite qui résulte des forces de frottements des débris, et qui dépend ainsi de la fraction glace/débris. E est un paramètre numérique arbitraire de déformation. A est le paramètre de fluidité qui dépend principalement de la température mais aussi de la teneur en eau. Le paramètre Γ vaut 1 si la teneur en débris est inférieure à une teneur critique pour laquelle le frottement entre particules serait prédominant dans la résistance du matériaux. Cette teneur critique en particule solide a été estimée à 42% (Moore, 2014).

Monnier et Kinnard (2016) ont repris ensuite des résultats de Moore (2014) pour l'étude du glacier rocheux de Las Liebres dans les Andes Chiliennes. Ils modifient la forme de l'équation à une fonction de la viscosité effective B :

$$\dot{\epsilon} = \left(\frac{\sigma}{B}\right)^n \quad (1.9)$$

Où $B(Pa.a^{1/n})$ est un paramètre de viscosité équivalent à $EA^{1/n}$. B dépend de la température et de la teneur en eau et en débris solides. Concernant la teneur en débris solides, les valeurs obtenues par Monnier et Kinnard (2016) étaient comprises entre 7% et 45% ce qui leur a permis de prendre $\Gamma = 1$. La contrainte limite étant difficilement estimable, ils font l'hypothèse de la négliger devant la contrainte gravitaire dans le glacier rocheux. Et enfin ils prennent $n = 3$. Les valeurs de B en différents points du glacier rocheux ont été calculées à partir des vitesses surfaciques

relevées sur le terrain.

Alors qu'un écoulement interne distribué est observé dans la plupart des études de forage de glaciers rocheux (Figure n°1.10), une grande partie du déplacement observé en surface est généralement concentrée sur une zone de cisaillement étroite en profondeur (L. Arenson et al., 2002; Haeberli et al., 2006). Peu d'articles concernant la modélisation mécanique des glaciers rocheux font état de cette spécificité. Cependant les travaux de Kannan et Rajagopal (2013) présentent un modèle pouvant expliquer cette zone de cisaillement. Elle serait due à des variations importantes de la viscosité (comportement non linéaire) provoquées par des variations de pression et de teneur en glace (Figure n°1.11).

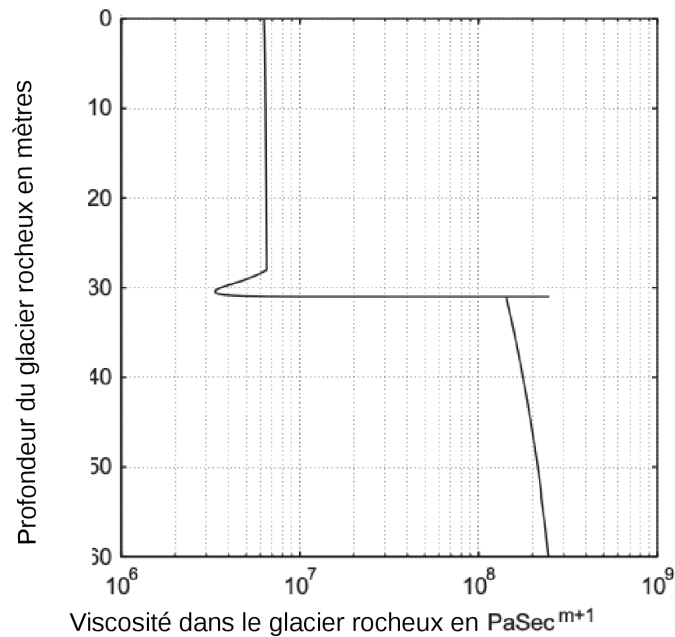


FIGURE 1.11 – Variation de la viscosité dans le glacier rocheux Murtèl-Corvatsch, en Suisse (Kannan & Rajagopal, 2013)

Les résultats obtenus pour cet exemple montrent une diminution rapide au niveau d'une couche intermédiaire. La valeur minimale de viscosité atteinte dans

cette zone facilite une forte augmentation du déplacement qui correspond avec les observations en forage. Dans la couche en dessus, supposée riche en glace, la viscosité augmente légèrement avec la profondeur, ce qui est attribué à l'augmentation de la pression hydrostatique. La viscosité est maximale au niveau du substratum, ce qui est dû à la contribution des contraintes normales hydrostatiques et générées par les particules (Kannan & Rajagopal, 2013). Ce modèle permet de reproduire l'allure des vitesses observées en profondeur mais il ne tient pas compte des variations de température qui semble être un facteur pertinent dans le fluage des glaciers rocheux.

Le modèle le plus récent pour la modélisation de la rhéologie des glaciers rocheux (Cicoira et al., 2019a; Cicoira, Beutel, Faillettaz, Vieli, et al., 2019b; Cicoira et al., 2021) consiste à décomposer la vitesse d'écoulement observée en surface, $v_{tot}(t)$, comme étant le résultat d'un fluage de type Glen (1955) dans la couche riche en glace d'une part, et d'un cisaillement plus important dans une couche intermédiaire, de viscosité faible, la dite couche de cisaillement, d'autre part :

$$v_{tot}(t) = \int_{D_3}^{D_2} \dot{\gamma}(z, t) dz + \int_{D_2}^{D_1} \dot{\epsilon}(z, t) dz \quad (1.10)$$

Où D_3 et D_2 sont respectivement la profondeur de la limite inférieure et celle de la limite supérieure de la couche de cisaillement, située en dessous de la couche riche en glace. Cette dernière est délimitée ainsi par D_2 et la profondeur de la couche active D_1 (la plus proche de la surface). Le taux de cisaillement $\dot{\gamma}$ est calculé selon la loi de Ladanyi (2003) présentée dans l'équation (1.7), et qui ne tient pas compte des variations de température du milieu. Il correspond au bilan de masse¹ du glacier rocheux et à la pression hydrostatique due à l'eau infiltrée dans cette couche suite aux précipitations liquides et solides. Tandis ce que le taux de déformation $\dot{\epsilon}$ est estimé, dans la couche riche en glace (En dessus de la couche de cisaillement et en dessous de la couche active), à travers les relations proposées par Arenson et Springman (2005) pour le fluage des sols gelés (équations (1.3), (1.4), (1.5) et (1.6)). La fraction en glace ω_i et la température T sont des inputs de ces relations.

1. Terme utilisé en glaciologie pour évoquer la différence entre accumulation et ablation de glace dans un glacier. Elle est influencée par les changements climatiques (quantité de précipitations solides, température).

1.2 Cas d'étude : le glacier rocheux de Laurichard

Situé dans les Alpes françaises, le glacier rocheux de Laurichard est le plus suivi en France. Il y est effectué des campagnes géophysiques par mesures géo-électriques répétées depuis 1979, des levés annuels de géodésie depuis 1983 (Francou, 1988; Francou & Reynaud, 1992; Thibert et al., 2018), des enregistrements continus de la température du sol depuis 2003 (Bodin et al., 2009), et, plus récemment, des photogrammétriques par Drone (Cusicanqui et al., 2021), du géoradar (GPR) et des mesures de bruit de fond sismique (Guillemot, Baillet, Garambois, Bodin, Helmstetter, et al., 2020; Guillemot et al., 2021; Guillemot, Baillet, Garambois, Bodin, Larose, et al., 2020). Dans cette partie, nous présentons sa localisation, les connaissances sur sa structure interne, ainsi que les données de suivi de la vitesses en surface, collectées durant les quatres dernières décennies (données de l'observatoire PermaFRANCE).



FIGURE 1.12 – La partie haute de la combe de Laurichard, vue vers l'ouest. Séparés par le col de Laurichard (2654 m), les versants adret et ubac, à la morphologie très différente, se font face. Photo : X. Bodin, 2005.

1.2.1 Localisation et topographie

La combe de Laurichard (45.018°N ; 6.378°E) est située à proximité du col du Lautaret, sur le territoire du Parc National des Ecrins, dans les Hautes Alpes (Figures 1.12 et 1.13). Elle est dominée par deux sommets principaux : le versant sud de la Pyramide de Laurichard (2772 m) et le versant nord du Roc noir de Combeynot (3112 m d'altitude). Le flanc nord de ce dernier se caractérise par une paroi rocheuse abrupte source de grandes quantités de débris granitiques (décimétriques à métriques) dominant la zone d'enracinement du glacier rocheux (Bodin et al., 2009; Cusicanqui et al., 2021; Francou, 1988). Entre 2430 m et 2620 m d'altitude (bas de la Combe), les pentes exposées au nord hébergent du pergélisol, comme le montrent les formes abondants produits par le fluage à long terme accentués (en traits noirs) dans la Figure n°1.13. L'altitude moyenne du glacier rocheux de Laurichard est de 2556 m, elle est environ 100 m inférieure à l'altitude moyenne des autres glaciers rocheux actifs orientés au nord (2655 m d'altitude) répertoriés dans les Alpes françaises (Marcer et al., 2017). La neige accumulée par les avalanches recouvre souvent une grande partie de la zone d'enracinement du glacier rocheux jusqu'à environ 2600 m d'altitude (Cusicanqui et al., 2021).

Le glacier rocheux de Laurichard mesure environ 490 m de long et entre 80 et 200 m de large et possède une morphologie en langue typique des glaciers rocheux : rides, bourrelets de surface, talus frontal... Il présente des caractéristiques géomorphologiques d'activité : crêtes longitudinales dans la partie centrale raide et succession de crêtes et de sillons transversaux dans la partie compressive de la langue, à la pente plus faible (Bodin et al., 2009). Le talus frontal présente une pente de l'ordre de 35°. Concernant la langue du glacier rocheux, dans la partie médiane, entre 2490 et 2550 m d'altitude, se trouve la pente la plus forte, d'environ 25-30° (Cusicanqui et al., 2021).

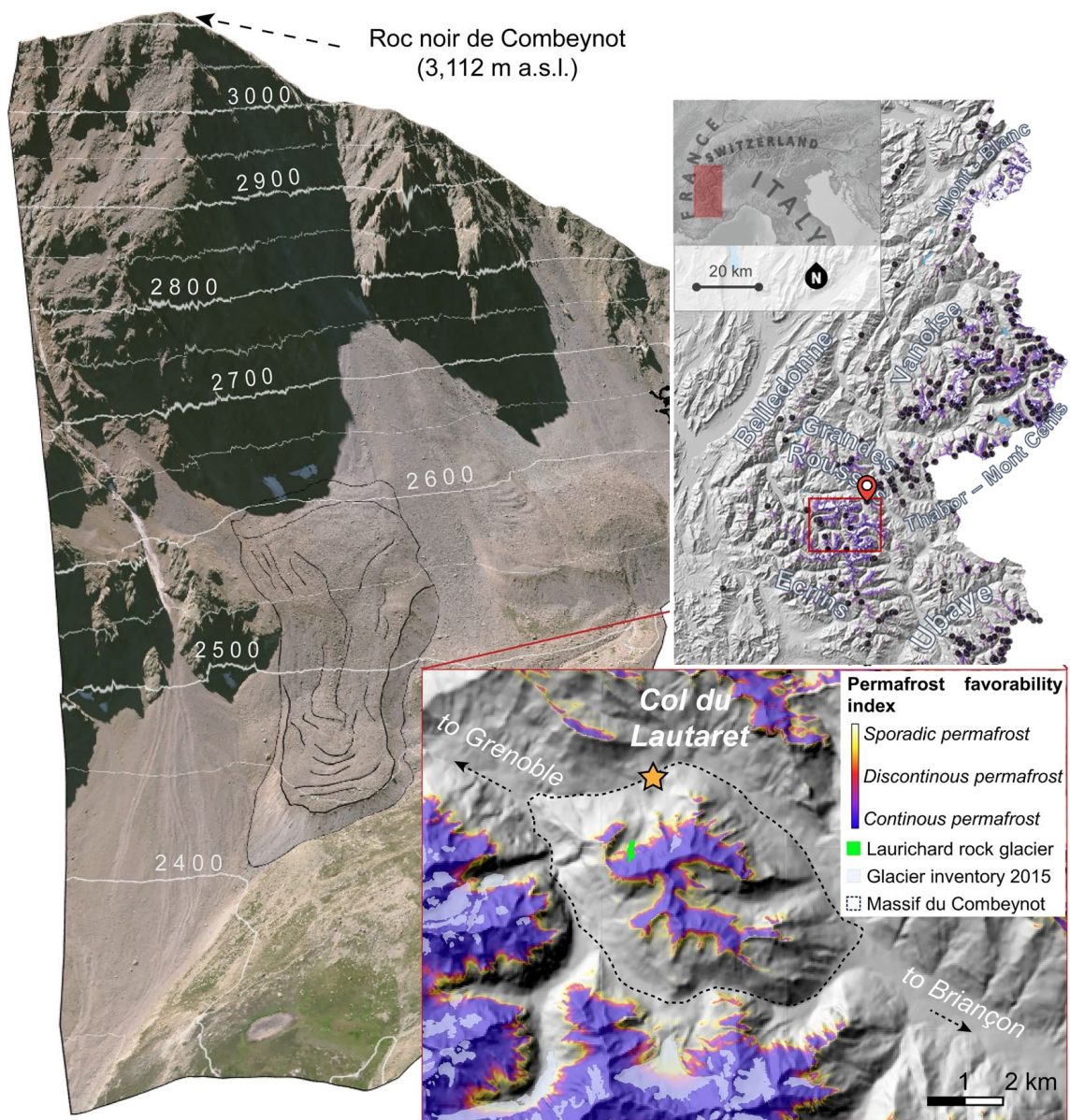


FIGURE 1.13 – Vue en perspective du glacier rocheux du Laurichard dans le massif du Combeynot à partir d’une image acquise en 2018 (Cusicanqui et al., 2021) et sa localisation dans une carte de répartition de l’indice de favorabilité du pergélisol et montrant, en points noirs, l’étendue des glaciers rocheux actifs dans les Alpes françaises (réadapté de Marcer et al., 2017, 2019).

1.2.2 Profondeur et structure interne

L'épaisseur d'un glacier rocheux est souvent difficile à déterminer précisément. En l'absence de forages dans cette zone d'étude, Bodin et al. (2009) ont estimé une épaisseur apparente du glacier rocheux de Laurichard allant de 20 à 30 m (couche active et corps du pergélisol) en se basant sur les courbes de niveau alentours des talus latéro-frontaux et sur des résultats de sondages verticaux de résistivité électrique. Cusicanqui et al. (2021) ont affiné ces estimations en combinant l'interpolation du profil du géoradar (GPR) et l'extrapolation à partir des courbes de niveau à l'extérieur du glacier rocheux, et donnent le même ordre de grandeur de la profondeur sur la ligne moyenne de la forme. La ligne d'écoulement de ce glacier rocheux présente des profondeurs allant de 16 à 32 mètres. La racine de la forme est la zone la plus épaisse du glacier rocheux. Tandis ce que la partie centrale, étirée et donc amincie, semble être plus fine. Un léger regain d'épaisseur vers le front du forme est probablement le résultat de l'accumulation des débris rocheux à ce niveau, entraînant la formation de bourrelets.

L'étude de Cusicanqui et al. (2021) présente 10 profils transversaux (PT1 à PT10 dans la Figure n°1.14) le long du glaciers rocheux de Laurichard issues des modèles numériques d'élévation *DEMs* et d'orthophotographies collectées depuis 1952. Ces profils montrent, au cours du temps, une perte de volume en haut du glacier rocheux (PT9 et PT10) et au niveau de la zone centrale (PT5 à PT8), depuis 1952. On retrouve quasiment ce volume dans le gain d'épaisseur et de largeur des profils les plus bas (PT1 à PT3). La forme du substratum est assez variable d'un profil à l'autre. Il faut tenir compte de la disproportion d'échelle dans ces figures pour l'estimation de la forme de ces sections transversales à Laurichard.

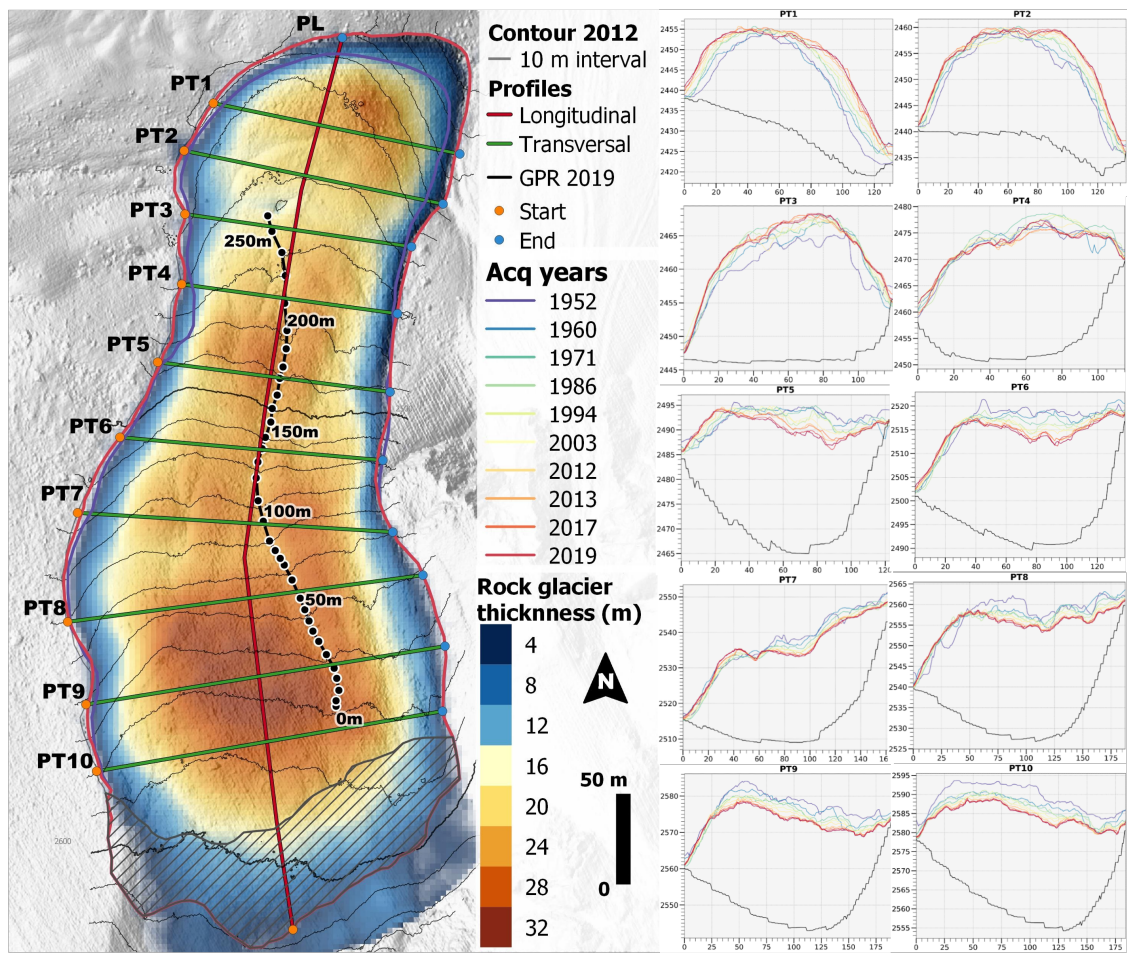


FIGURE 1.14 – A gauche : Estimation des épaisseurs absolues du glacier rocheux en mètres (échelle de couleurs), et A droite : des profils transversaux PT1 à PT10 (échelle des abscisses réduite). Résultats obtenus après interpolation du profil du géoradar (GPR) et extrapolation à partir des courbes de niveau à l'extérieur du glacier rocheux (Cusicanqui et al., 2021).

En complément de sa morphologie, la composition de la structure interne d'un glacier rocheux joue un rôle important dans son comportement rhéologique. Il a été démontré que la glace est le composant prédominant du corps d'un glacier rocheux ; les débris, l'eau et l'air sont alors considérés comme des inclusions (Monnier & Kinnard, 2015).

Dans le glacier rocheux de Laurichard, la présence de la glace a été déterminée tout d'abord par l'analyse des sondages géoélectriques verticaux de Francou (1988) qui ont permis d'estimer la composition interne du glacier rocheux. Dans la partie supérieure, une couche de haute résistivité électrique (800 k Ω) indique la présence

d'une couche riche en glace. L'hypothèse de l'existence d'un noyau de glace a été confirmée ensuite par des observations au niveau des crevasses dans la zone d'enracinement (figure 1.15). Une couche de plus faible résistivité ($50 \text{ k}\Omega$) était située dans la partie frontale ce qui suggère la présence d'une couche de glace discontinue et la présence d'eau. Sur la base de ces sondages, il a été estimé que la teneur en glace diminue du sommet à la zone frontale et varie entre 80% et 30% du corps du glacier rocheux. Cette étude suggérait aussi une profondeur de pergélisol de 30 à 40 m d'épaisseur sous une couche active de 4 à 5 m (Francou & Reynaud, 1992).

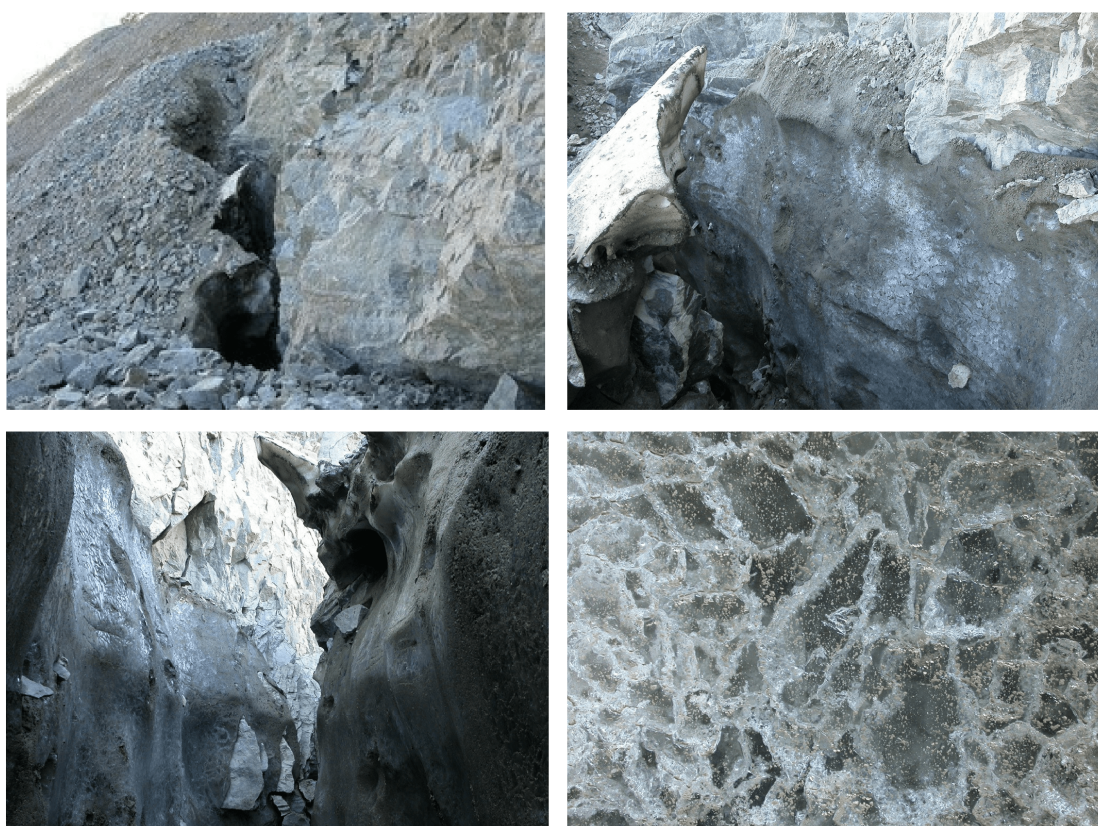


FIGURE 1.15 – Blocs de glace visibles dans des crevasses en haut du glacier rocheux du Laurichard. Photo : C. Albert, 2003 - Parc national des Ecrins

Le suivi continu de cette forme dans les Alpes françaises a montré ensuite une diminution de la résistivité électrique entre le milieu des années 1980 et le milieu des années 2000 et suggèrent un lien avec l'augmentation des températures du pergélisol observée dans des forages de glaciers rocheux similaires (Bodin et al., 2009).

Thibert et Bodin (2022) proposent de diviser le glacier rocheux de Laurichard en trois sections principales selon sa structure interne :

- Le tiers supérieur (racine) où existe une forte proportion de glace, avec une masse massive de glace détectée avec une résistivité apparente $\geq 2.10^6 \Omega m$. L'épaisseur probable du glacier rocheux dans cette zone est de 20–25 m, dont une épaisseur de couche active de 1 à 3 m.
- Le tiers médian (zone centrale), d'épaisseur plus faible (environ 15m) mais ayant la pente la plus importante de la forme. Cette zone contient probablement une proportion plus faible de glace que la zone supérieure mais avec une distribution plus hétérogène en termes de proportion, de structure et d'état thermo-hydrique.
- Le tiers inférieur (la langue) du glacier rocheux a une épaisseur probable de 20–25 m, avec une proportion de glace la plus faible sur la forme. Sa distribution spatiale est probablement hétérogène. Les faibles valeurs de résistivité dans cette zone suggèrent une glace de sol tempérée avec une présence possible de l'eau liquide.

C'est la distribution spatiale utilisée dans ce travail de thèse pour le calcul des différentes caractéristiques du glacier rocheux de Laurichard.

1.2.3 Suivi des vitesses et de la température à Laurichard

Afin de quantifier les mouvements au niveau de la surface, Francou et Reynaud (1992) ont commencé, au début des années 1980, à effectuer des mesures topographiques in situ sur 40 blocs sur le glacier rocheux de Laurichard. Par la suite, seulement 13 blocs répartis le long du profil longitudinal (L1 à L13 sur la Figure 1.16), espacés de 28 m au moyenne, restent sous surveillance et les levés sont maintenus, depuis, tous les 1 à 3 ans. La vitesse maximale enregistrée entre l'année 1983 et 1991 était de 93 cm/an et elle s'est produit légèrement au dessus de la pente la plus raide.

Le suivi a ensuite été enrichi avec l'ajout en 2002 de quatre nouveaux blocs dans la zone d'enracinement (L14 à L17) et d'un profil transversal (A) en haut du forme. En 2008, un deuxième profil transversal (O) a été ajouté en bas de la langue pour suivre sa déviation. Les levés topographiques annuels des positions des blocs ont été mesurées avec une station totale de 1983 à 2013, et avec un GPS différentiel géodésique depuis 2012. Sur l'intervalle de mesures qui s'étale sur plus de 35 ans, les vitesses annuelles sont comprises entre environ 0,2 et 2,0 m/an. Ces variations sont fonction de la position du bloc et de l'année de mesure. Ils montrent, à l'échelle du glacier rocheux, une réponse cinématique moyenne probablement liée aux facteurs climatiques (Thibert & Bodin, 2022).

En plus des méthodes géodé-

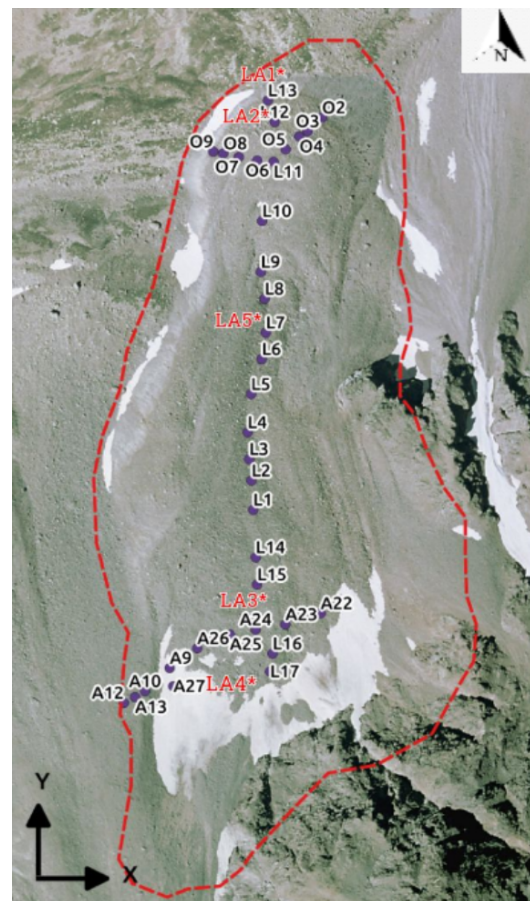


FIGURE 1.16 – Emplacement des blocs de suivi de vitesses sur la ligne moyenne longitudinale et les deux profils transversaux (en noir) et des capteurs de la température surfacique (en rouge) sur le glacier rocheux de Laurichard.

siques (GPS, levées topographiques), et afin d'avoir une couverture spatiale plus large du champ de vitesse, Bodin et al. (2018) ont réalisé plusieurs campagnes de balayage laser terrestre *TLS* et de photogrammétrie terrestre *SFM – MVS*. Ils ont également bénéficié d'un levé *ALS* réalisée en 2012 pour générer des DEMs du glacier rocheux de Laurichard à une résolution allant de 5 cm à 50 cm. Le traitement de ces données sous forme d'orthophotographie a montré une distribution spatiale du mouvement assez homogène dans l'espace, avec une zone très rapide en haut et des déplacements très faibles sur le flanc gauche de la langue. Chronologiquement, et sur les intervalles étudiés, on retrouve l'accélération constatée sur les déplacements de la ligne moyenne ; le champs de vitesse 2012-2015 était plus important et atteint 2m/an au niveau des pentes les plus raides. La photogrammétrie aérienne, terrestre et Drone analysées récemment (Cusicanqui et al., 2021) confirment ces observations, tout en procurant des estimations des vitesses plus anciennes remontant jusqu'à l'année 1952 (Figure 1.17).

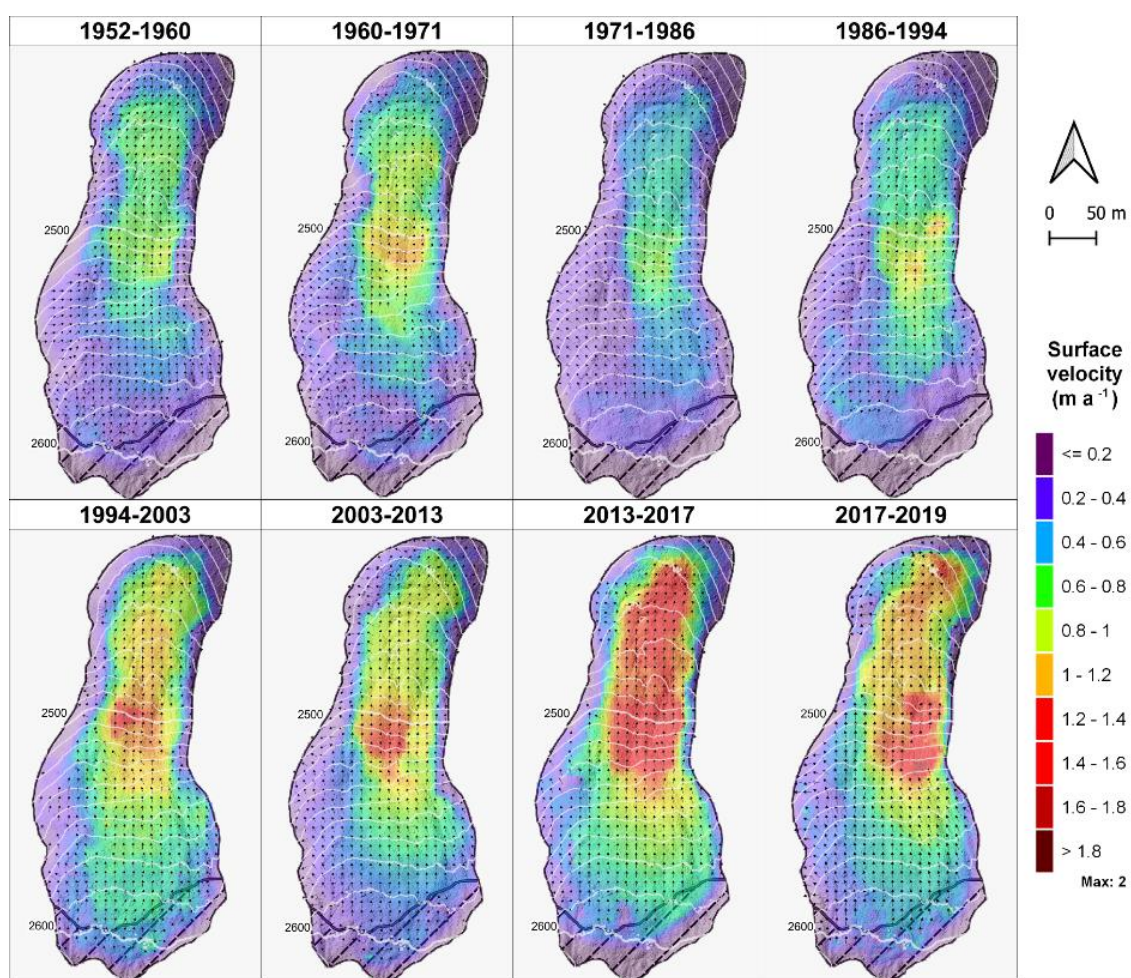


FIGURE 1.17 – Cartes de la vitesse de surface du glacier rocheux de Laurichard entre 1952 et 2019 dans huit périodes différentes, dérivées de la corrélation d'images (Cusicanqui et al., 2021).

Ces cartes illustrent les changements de vitesse de surface sur différents intervalles de temps ; le champ de vitesses est resté quasiment stable jusqu'en 1994 (0.5 ± 0.09 m/an en moyenne sur l'ensemble de la forme), avec un petit pic de 1.2 ± 0.09 m/an dans la partie centrale du glacier rocheux où la pente est la plus raide (35°). A partir de l'intervalle de temps suivant 1994-2003, une accélération majeure s'est produite sur l'ensemble du forme (une augmentation des vitesses annuelles à environ 0.5 m/an sur la plupart de la surface). Mais, les taux de déplacement les plus élevées, atteignant jusqu'à 2.0 ± 0.08 m/an sur la ligne d'écoulement centrale, ont été enregistrés dans la période de 2013 à 2017. Un doublement net de la vitesse moyenne de l'écoulement en surface sur l'ensemble de l'intervalle d'étude conforte

l'hypothèse de la dépendance de la cinématique des glaciers rocheux aux facteurs climatiques, voire les variations de température.

Afin d'évaluer la climatologie de la région, Cusicanqui et al. (2021) ont extrait des séries chronologiques de température et d'épaisseur de neige sur le site de Laurichard pour la période 1958-2018. A 2400 m d'altitude, la température moyenne annuelle de l'air sur cet intervalle de temps est de 1.3 ± 0.76 °C. En plus de la variabilité annuelle, ces données montrent une augmentation significative de la température de l'air après le début des années 1990 (moyenne pour la période 1958-1990, 1.0 contre 1.7°C pour la période 1991-2018), soit une variation de +0.23°C par décennie. Toutefois, les chutes de neige (791 ± 169 mm/an), n'ont montré aucune tendance ou changement particulier au cours de l'intervalle de 60 ans, seul le nombre moyen de jours de couverture neigeuse pendant l'hiver estimé sur le site a diminué de 221 jours dans la période 1958-1990 à 200 jours dans la période 1990-2018.

In-situ, des capteurs-enregistreurs de températures autonomes (LAI en rouge sur la Figure n°1.16) ont aussi été installés sur ce glacier rocheux depuis le début des années 2000 à quelques centimètres sous la surface (environ 2 à 20 cm) afin d'évaluer les variations de température journalières, saisonnières et à plus long terme. Un seul capteur pour le suivi de la température en profondeur est installé depuis 2007 à 80 cm de la surface (noté dans la suite LA2B). Ces données de température de sub-surface sont utilisées dans ce travail de thèse.

Conclusion

Le revue de la bibliographie à permis de connaître au mieux notre objet d'étude dans cette thèse. Les différentes définitions ont conduit à classer Laurichard comme un glacier rocheux actif éventuellement tempéré. En l'absence de forages, mais appuyé par des données géophysiques et des observations *in situ*, sa structure interne est assimilée aux profil type des glaciers rocheux dans les Alpes ayant une couche active, un corps riche en glace, et une couche de cisaillement. Pour sa composition, nous nous sommes référé à la structure type des sols gelés composés de glace, particules solides, air et eau. A partir de ces données, la teneur en glace est estimée et servira dans la caractérisation de cette forme. Certains modèles mécaniques présentés dans cette revue sont utilisés dans la suite de ce travail de thèse afin de caractériser son comportement rhéologique. Les données de vitesse surfacique et de la température mesurées le long de la ligne d'écoulement de Laurichard, et sur un intervalle étendu dans le temps, sont les données d'entrée principales pour les différents travaux réalisés dans cette étude.

2 Deuxième chapitre :

Lien entre les températures mesurées en surface et la variation des vitesses de fluage observées au glacier rocheux de Laurichard

Introduction

Comme indiqué dans le chapitre précédent, le glacier rocheux de Laurichard est situé dans un site géographique bien surveillé dans les Alpes françaises. Les données de températures surfaciques et de vitesses d'écoulement, sous l'effet de la gravité, sont d'une grande importance dans la compréhension de la rhéologie de ces formes. L'intervalle étalé dans le temps de ces séries de données nous permet à la fois de quantifier les variations spatiales et temporelles et d'estimer les corrélations possibles entre l'accélération du fluage et les variations de température. Dans ce chapitre, nous présentons dans un premier temps une analyse primaire des données de température et de vitesses surfaciques collectées sur plusieurs points de mesure au glacier rocheux de Laurichard. Ces données sont utilisées ensuite dans la deuxième partie pour chercher statistiquement la relation entre les variations de températures et les variations de vitesses surfaciques avec une analyse statistique utilisant un algorithme mis au point et testé sur plusieurs glaciers rocheux en Suisse (Staub, 2015). Cette étude cherche également à vérifier la pertinence de la loi de puissance (e.g. Glen (1955)) dans la description du couplage thermo-dynamique sur le cas du glacier rocheux de Laurichard.

2.1 Analyse primaire des données collectées sur Laurichard

Les données existantes sur le glacier rocheux de Laurichard et analysées dans ce travail de thèse sont de deux types :

- Les températures journalières enregistrées par les capteurs situés près de la surface à différentes altitudes de la forme ;
- Les coordonnées géographiques (x,y,z) prélevées annuellement (avec une certaine discontinuité) sur les blocs surveillés le long du profil longitudinal, et qui servent à calculer les vitesses surfaciques annuelles.

2.1.1 Données de températures sur le glacier rocheux de Laurichard

La localisation du glacier rocheux de Laurichard sur un versant du massif des écrins et son orientation nord l'expose à des conditions climatiques sèches et froides. Cette zone représente une transition entre les Alpes françaises du nord, caractérisées par un régime océanique faible, et les Alpes françaises du sud, généralement soumises aux influences méditerranéennes. Pour évaluer plus précisément l'influence des changements externes sur l'état thermique de cette forme, plusieurs capteurs ont été installés juste sous la surface des blocs afin d'être protégés du rayonnement solaire direct (Bodin et al., 2009). Par rapport aux températures atmosphériques, les données de ces capteurs représentent au mieux l'état thermique du glacier rocheux en tenant compte, implicitement, des différents facteurs influençant les échanges thermiques au niveau de la surface tels que l'humidité, la convection, et la couverture neigeuse. Des enregistrements de température surfacique toutes les deux heures, depuis octobre 2003, sont collectés sur cinq emplacements le long du glacier rocheux de Laurichard. Le tableau 2.1 donne les coordonnées géographiques de chaque capteur. La projection utilisée est le Lambert-93. Les coordonnées horizontales correspondent aux X (Easting), et les coordonnées verticales aux Y (Northing), en kilomètres. Les capteurs sont listés dans l'ordre d'altitude la plus haute vers la plus faible

TABLE 2.1 – Coordonnées Lamber-93 des capteurs de température sur Laurichard

Logger	X (km)	Y (km)	Altitude (m)
LA4	967717,50	6440867,16	2552
LA3	967728,02	6440924,34	2460
LA5	967724,24	6441131,32	2598
LA2	967735,05	6441283,10	2450
LA1	967730,86	6441313,12	2440

Comme indiqué sur la Figure n°1.16, le capteur LA4 est situé tout en haut de la ligne d'écoulement. A une soixantaine de mètres plus bas est installé le capteur LA3. Ces deux capteurs peuvent représenter l'état thermique de la racine du glacier rocheux. Dans la partie centrale, seul le capteur LA5 enregistre les variations de températures surfaciques dans cette zone. Le capteur LA2 se situe tout en bas de la langue, dans la zone la plus faible en glace. Enfin, le capteur LA1 est installé à l'extérieur de la forme glacière, c'est à dire où il n'y a plus de permafrost, c'est pour cette raison que les données de ce capteur ne seront pas étudiés dans la suite.

Les données brutes récupérées des capteurs sont des températures horaires. Des moyennes journalières ont été établies dans un premier temps pour observer les variations de température à cette échelle. La Figure 2.1 présente l'allure des températures journalières enregistrées par les capteurs LA2, LA3, LA4 et LA5 durant un intervalle de suivi de 15 ans. Dans ce chapitre, toutes les valeurs de température sont exprimées en degré celsius (°C).

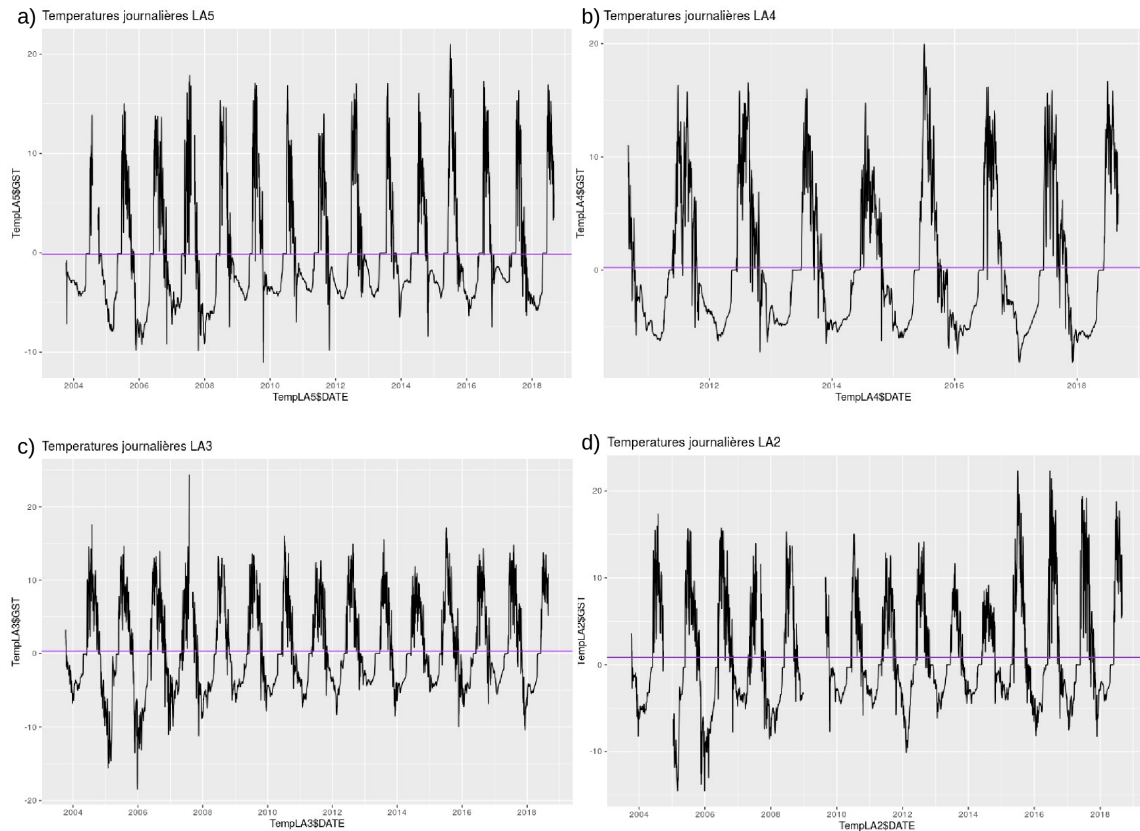


FIGURE 2.1 – Températures moyennes journalières enregistrées par les capteurs a) LA5 d’octobre 2003 à septembre 2018, b) LA4 d’octobre 2010 à septembre 2018, c) LA3 d’octobre 2003 à septembre 2018, et d) LA2 d’octobre 2003 à septembre 2018. la ligne horizontale en violet représente la température moyenne sur l’intervalle d’enregistrement pour chaque capteur.

Les différents capteurs présentent des variations de température saisonnières importantes. Les maximums comme les minimums enregistrés ont tendance à augmenter au fil des années. Le pic de température de l’année 2015, par exemple, se retrouve dans toutes les séries de température avec une valeur légèrement différente étant donné la différence d’altitude des capteurs.

Les minimums de température enregistrés en hiver sont de moins en moins faibles sur les blocs LA5 et LA3 mais une évolution inverse sur la dernière décennie peut être remarquée sur le bloc LA2. Les deux premiers cas sont probablement le résultat d’un réchauffement climatique observé à l’échelle de la globe. Celle du capteur situé à la fin de la ligne d’écoulement (LA2) résulte éventuellement de la diminution

de la couche de neige en hiver qui isole la surface du glacier rocheux des variations sévères de la température de l'air. Pendant l'hiver 2004-2005, la couverture neigeuse très fine à Laurichard a entraîné un refroidissement du sol plus important, qui peut être observé sur tous les capteurs de température (Bodin et al., 2009).

La variation locale de l'épaisseur de la neige peut être aussi à l'origine de la température moyenne légèrement supérieure à 0°C sur le capteur LA3 situé vers la racine de la forme glaciaire, qui devrait être inférieure à la température moyenne enregistrée sur le capteur LA5 situé à une altitude plus faible. Cependant, cette dernière reste la seule inférieure à 0°C sur l'intervalle d'étude, et ainsi la plus faible.

Le capteur LA4 représente quasiment les mêmes variations enregistrées avec le capteurs LA3 de 2010 à 2018. Vu la proximité géographique de ces deux capteurs et l'intervalle d'enregistrement réduit sur LA4, nous allons se restreindre dans la suite aux données collectées sur LA3 pour représenter les températures surfaciques à la zone de la racine du glacier rocheux de Laurichard.

Afin d'évaluer les variations de températures sur l'ensemble de la forme, la moyenne des températures journalières enregistrées sur les capteurs LA3, LA5 et LA2 est représentée dans la Figure n°2.2. Ces trois capteurs représentent respectivement les trois zones du glacier rocheux, de la racine vers la langue, en passant par la zone centrale. La moyenne pourra ainsi représenter un état thermique global du glacier rocheux de Laurichard.

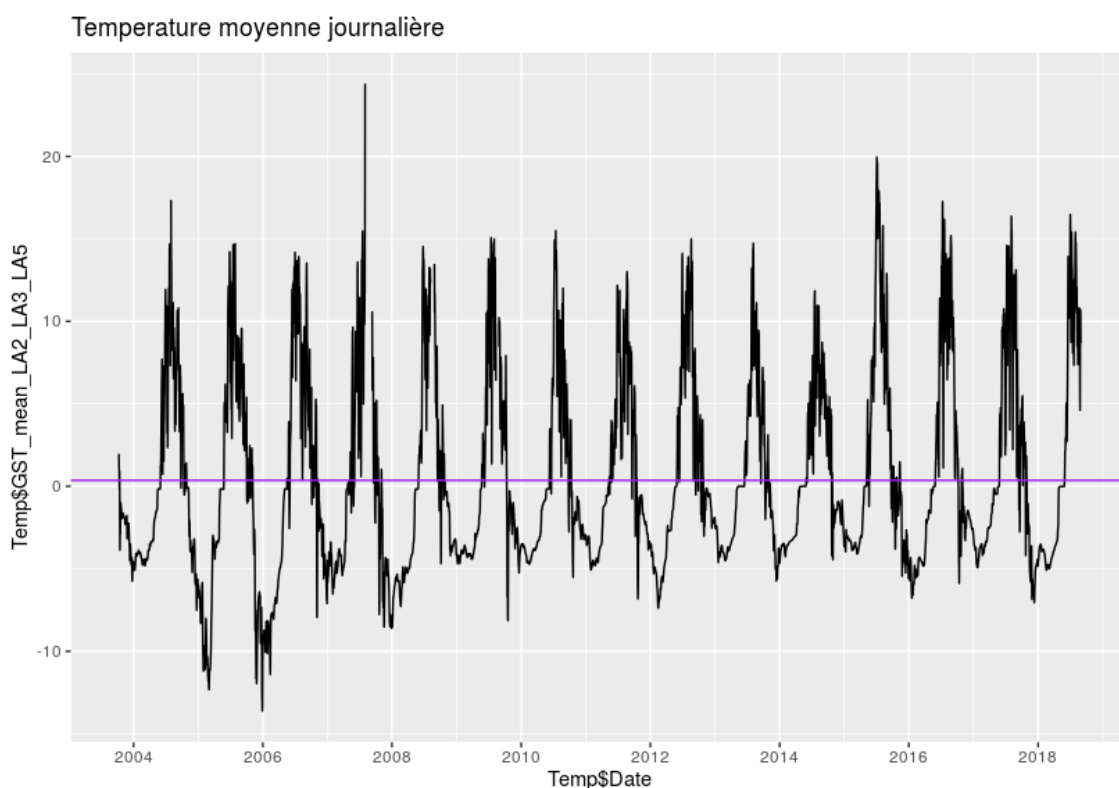


FIGURE 2.2 – Température moyenne journalière sur l’ensemble du glacier rocheux de Laurichard calculée sur la base des données collectées sur les capteurs LA3, LA5 et LA2 et moyennée jour par jour.

La température moyenne journalière sur le glacier rocheux de Laurichard reproduit les mêmes variations de température observées sur les représentations des données de chaque capteur. L’effet de la différence d’altitude et de l’épaisseur du manteau neigeux sont estompés. En négligeant quelques valeurs singulières, les extremums saisonniers de température sont de plus en plus chauds en adéquation avec le réchauffement climatique. La moyenne proche de 0°C confirme que Laurichard est un glacier rocheux tempéré des Alpes.

Afin de focaliser sur le phénomène global et sousclasser les variations journalières, les températures moyennes mensuelles sur l’ensemble du glacier rocheux de Laurichard sont calculées et représentées dans la figure n°2.3 avec la courbe en bleu. Sur le même graphe, les moyennes mensuelles des maximums journaliers, qui correspondent aux températures maximales des jours, et les moyennes mensuelles des minimums journaliers, qui correspondent aux températures minimales des nuits,

sont représentés respectivement en rouge et en vert.

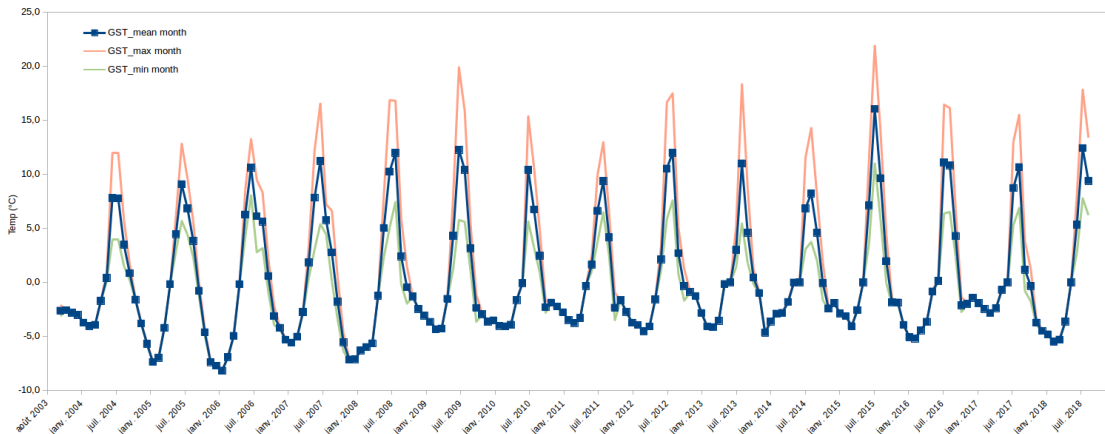


FIGURE 2.3 – Températures moyennes mensuelles (LA3,LA5,LA2) sur l'ensemble du glacier rocheux de Laurichard. En bleu, la moyenne des températures moyennes journalières. En rouge, la moyenne des températures maximales journalières. En vert, la moyenne des températures minimales journalières.

Les variations des températures moyennes journalières sont lissées par les moyennes mensuelles. De ce fait, la tendance au réchauffement sur l'intervalle d'enregistrement est moins remarquable. Toutefois, l'effet d'isolation du manteau neigeux sur les températures hivernales peut être constaté facilement avec le chevauchement des courbes de maximums et de minimums avec celui des températures moyennes pendant les mois d'hiver. Ceci implique que les fluctuations journalières de la température entre jour et nuit influencent très peu, ou pas, l'état thermique global à la surface du glacier rocheux en hiver. En revanche, l'exposition du glacier rocheux aux variations journalière de température est beaucoup plus prononcée durant l'été en absence de la couverture neigeuse.

Les températures moyennes mensuelles, comme les maximums de températures à la surface de Laurichard, présentent une évolution linéaire pendant la première décennie du 21^{ème} siècle jusqu'à atteindre 20°C à l'été 2009 (Figure 2.3 : Les 4 à 6 premiers pics des températures moyennes sont quasiment alignés). Les variations sont devenues, depuis, peu régulières avec les moyennes mensuelles et la température surfacique atteint son pic en 2015 en dépassant 22°C. Cette valeur a été battue avec des températures extrêmes entre 2020 et 2022.

Pour évaluer les tendances interannuelles, et gommer les fluctuations saisonnières, des moyennes glissantes sur 365 jours ont été calculées sur les données de températures journalières collectées au capteur LA5. La Figure n°2.4 montre la variation de la température moyenne glissante dans la zone centrale du glacier rocheux de Laurichard par rapport à la moyenne générale sur l'intervalle d'enregistrement de données.

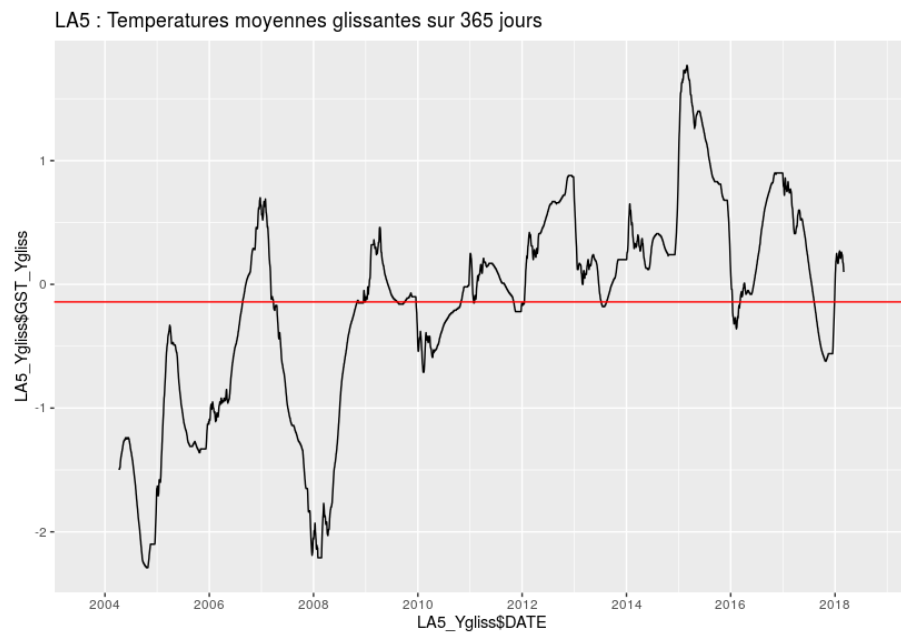


FIGURE 2.4 – Températures moyennes glissantes sur 365 jours au capteur LA5. Les données utilisées sont collectées sur l'intervalle allant d'octobre 2003 à septembre 2018. La température moyenne sur cet intervalle, légèrement négative, est représentée par la ligne rouge. Les moyennes glissantes obtenues s'écartent d'Avril 2004 à Mars 2018 et sont représentées par la courbe noire.

Les variations journalières et saisonnières de température, ainsi que les valeurs singulières, sont estompées par les moyennes annuelles glissantes. Les variations obtenues représentent ainsi l'évolution de l'état thermique de la zone centrale de Laurichard à une échelle globale. A partir de 2010, une augmentation importante de températures moyennes peut être constatée. Cette augmentation a une croissance remarquable jusqu'à atteindre le pic de 2015. La deuxième décennie du siècle actuel présente des valeurs majoritairement en dessus de la moyenne sur l'intervalle d'étude. Ce qui signifie un réchauffement croissant entre les années 2000 et l'après 2010. Cette évolution semble se maintenir en cette nouvelle décennie par des tempé-

ratures encore plus importantes ; des étés de plus en plus chauds et des hivers moins frais.

Le réchauffement observé sur les données du capteur LA5 se retrouve également sur les autres capteurs. Les anomalies de températures moyennes annuelles des trois capteurs LA2, LA5 et LA3 par rapport à la valeur moyenne de température surfacique entre 2004 et 2017 (années où les données de température existent sur les 12 mois) sont représentées dans la Figure n°2.5.

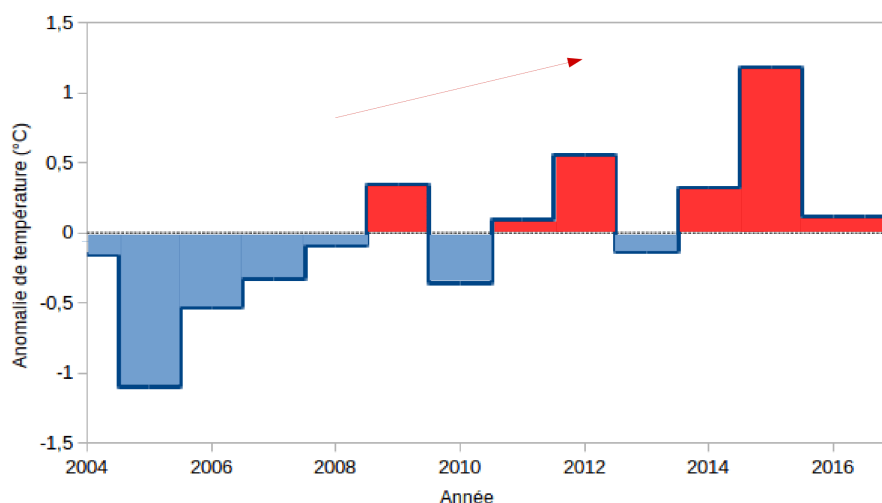


FIGURE 2.5 – Anomalie de températures moyennes annuelles calculées à partir des données collectées à trois altitudes différentes du glacier rocheux de Laurichard.

Les températures moyennes annuelles sur l'intervalle d'étude varient entre $-1.09\text{ }^{\circ}\text{C}$ et $+1.20\text{ }^{\circ}\text{C}$. La moyenne de référence sur le même intervalle est de $0.02\text{ }^{\circ}\text{C}$. Elle est représentée sur le graphe par le trait au niveau de 0. Pour chaque année, c'est l'écart positif (en rouge) ou négatif (en bleu) de température par rapport à la valeur de référence qui est représenté. Les diagrammes rouges prédominent clairement la moitié droite de la figure. Le réchauffement est constaté donc sur l'ensemble du glacier rocheux de Laurichard et l'hypothèse du contrôle climatique

influençant l'accélération du fluage pourrait être pertinente dans ce cas d'étude.

En supplément des capteurs de température surfacique à Laurichard, un capteur nommée "LA2B" a été placé à une profondeur de 80 cm sous le capteur LA2. Les données collectées sur ces deux capteurs sont représentées sur la Figure n°2.6.

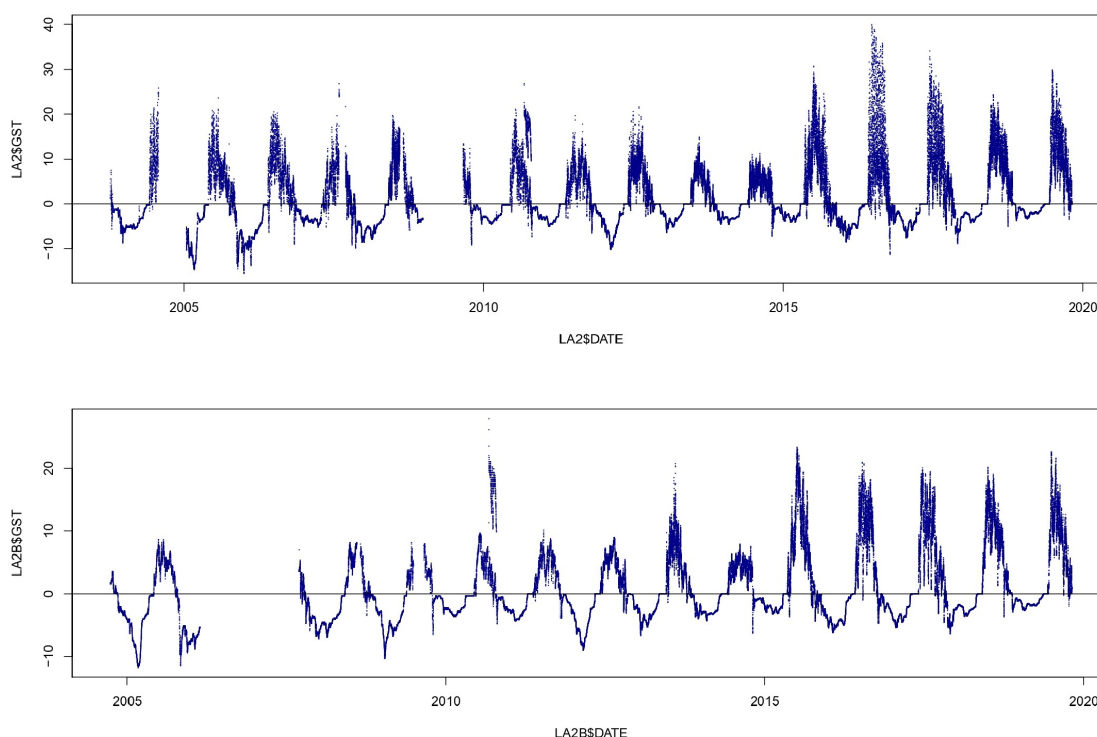


FIGURE 2.6 – Températures journalières enregistrées par les capteurs LA2 et LA2B au glacier rocheux de Laurichard entre fin 2007 et septembre 2019

Ces séries de données présentent beaucoup de valeurs manquantes notamment entre 2005 et 2009. Plusieurs valeurs singulieres affectent aussi la pertinence des données de 2010 à 2013, voire des températures en profondeur plus importantes qu'en surface comme en été 2013. Seules les données de 2014 et après présentent une continuité et une cohérence admissibles.

Les variations de température à 80 cm reproduisent celles de la surface avec une atténuation de l'ordre de 10°C en été et quasiment nulle en hiver. Étant donné la distance relativement petite entre les deux capteurs, ceci peut être expliqué par

la consommation d'une partie de la chaleur transmise de la surface en été pour la fusion de la glace, appelé communément la chaleur latente. Cette énergie, qui est égale à 333,55 kJ/kg pour la glace, est absorbée par le permafrost pour permettre le passage des particules de glace de l'état solide à l'état liquide sans élévation de la température. Tandis qu'en hiver, la glace qui pourrait exister au niveau du capteur LA2, comme en profondeur du glacier rocheux, est majoritairement en état solide continu.

Une autre observation pourrait être extraite de la Figure n°2.6 est l'influence de l'instabilité de la tendance des changements de température (i.e. réchauffement ou refroidissement). En prenant l'exemple de l'été 2016, qui présente des températures journalières extrêmes sur cette série de données, cette période comprend également des valeurs beaucoup moins faibles que la moyenne de la saison. Cette fluctuation entre températures élevées et faibles fait que les valeurs enregistrées en profondeur donne une allure plus amortie, et avec une amplitude moins importante que celle de l'année 2015. Cette dernière présente cependant des maximums journaliers en surface moins importants mais une évolution quasi constante de la température en été. Ceci signifie que des températures élevées enregistrées avec un espacement temporel ont moins d'influence sur le corps du glacier rocheux qu'un réchauffement constant même avec des températures un peu moins importantes.

Ces données ont servi également pour le calcul d'une corrélation croisée "cross-correlation" en utilisant le script de Staub (2015). Le résultat donne un temps de décalage entre LA2 et LA2B de 1 jour (Correspondant à la résolution temporelle de l'algorithme). La proximité des deux capteurs sous-tend un transfert quasi immédiat des variations de température en surface (profondeur du premier capteur est de 2 à 20 cm) jusqu'en 80 cm de profondeur.

2.1.2 Variations spatiales et temporelles des vitesses surfaciques

La vitesse surfacique annuelle de chaque bloc (L1 à L17) est calculée en considérant sa position et la date de chaque mesure. Sur les 36 ans de l'intervalle de mesure, ces vitesses varient de 0,2 m/an à 2,0 m/an avec des pics notables en 2015 et en 2020. De la racine vers la langue, l'écart de vitesse dépasse 1m/an entre certains blocs. En 2020, la vitesse du bloc L5, situé dans la zone centrale et la plus raide du glacier rocheux, atteint 220% celle du bloc L1 situé plus en amont de la pente. ? ont illustré ces variations spatiale et temporelle de la vitesse sur les blocs suivis du glacier rocheux de Laurichard par les courbes suivantes :

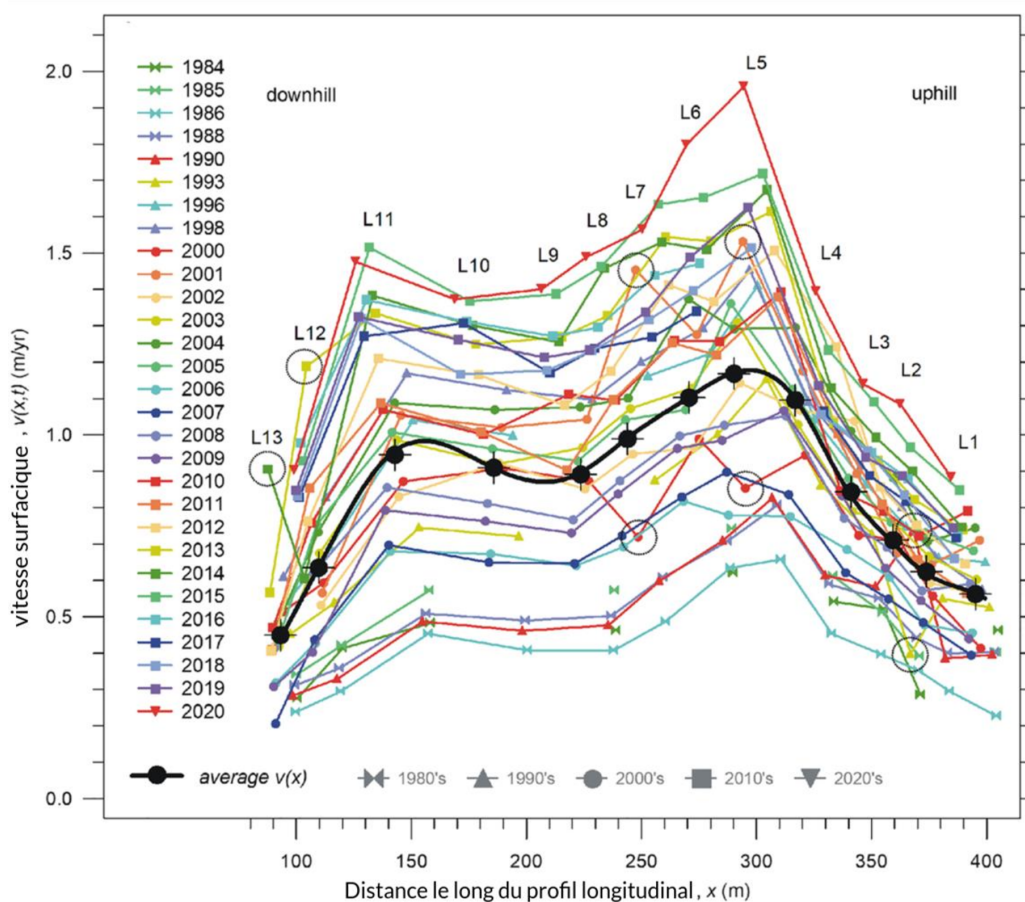


FIGURE 2.7 – Vitesses annuelles des blocs (L1 à L13) enregistrées de 1984 à 2020 et tracées en fonction de la position moyenne de chaque bloc par rapport au profil longitudinal x (m). La courbe noire est le profil interpolé de la vitesse moyenne $v(x)$. Les cercles indiquent les données pour lesquelles des erreurs de mesure de position sont suspectées (Thibert & Bodin, 2022).

La dernière décennie présente une accélération importante des mouvements de surface par rapport à l'intervalle d'étude. Ceci appuie l'hypothèse de l'influence indirecte du réchauffement climatique sur cette série de données temporelles. Le changement de la pente le long de la ligne d'écoulement entraîne en plus un effet spatial sur la variation des vitesses surfaciques annuelles. En effet, avec le cumul des déplacements au cours des années, certains blocs peuvent passer d'une pente relativement faible dans la racine de la forme par exemple à des pentes plus importantes au centre. Les blocs les plus proches de la langue peuvent expérimenter un freinage qui se manifeste probablement par la formation des bourrelets en surface. Pour corriger cet effet et retrouver le signal temporel approprié dans les changements de vitesse à un emplacement fixe, Thibert et Bodin (2022) sont passés d'une approche lagrangienne dans le suivi des déplacements le long du profil longitudinal de Laurichard à une approche eulérienne et proposent ainsi la dissociation des deux variables dans la donnée de vitesse : la position (x) et le temps de mesure (t). Pour ce faire, deux modèles appliqués généralement en glaciologie ont été testés et validés :

Un modèle linéaire qui consiste à considérer les écarts de vitesse par rapport à la moyenne $v(x, t) - v(x)$ à être les mêmes en tout point du profil et ne dépendre que du temps $\Delta\beta(t)$:

$$v(x, t) = v(x) + \Delta\beta(t) + \epsilon_{\beta}(x, t) \quad (2.1)$$

Ce modèle reproduit bien les données sur Laurichard avec une meilleure adéquation avec les blocs situés au centre de la ligne d'écoulement. La variance systématique (expliquée) sur l'ensemble des blocs atteint 93%, la variabilité spatiale sur $v(x)$ est de 0.24 m/an et la variabilité temporelle de $\beta(t)$ ne dépasse pas 0.25 m/an.

Un modèle croisé "Cross-term" qui prend en compte le raccourcissement du profil longitudinal au fil des années, dû essentiellement au freinage des blocs situés tout au fond du glacier rocheux. Il consiste à exprimer la vitesse annuelle

de chaque bloc proportionnellement à sa moyenne sur l'intervalle d'étude :

$$v(x, t) = v(x) \cdot \Delta B(t) + \epsilon_B(x, t) \quad (2.2)$$

La variance systématique atteint jusqu'à 97% avec ce modèle et les variabilités spatiale et temporelle sont respectivement de 0.25 m/an et 0.30 m/an.

Les résidus des deux modèles $\epsilon_\beta(x, t)$ et $\epsilon_B(x, t)$ sont suffisamment faibles pour pouvoir considérer $v(x)$ et $\beta(t)$ (ou $B(t)$) comme une décomposition valide de la vitesse de chaque bloc $v(x, t)$.

En excluant ainsi les écarts dus au changement de la position du bloc, on obtient le signal du temps $\Delta\beta(t)$ et $\Delta B(t)$ dans la variation annuelle de vitesses (Figure 2.8) :

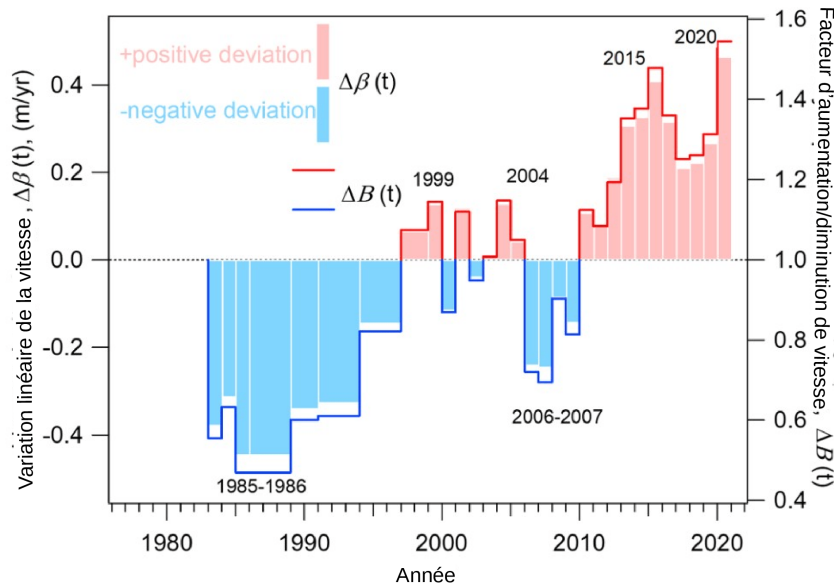


FIGURE 2.8 – Variations de vitesse par rapport à la variable temps (t) valables pour tous les points de mesure au glacier rocheux de Laurichard entre 1984 et 2020. Les composantes $\Delta\beta(t)$ et $\Delta B(t)$ sont calculées selon les deux modèles de décomposition de la variance du vitesse (équations (2.1) et (2.2)) et représentent le signal temporel dans la variation des vitesses de surface (Thibert & Bodin, 2022).

Ces diagrammes montrent la tendance d'accélération des déplacements surfaciques au glacier rocheux de Laurichard en fonction du temps depuis les années

1980. Pendant la dernière décennie, deux pics remarquables de vitesse en 2015 et en 2020 correspondent à des années exceptionnellement chaudes. A l'échelle du glacier rocheux, ce signal temporel ($\Delta\beta(t)$ et $\Delta B(t)$) fournit actuellement la meilleure estimation possible de la vitesse de surface en réponse aux forçages externes, notamment le changement climatique (Thibert & Bodin, 2022).

Afin de mieux comparer l'évolution des vitesses surfaciques avec les variations de la température à Laurichard, les anomalies de température ΔT et les anomalies du signal temporel dans les vitesses surfaciques selon le modèle linéaire $\Delta\beta$, ainsi que leurs moyennes glissantes sur trois années, ont été représentées dans la Figure n°2.9.

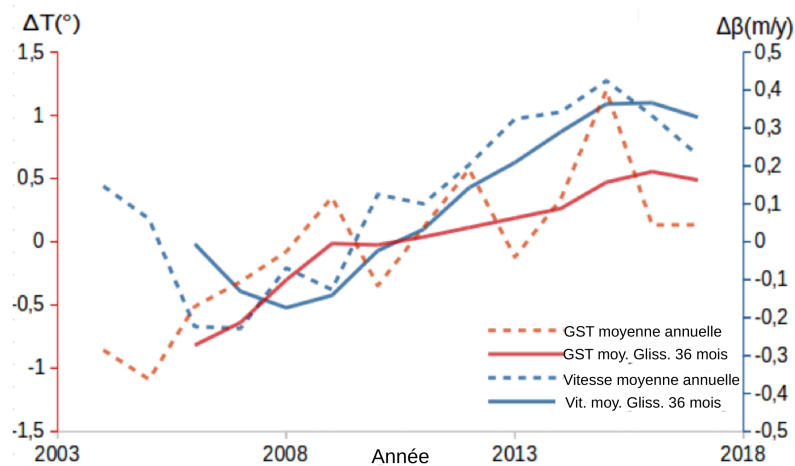


FIGURE 2.9 – La valeur des anomalies de température ΔT , en ligne rouge discontinue, et des anomalies de vitesses de surface $\Delta\beta$, en ligne bleue discontinue, entre 2004 et 2017. Le lissage sur 3 ans est représenté par les lignes continues (s. Melki, 2021).

Les valeurs d'anomalies année par année montrent une accélération continue de l'écoulement du glacier rocheux de 2005 à 2015, alors que les anomalies annuelles de température surfacique présentent des changements irréguliers pendant la même période. Ces dernières incorporent l'influence thermique de divers facteurs à la limite de la surface de la forme, entre autres, celle des précipitations solides.

En admettant que les déplacements de matière mesurés en surface sont le résultat du fluage du corps du glacier rocheux contenant de la glace, et que la température est un facteur principal dans la dynamique des glaciers rocheux, l'augmentation des vitesses surfaciques provient probablement de la tendance globale au réchauffement ressentie au niveau du permafrost. Comme expliqué dans la section 2.1.1, en allant en profondeur de la structure, les fluctuations "rapides" de température sont moins influentes que la tendance à plus long terme. Cette approche est bien identifiable sur les moyennes glissantes sur trois années des anomalies de température et de vitesses surfaciques représentées par les lignes continues sur la Figure n°2.9. Sur l'ensemble de l'intervalle d'étude, les anomalies de température glissantes forment une courbe strictement croissante avec des variations de pente. Cet accroissement est en corrélation avec l'augmentation des anomalies de vitesses glissantes depuis 2008. Un petit minimum au début de l'intervalle, qui correspond à des températures antérieures plus faibles, suggère un temps de décalage entre les variations de température et celles de la vitesse surfacique à Laurichard. Afin de quantifier cette corrélation entre les anomalies de la vitesse mesurée et les variations de températures surfaciques et calculer le temps de décalage éventuel, la section suivante présente une étude statistique menée sur la base de données de vitesses et de températures mesurées au glacier rocheux de Laurichard.

2.2 Corrélations entre la vitesse de fluage de surface et la température de surface

Les conditions thermiques superficielles et les variations relatives de température en profondeur ainsi que l'infiltration de l'eau de fonte sont d'une importance particulière dans la dynamique des glaciers rocheux (Staub, 2015). Ceci a été vérifiée sur plusieurs glaciers rocheux suisses à travers une méthode d'analyse statistique qui sert à caractériser les mouvements surfaciques de ces reliefs en considérant les variations de température (anomalies) par rapport à des valeurs de référence. Dans cette partie, nous utilisons cette méthode en exploitant des outils numériques qui servent à traiter les données de vitesses surfaciques et des mesures de températures en surface pour en extraire la relation entre les anomalies cinématiques (i.e. accélération ou décélération) et les variations thermiques (i.e. réchauffement ou refroidissement) à partir d'une valeur référente moyenne. Cette caractérisation se fait par un «décalage temporel» représentant le « temps » nécessaire pour que l'anomalie de l'onde de température pénètre dans le glacier et contrôle le comportement cinétique au niveau de la zone de cisaillement. Ce décalage temporel, appelé dans la suite T_{lag} , est recherché sur une durée d'influence de 1 à 36 mois maximum, appelée fenêtre, donnée par la meilleure corrélation de coefficient R^2 entre les anomalies de vitesses, pour un mois donné, et les anomalies de température correspondantes.

2.2.1 Méthodes et hypothèses

La méthode se base sur une hypothèse de couplage thermo-mécanique qui suppose un contrôle climatique dans la cinétique des glaciers rocheux et fournit ainsi une caractérisation de la corrélation entre les variations de températures et de vitesses surfaciques à partir des mesures in situ. C'est au niveau du plan de cisaillement que 50 à 95% de la déformation totale, mesurée en surface, a lieu (L. Arenson et al., 2002; Wagner, 1992). Les variations de l'activité cinématique sont supposées être donc en corrélation avec les variations de la température du corps du glacier rocheux GT à la profondeur de cette couche de cisaillement (Staub, 2015).

Le manque de sondages profonds dans les glaciers français, pour la mesure de la température dans le corps du glacier rocheux dans la plupart des sites, a conduit Staub (2015) à proposer, dans un premier temps, la relation (2.3) qui sert à estimer les anomalies de température au niveau de la couche de cisaillement (GT_{synt}) en se basant sur les données de température en surface. Les températures surfaciques mensuelles (GST_{month}) ainsi que la moyenne mensuelle de référence sur la période de calcul (GST_{month_ref}) ont été utilisées dans cette relation comparable à une moyenne glissante qui prend en compte une fenêtre d'influence n et un temps de décalage T_{lag} :

$$GT_{synt} \cong \frac{1}{n} \sum_{-T_{lag}}^{n-T_{lag}} (GST_{month} - GST_{month_ref}) \quad (2.3)$$

En cherchant à valider cette relation avec des données de température en profondeur prélevées dans quelques glaciers rocheux suisses, Staub (2015) à obtenu un $T_{lag} \leq 12$ mois lorsque le plan de cisaillement est estimé être à 15 m de la surface et $1 \text{ an} \leq T_{lag} \leq 2 \text{ ans}$ lorsque le plan de cisaillement est estimé être à une profondeur de 30 m. La valeur de 24 mois va être ainsi utilisée comme valeur limite de T_{lag} . L'exemple de validation a montré également une légère perturbation de la corrélation entre GT_{synt} et GT observées, lorsque les glaciers sont proches du point de fusion. Ceci est peut être dû aux changements de phase. Toutefois, comme des quantités accrues d'eau liquide peuvent provoquer une accélération des déplacements surfaciques des glaciers rocheux (Delaloye, Lambiel, & Gärtner-Roer, 2010), les variations de GT_{synt} proches de $0^{\circ}C$ obtenues avec cette méthode peuvent donner une meilleure description des variations du fluage des glaciers rocheux (Staub, 2015).

Ensuite, les vitesses de surface mesurées et l'équation exponentielle (2.4) qui décrit la relation thermo-mécanique selon le modèle d'L. Arenson et al. (2002), ont été utilisées pour calibrer le décalage temporel optimal T_{lag} et la fenêtre d'influence n de la relation (2.3).

$$v = a.e^{b.GT_{synt}} \quad (2.4)$$

a,b sont des paramètres variables ajustés itérativement. L'algorithme numérique de

Staub (2015) permet de retenir l'équation optimale, dans laquelle les vitesses de fluage observées sont les plus fidèlement reproduites avec l'équation (2.4) et GT_{synt} correspondante. Un coefficient de corrélation $R^2 \geq 0,99$ a été obtenu sur 37 des 169 points analysés avec cette méthode sur des glaciers rocheux suisses. Seulement 1% de ces données ont présenté une faible réponse thermique avec $R^2 \leq 0,5$. Les vitesses de la zone centrale dans les lignes d'écoulement des glaciers rocheux étaient les plus utilisées car elles présentent des déplacements plus réguliers avec moins d'influence des effets de bord (Staub, 2015).

L'application de cette approche au glacier rocheux du Laurichard (avec les mesures de température effectuées aux points de surface LA1, LA3 et LA5 et pour le profil longitudinal des points de vitesses L1 à L17) pourra permettre de trouver la réponse cinématique aux conditions météorologiques à court terme dans ce glacier rocheux et évaluer ainsi leur importance.

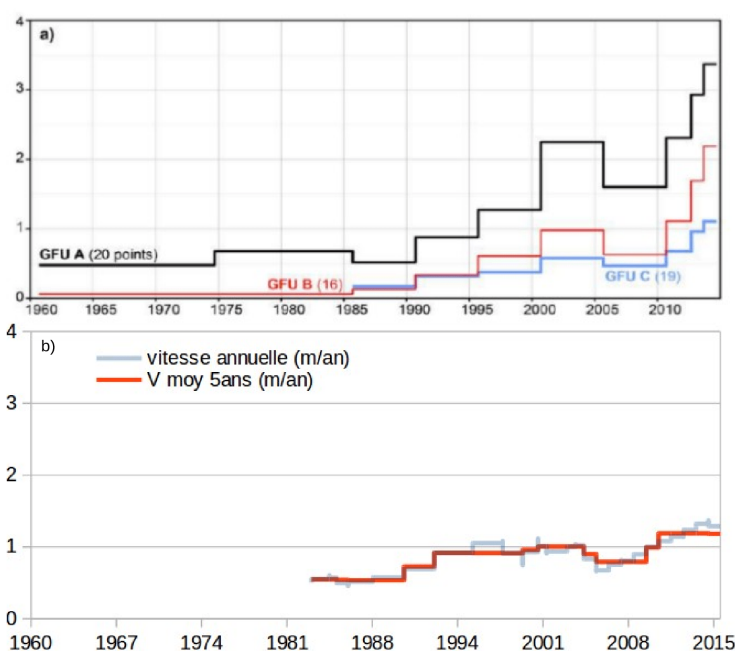


FIGURE 2.10 – Vitesse surfacique moyenne annuelle de a) trois glaciers rocheux du site Gummi en suisse entre 1960 et 2015 (Staub, 2015) et b) glacier rocheux de Laurichard situé dans les alpes françaises entre 1983 et 2015.

La similarité des variations de vitesses surfaciques, ainsi que leur ordre de grandeur présentée dans la Figure n°2.10 entre le glacier rocheux de Laurichard et

les sites utilisés dans l'étude de Staub (2015) confirme la possibilité d'adapter cette méthode.

2.2.2 Résultats et interprétations

Un outil numérique développé par Staub (2015) a été utilisé dans cette étude, avec quelques modifications qui permettent d'utiliser le code avec toutes les combinaisons possibles entre les points de mesure des données de vitesse (L1 à L17) d'une part, et les capteurs de températures en différents altitudes du glacier rocheux de Laurichard (LA2, LA5 et LA3) de l'autre part. Pour chaque cas, on obtient le coefficient de corrélation optimale R^2 , ainsi que la fenêtre d'influence n et le temps de décalage $Tlag$ correspondant. L'algorithme calcule le coefficient de corrélation correspondant à l'ajustement des coefficients a et b de la loi (2.4) avec les données de vitesse disponibles d'une part, en relation les températures GT_{synt} (relation 2.3) calculées à partir des températures des capteurs LA i mois par mois d'autre part. GT_{synt} nécessite de déterminer une durée (fenêtre) d'influence de n mois, cette dernière pouvant démarrer $Tlag$ mois avant le mois de référence de température choisi (un exemple précis est donné en fin de partie). Le tableau 2.2 présente les résultats obtenus sur une série de données de dix ans (durée maximale d'utilisation de la méthode) et qui correspondent aux corrélations optimales entre les anomalies de températures et les variations de vitesses surfaciques selon le modèle d'L. Arenson et al. (2002) pour le couplage thermo-dynamique dans les sols gelés et la relation (2.3) proposée par Staub (2015) pour le calcul de GT_{synt} .

TABLE 2.2 – Valeurs, en mois, du décalage temporaire $Tlag$ et de la fenetre d’influence n correspondants à la meilleure corrélation entre anomalies de températures et variations de vitesses surfaciques, pour les 3 capteurs de température (LAI) et chaque bloc de suivi des déplacements (Li) sur le glacier rocheux de Laurichard entre 2004 et 2014. Cette période représente les valeurs les plus régulières et complètes.

	L17	L16	L15	L14	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L12	L13
Tlag (mois)																	
LA2	10	2	10	10	2	7	2	2	7	10	2	2	2	2	2	2	3
LA5	9	9	9	9	8	5	5	7	5	5	5	5	4	5	5	7	4
LA3	10	10	10	10	7	8	3	3	7	8	6	7	6	7	7	8	6
n (mois)																	
LA2	16	23	14	14	23	18	33	33	16	36	33	33	33	33	33	23	21
LA5	18	17	18	17	18	21	21	32	20	21	21	21	22	21	21	19	23
LA3	16	16	14	16	19	30	35	35	31	30	32	31	32	31	31	17	31

Ces valeurs correspondent à des coefficients de corrélation sur l’ajustement de la loi (2.4) qui varient entre 0.51 et 0.95 avec les différentes combinaisons possibles issues des capteurs de température. Le capteur de température LA5 présente les valeurs de R^2 les plus élevées, illustrées dans le tableau suivant :

TABLE 2.3 – Coefficient de corrélation R^2 , et coefficients a et b d’ajustement à la loi thermomécanique correspondants aux anomalies de température du capteur LA5 et aux vitesses surfaciques sur le profil longitudinal du glacier rocheux de Laurichard (S. Melki et al., 2021).

Li	L13	L12	L11	L10	L9	L8	L7	L6	L5	L4	L3	L2	L1	L14	L15	L16	L17
R^2	.78	.88	.92	.90	.95	.93	.92	.91	.94	.85	.88	.91	.91	.90	.79	.79	.78
a	99.5	100.5	102.5	101.5	106.2	102.2	101.5	104.5	104.9	100.7	104.9	104.8	112.0	114.4	107.5	115.1	129.7
b	0.701	0.405	0.476	0.410	0.475	0.442	0.403	0.349	0.524	0.396	0.328	0.410	0.390	0.464	0.451	0.436	0.554

Les blocs de suivi de vitesse surfacique sont arrangés dans le tableau 2.3 par ordre d’altitude croissante (L1 à L17). C’est la zone centrale du glacier rocheux qui présente le coefficient de corrélation le plus élevé : on a donc la meilleure adéquation entre les anomalies de températures, et les déformations de surface ajustées par la loi puissance (2.4) La même observation a été faite par Staub (2015) sur les glaciers rocheux suisses testés par cette méthode. En fait, cette partie de la forme représente des mouvements plus réguliers compte tenu de sa pente plus importante permettant de masquer des effets de bords, ou de constitution, ou topographique (fraction volumique de particule tres élevée, changement de pente entrainant un eventuel freinage, epaisseur ...) ayant moins de source de variabilité.

Afin de mieux comprendre comment fonctionne l'algorithme, le paragraphe suivant explique pour le bloc et le capteur fournissant le meilleur coefficient de corrélation, ce qui est déterminé : à savoir a , et b de la relation 2.4, ainsi que $Tlag$ et n permettant de calculer les anomalies GT_{synt} moyennées sur n mois, entre les mois $(-Tlag)$ et $(n+Tlag)$. L'algorithme optimise donc la recherche des meilleurs GT_{synt} , a et b . Le bloc L9, situé à une altitude d'environ 2475 m dans la zone centrale et la plus raide du glacier rocheux de Laurichard, donne le coefficient de corrélation avec la relation du couplage thermo-dynamique le plus important sur la série de données étudiées. La Figure n°2.11 représente, en nuage de points, les anomalies de vitesses mesurées sur le bloc L9 durant l'intervalle d'étude en fonction des anomalies de température estimées au niveau de la couche de cisaillement GT_{synt} . Ces valeurs sont calculées à partir des températures surfaciques mesurées au capteur LA5 et en utilisant l'équation (2.3). La courbe noire continue représente le meilleur ajustement déterminé par l'algorithme de STAUB sur la relation exponentielle (2.4) qui exprime le couplage thermo-dynamique selon le modèle de L. Arenson et al. (2002). L'équation de cette courbe est notée en rouge sur la figure. Les valeurs des paramètres a et b sont retrouvées par itération numérique et permettent d'écrire :

$$v = 101.3e^{0.494GT_{synt}} \quad (2.5)$$

Un $Tlag$ de 4 mois et une fenêtre d'influence $n=22$ mois correspondent au coefficient de corrélation le plus élevé $R^2=0.953$ dans ce jeu de données et sont les valeurs retenues pour le calcul de GT_{synt} avec la relation :

$$GT_{synt} \cong \frac{1}{22} \sum_{-4}^{18} (GST_{month} - GST_{month_ref}) \quad (2.6)$$

Cette relation donne une estimation significative des variations de température ressenties au niveau de la profondeur du plan de cisaillement sous le bloc L9 et conduisant ainsi jusqu'à 95% des déplacements observés en surface de la forme (Staub, 2015)

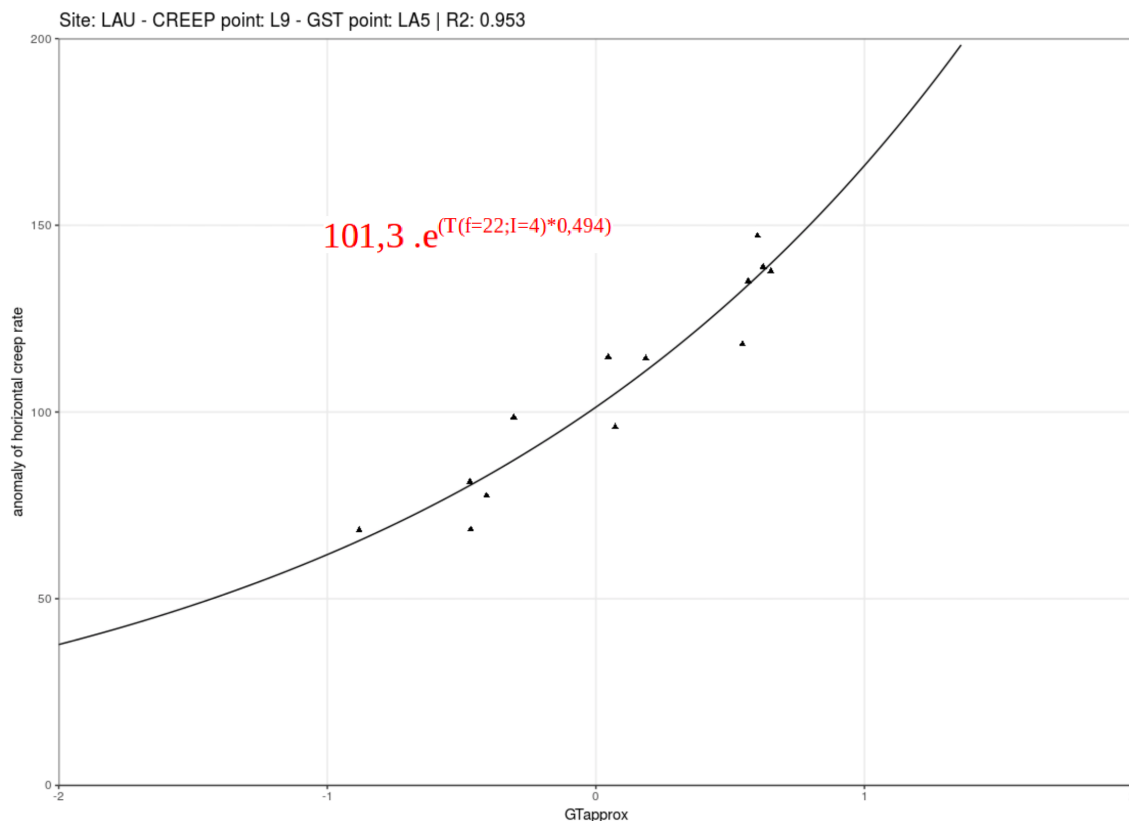


FIGURE 2.11 – Les anomalies de vitesse horizontale en fonction des anomalies de température approximées au plan de cisaillement, calculées avec la méthode de Staub (2015) et représentant la meilleure corrélation entre les données collectées avec le capteur de température LA5 et le bloc de suivi de déplacements surfaciques L9 au glacier rocheux de Laurichard.

Pour les résultats présentés précédemment, la valeur de fenêtre d'influence maximale possible (filter f_{max}) choisie est de 3 ans. Afin d'évaluer l'influence de ce choix, le coefficient de corrélation optimale a été calculé pour trois valeurs de la fenêtre d'influence maximale : 2 ans, 3 ans et 4 ans. L'intervalle des données utilisé est toujours de 10 ans. Les valeurs de R^2 pour ces trois cas sont représentées dans la Figure n°2.12. Le jeu de donnée a été fait sur l'ensemble des blocs de suivi de vitesses surfaciques en comparaison avec les trois capteurs de température situés à la racine, dans la zone centrale, et au niveau de la langue du glacier rocheux de Laurichard.

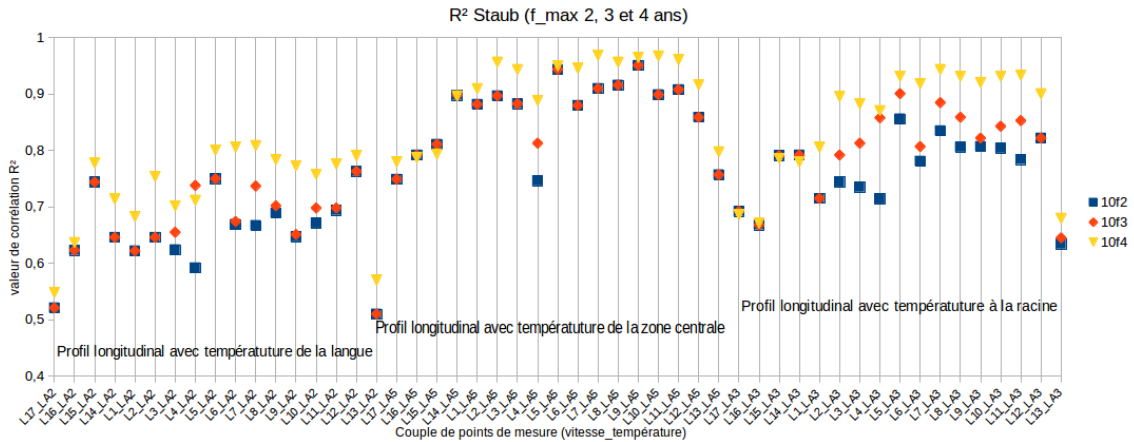


FIGURE 2.12 – Valeurs du coefficient de corrélation optimale R^2 entre les données de vitesses surfacique le long du profil longitudinal et les données de température collectées sur les trois zones d’altitude du glacier rocheux de Laurichard avec trois valeurs différentes de la fenêtre d’influence maximale allant de 2 à 4 ans.

Comme constaté précédemment, les coefficients de corrélation les plus élevés sont obtenus dans la partie centrale de la ligne d’écoulement et avec les températures collectées au capteur LA5 situé à son tour dans la zone centrale du glacier rocheux de Laurichard. Cinématiquement, les mouvements de surface dans cette zone sont les plus importants, les plus réguliers et les plus en concordance avec les anomalies de température. Climatiquement, c’est la zone la moins influencée par la discontinuité ou l’abondance de la couverture neigeuse en contrairement à la langue et à la racine de la forme. La recherche des paramètres lorsque l’on utilise une durée maximale possible de 2 ou 3 ans n’influence quasiment pas les valeurs de R^2 dans cette zone : les maximum mathématiques sont superposés aussi bien pour le $Tlag$ (5 mois) que pour n (21 mois) , et même à $f_{max}=36$ mois, les fenêtres d’influences n trouvées sont inférieures à 24 mois (voir tableau 2.2). Seule, la valeur $f_{max}=4$ ans donne des valeurs de R^2 plus élevées. Ceci est constaté sur l’ensemble des points présentés dans la Figure n°2.12 et peut être expliqué par deux raisons ; La première pourrait être les artefacts de calcul de l’algorithme car la méthode numérique consiste à faire plusieurs itérations pour pouvoir converger à une solution. La deuxième explication pourrait être l’influence des tendances plus globales à un échelle qui dépasse les trois ans de fenêtre d’influence, voire l’accélération des vitesses surfaciques et le réchauffement climatique. Cette idée suppose que le coefficient de corrélation sur des fenêtres

glissantes plus larges, exprime, non seulement la relation thermo-mécanique qui relie les anomalies annuelles de vitesses et de température, mais aussi la similitude de l'évolution dans le temps des moyennes de températures et de vitesses surfaciques. C'est probablement la raison pour laquelle Staub (2015) a indiqué que son script est utilisable avec f_{max} allant jusqu'à 36 mois comme valeur maximale.

En vue d'extraire des valeurs de fenêtre d'influence n et de temps de décalage T_{lag} qui représentent l'ensemble de la forme, un calcul de densité de probabilité $P(val)$ sur l'ensemble des valeurs obtenues par jeu de données sur le glacier rocheux de Laurichard a été fait. La Figure n°2.13 montre des valeurs de fenêtre d'influence entre 17 et 24 mois plus probables pour les différents f_{max} proposées. Une probabilité relativement dense des valeurs de n proches du nombre de mois maximal pour chaque cas exprime éventuellement l'effet de la tendance globale de l'évolution des séries de données comme expliqué dans le paragraphe précédent. La valeur de $n = 21\text{mois}$ sera retenue pour le glacier rocheux de Laurichard étant la valeur qui regroupe les maximums des densités de probabilité dans ce cas d'étude.

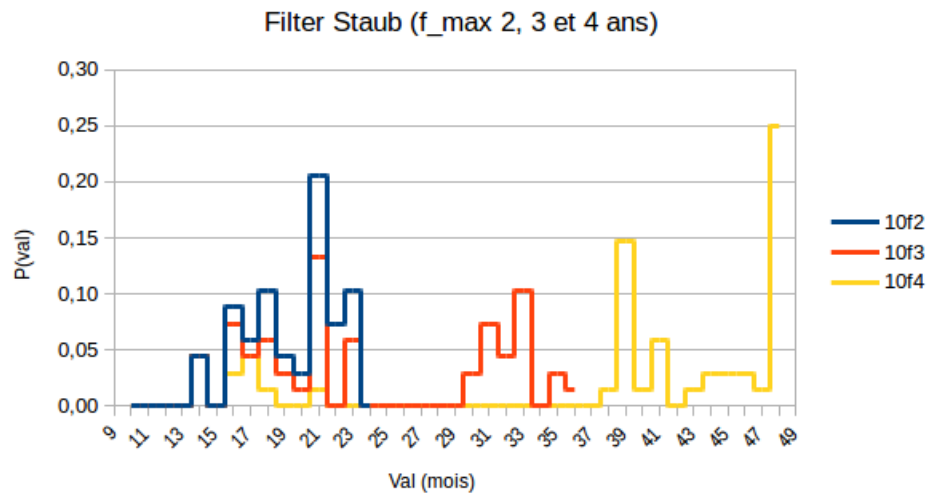


FIGURE 2.13 – Densité de probabilité de chaque valeur de la fenêtre d'influence n sur le glacier rocheux de Laurichard avec trois valeurs de f_{max} .

De la même manière, les densités de probabilité de chaque valeur de T_{lag} sont présentés dans la Figure n°2.14 :

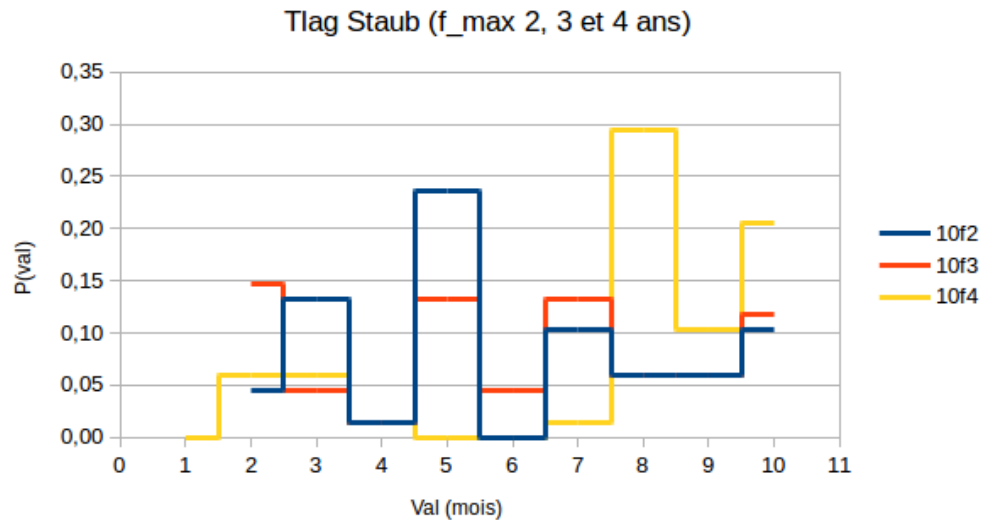


FIGURE 2.14 – Densité de probabilité de chaque valeur du temps de décalage T_{lag} sur le glacier rocheux de Laurichard avec trois valeurs de f_{max} .

La définition de T_{lag} dans la méthode de Staub (2015) suppose que cette valeur représente le temps de décalage entre les variations de température à la surface et celles au niveau du plan de cisaillement. En d'autres termes, c'est le temps nécessaire pour qu'une onde de chaleur reçue à la surface de la glace le pénètre et atteigne la couche du cisaillement. Ce temps de diffusion ne peut dépendre que des caractéristiques thermiques du matériau, voire sa conductivité thermique. Pour cette raison, le maximum de la densité de probabilité pour la fenêtre d'influence maximal de 4 ans sur la Figure n°2.14 est éliminé dans ce cas. La valeur la plus probable de T_{lag} sur le glacier rocheux de Laurichard est donc de 5 mois. Le recours aux caractéristiques thermiques de notre objet d'étude dans le chapitre suivant permettra de valoriser cette grandeur.

Conclusion

L'analyse des mesures de température et de vitesse de surface du glacier rocheux de Laurichard montre une évolution similaire de ces deux variables au fil du temps, avec des valeurs maximales survenues au cours de la dernière décennie. L'étude de corrélations avec la méthode de Staub (2015) suppose un T_{lag} moyen de 5 mois, entre les variations de température en surface GST , et celles au niveau du plan de cisaillement GT_{synt} . Ces dernières influencent environ 95% des vitesses observées en surface à Laurichard. Cette étude confirme également la pertinence du couplage thermo-mécanique avec une loi de puissance de type Glen (1955). Le coefficient de corrélation entre la vitesse calculée avec cette loi en utilisant la température GT_{synt} , reconstituée à partir des températures surfaciques, et la vitesse correspondante mesurée en surface du glacier rocheux de Laurichard atteint 0.95 au niveau du bloc L9. Cette méthode statistique devient moins pertinente quand la fenêtre d'influence maximale dépasse 36 mois. Cependant, en observant l'évolution spatiale du champ de vitesse le long de la ligne d'écoulement de ce glacier rocheux, et avec l'hypothèse simplificatrice faite d'une diminution linéaire de la température avec l'altitude des blocs, nous concluons que sa géométrie et sa structure interne à chaque niveau de bloc ont une influence significative sur la variation de vitesses surfaciques. En effet, les valeurs des coefficients ajustés au mieux sont toutes différentes. Comme énoncé précédemment, le coefficient a intègre la contrainte appliquée en cisaillement soit la masse volumique, le pourcentage de particules (via l'exposant de la loi selon Aronson, et la masse volumique), la pente moyenne, ainsi que l'épaisseur sous réserve d'avoir un plan de cisaillement au niveau du substratum ; le coefficient b , quant à lui intègre l'énergie d'activation équivalente. Cette dernière, pour la glace pure, est déjà admise comme non constante à l'approche de 0° . On admet couramment qu'elle est double de celle de la glace à -10°C Glen (1955). En particulier, la pente, la profondeur, le coefficient de la forme de la section et la teneur en chaque constituant, qui n'ont pas été mesurés avec précision à Laurichard, seront estimés théoriquement, selon plusieurs scénarios possibles dans les prochains chapitres.

3 Troisième chapitre :

Caractérisation des paramètres thermo-physiques du glacier rocheux de Laurichard et perspectives en modélisation numérique sur ELLIPSIS

Introduction

Le mélange constituant le corps du glacier rocheux se caractérise par son hétérogénéité et la présence des trois états de phase : glace et débris rocheux solides, eau liquide et air. L'évaluation des transferts thermiques entre la surface et les couches mobiles ainsi que leur impact sur la dynamique de cette forme nécessite une évaluation des propriétés thermo-physiques du mélange, qui sont méconnues dans ce cas d'étude. En particulier, la diffusivité thermique et la viscosité effective sont deux grandeurs caractéristiques du couplage thermo-dynamique et mécanique dans la rhéologie des sols gelés. Dans ce chapitre, ces deux paramètres sont estimés en se basant sur différentes propositions de la littérature pour les matériaux composites ainsi que quelques données collectées au glacier rocheux de Laurichard, en terme de proportion des constituants physiques. Les méthodes analytiques utilisées substituent le manque de essais expérimentaux physiques nécessaires à la modélisation de l'objet d'étude. De plus, le calcul inverse permet, à travers ces paramètres, d'estimer la profondeur de la couche active et du plan de cisaillement ainsi que la température interne du corps du glacier rocheux sans faire appel à des techniques de forage coûteuses. Toutes ces caractéristiques thermo-physiques sont utilisées ensuite dans

la modélisation numérique de la rhéologie du glacier rocheux. Pour ce faire, nous aurons recours à un code de calcul Ellipsis développé au laboratoire 3SR.

Dans la première section de ce chapitre, nous présentons les différentes approches et hypothèses qui ont permis d'estimer la diffusivité thermique équivalente du glacier rocheux de Laurichard, ainsi que l'étude inverse pour déterminer, notamment, l'épaisseur de la couche active correspondante. Ensuite, dans la deuxième section du chapitre, une démarche analytique, qui combine différentes approches de la littérature, nous a permis d'estimer l'évolution temporelle et spatiale de la viscosité effective du glacier rocheux de Laurichard entre 1984 et 2021. Le couplage thermodynamique considéré dans cette étude permet de reconstruire ainsi les températures internes de cet objet géomorphologique. Nous présentons, dans la dernière section de ce chapitre, la méthode de calcul spécifique dans le code de calcul Ellipsis, ainsi que le modèle utilisé pour représenter la rhéologie des glaciers rocheux. Nous abordons à la fin les opérations appliquées aux données du glacier rocheux de Laurichard afin de les ajuster au modèle existant dans le code et la présentation des premiers résultats.

3.1 Détermination des conductivité et diffusivité thermiques

Le corps d'un glacier rocheux est souvent en équilibre plus ou moins stable avec les conditions thermiques extérieures. Des variations importantes du climat peuvent bousculer cet équilibre et le matériau recherche ainsi un nouvel état de stabilité. Le temps de ce processus est fortement déterminé par la diffusivité thermique qui joue un rôle important dans la réponse aux changements thermiques et climatiques. En particulier, lorsque cette dernière est faible, le pergélisol aura une inertie thermique à la fusion (Trombotto & Borzotta, 2009). Pour le glacier rocheux de Laurichard, la diffusivité thermique est estimée dans la suite par une méthode analytique en raison de l'absence d'essais in-situ connu sur le Laurichard. Par ailleurs, la conductivité thermique est calculée avec deux relations proposées dans la littérature pour les mélanges multiphasiques, en estimant la fraction des 4 constituants possibles (eau, air, glace, particules) du glacier rocheux sur la base de la seule donnée estimée connue, sur le glacier rocheux de Laurichard, à savoir : le pourcentage de glace (ω_i). Cette donnée joue un rôle important dans la caractérisation de ce matériau.

3.1.1 Méthode analytique pour l'estimation de la conductivité et de la diffusivité thermiques d'un glacier rocheux

Le transfert de chaleur par conduction est généralement responsable de la plus grande partie des échanges thermiques totaux dans le sol (Williams & Smith, 1989). Dans cette étude, la conduction est considérée ainsi comme le mode de transfert thermique principal entre la surface et le corps du glacier rocheux. La convection et le rayonnement sont négligés. La théorie de la conduction consiste à un transfert de chaleur sans déplacement de la matière et repose sur la loi de Fourier (1807) qui donne l'expression de la densité de flux de chaleur $\vec{\varphi}$, en fonction de la conductivité thermique K et du gradient de température interne du milieu T :

$$\vec{\varphi} = -K \cdot \overrightarrow{\text{grad}}(T) \quad (3.1)$$

La conservation d'énergie dépend étroitement des propriétés thermophysiques. Le glacier rocheux est simulé, dans cette étape, comme un milieu semi-infini, "homogène", isotrope, et sans source interne de chaleur. L'équation de la chaleur s'écrit ainsi sous la forme suivante :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (3.2)$$

D étant la diffusivité thermique du milieu qui s'exprime en [m²/s]. Pour les sols gelés, sa valeur varie entre $1.1 \cdot 10^{-6}$ m²/s et $1.6 \cdot 10^{-6}$ m²/s dans le corps du pergélisol et elle est d'environ $0.17 \cdot 10^{-6}$ m²/s au niveau de la couche active selon des mesures basées sur des forages instrumentés (Correia, Vieira, & Ramos, 2012; Trombotto & Borzotta, 2009). Dans le cas du glacier rocheux de Laurichard, le manque de données en profondeur nous amène à adopter une méthode purement analytique pour l'estimation de cette grandeur. L'équation (3.3) donne l'expression de la diffusivité thermique D en fonction de la conductivité thermique du milieu λ , sa densité ρ et sa capacité thermique massique à pression constante C_p :

$$D = \frac{K}{\rho \times C_p} \quad (3.3)$$

Nous admettons que ce milieu est un mélange de débris rocheux granitiques (entre 10% et 50%), de glace (de 30% à 70%), d'eau liquide et d'air (Monnier & Kinnard, 2016). Ses caractéristiques thermiques sont à déterminer en tenant compte des propriétés de chaque composant ainsi que son apport dans le mélange. En particulier, la conductivité thermique est calculée selon deux modèles utilisés pour des mélanges similaires à la structure des glaciers rocheux :

Modèle de Williamson (1972) en assimilant , comme l'a proposé L. U. Arenson et Palmer (2005), le mélange de matériaux constituant un glacier rocheux à un asphalte routier suivant la formule :

$$k_{Will} = (k_a)^m \cdot (k_b)^n \cdot (k_v)^p \cdot (k_w)^q \quad (3.4)$$

k_{Will} est la conductivité thermique du mélange, k_a , k_b , k_v et k_w sont les conductivités thermiques des constituants et m , n , p , q leurs fractions volumiques

correspondantes qui donnent une somme de 1. La conductivité thermique du mélange d'asphalte est élaborée en fonction de celles des composants ;agrégats, liant d'asphalte visqueux, air et eau liquide. Ces composants sont similaires dans leurs caractéristiques physiques à ceux d'un glacier rocheux. L'analogie entre ces deux mélanges peut ainsi être pertinente comme le suggèrent L. U. Arenson et Palmer (2005).

Modèle fondamental de Maxwell–Eucken (ME1) pour les mélanges à deux phases ; l'une continue et l'autre dispersée. Cette méthode est valable pour des sphères dispersées au hasard dans une matrice continue. Elle n'a pas de signification physique au-dessus d'une fraction volumique de phase dispersée de 74% (Wang, Carson, North, & Cleland, 2008). La formule pour déterminer la conductivité équivalente K d'un mélange de ce type est la suivante :

$$K_{ME1} = \frac{k_1 \cdot v_1 + k_2 \cdot v_2 \cdot \frac{3k_1}{2k_1 + k_2}}{v_1 + v_2 \cdot \frac{3k_1}{2k_1 + k_2}} \quad (3.5)$$

avec k_1 , k_2 les conductivités thermiques et v_1 , v_2 les fractions volumiques correspondantes. Le matériau 1 représente la phase continue et le matériau 2 la phase dispersée du mélange. Pour appliquer ceci au mélange "glacier rocheux" constitué de quatre éléments, on recourt à un calcul par étapes ; Dans un premier temps, l'élément supposé le plus présent dans la structure est choisi comme matrice continue, nommé matériau 1 dans la formule. Dans le cas du glacier rocheux de laurichard, c'est généralement la glace qui constitue le pourcentage le plus élevé dans le mélange. Toutefois, quelques zones en bas de la forme présentent une quantité de débris rocheux plus importante que le reste des constituants. Afin de respecter au mieux la limite de 74% entre la phase dispersée et la phase continue, nous choisissons ensuite le composant le moins présent dans le mélange, souvent l'air, pour jouer le rôle du matériau 2. Une fois la conductivité thermique équivalente K' de ces deux constituants est calculée, nous considérons ce mélange comme une seule phase continue M' , à laquelle est rajoutée une phase dispersée du troisième constituant, deuxième moins présent, qui est l'eau selon les hypothèses expliquées dans la section 3.1.2. Nous

calculons la conductivité thermique équivalente K'' avec la formule (3.5) en utilisant K' comme conductivité thermique du matériau 1 ainsi que la fraction volumique correspondante. La dernière étape consiste à utiliser la conductivité thermique équivalente K'' pour le mélange des trois premiers constituant M'' qui servira à représenter le matériau 1 dans la formule de Maxwell–Eucken. Le matériau 2 est le dernier constituant restant, soit les débris rocheux ou la glace selon la zone du glacier étudiée. Ce dernier représente ainsi la phase dispersée et permet de calculer une conductivité thermique équivalent totale du mélange constituant le corps du glacier rocheux notée K_{eq} .

Pour calculer analytiquement la diffusivité thermique équivalente du matériau, il est nécessaire d'estimer en plus sa capacité calorifique massique globale C_p . Cette grandeur dépend de la quantité de matière, sa valeur équivalente pour un mélange de masse totale M est donc calculée selon une loi de mélange massique valable pour les composites multiphasiques :

$$C_p = \frac{\sum_i m_i \cdot C_i}{M} \quad (3.6)$$

i se réfère aux constituants du mélange (glace, granite, eau ou air), m_i la masse, et C_i la capacité calorifique massique correspondante de cet élément (Liu, Lu, & Tang, 2012; Zhao, Jiang, Dai, Zhou, & Ni, 2020). Pour passer aux fractions volumiques, la capacité thermique d'un volume V du mélange peut être écrite sous la forme suivante :

$$C_p = \frac{\sum_i \rho_i \cdot V_i \cdot C_i}{\rho \cdot V} \quad (3.7)$$

ρ est la masse volumique équivalente du mélange qui peut être calculée avec une loi de mélange classique, ρ_i la masse volumique de chaque constituant i , et $\frac{V_i}{V}$ la fraction volumique correspondante notée dans la suite v_i . La relation (3.3) pour le calcul de la diffusivité thermique équivalente du mélange D_{eq} peut être ainsi écrite sous la forme suivante :

$$\mathbf{D}_{\text{eq}} = \frac{\mathbf{K}_{\text{eq}}}{\sum_i \rho_i \cdot \mathbf{C}_i \cdot \mathbf{v}_i} \quad (3.8)$$

Avec K_{eq} la conductivité thermique équivalente calculée dans le cas du glacier rocheux de Laurichard par la méthode de Williamson (1972) (équation (3.4)) et celle de Maxwell–Eucken (équation (3.5)). La masse volumique ρ_i et la capacité calorifique C_i de chaque constituant sont des valeurs usuelles issues de la littérature (Tableau n°3.3). Les fractions volumiques v_i sont estimées dans ce cas d’étude selon plusieurs hypothèses développées dans la section suivante. La diffusivité thermique équivalente est ensuite estimée analytiquement.

3.1.2 Hypothèses sur le mélange et valeurs usuelles

En l’absence de mesures réelles, la détermination de la composition d’un glacier rocheux peut être obtenue par des estimations plus ou moins arbitraires des experts que sur une approche scientifique rigoureuse (Haeberli, 2000). De plus, les accès qui permettent l’observation de la structure interne des reliefs, qu’ils soit naturels ou à travers des forages, restent rares et très ponctuelle spatialement (Monnier, 2006). Dans ce travail, nous admettons que glacier du Laurichard est un mélange de débris rocheux, avec des teneurs en glace variables, de l’eau non gelée et de l’air (Monnier & Kinnard, 2015). Les lentilles de glace de ségrégation doivent être inter-connectées dans une masse de matériaux plus rigide pour qu’une déformation substantielle se produise (Whalley & Azizi, 1994). La figure n°3.1 montre un schéma représentatif de la composition typique du corps du glacier rocheux (pergélisol). Les particules solides, dans ce cas les débris rocheux, sont enveloppées par un film d’eau liquide et cimentées par la glace. Cette dernière peut contenir des poches d’air ou d’eau et son fluage entraîne la déformation de l’ensemble de la forme.

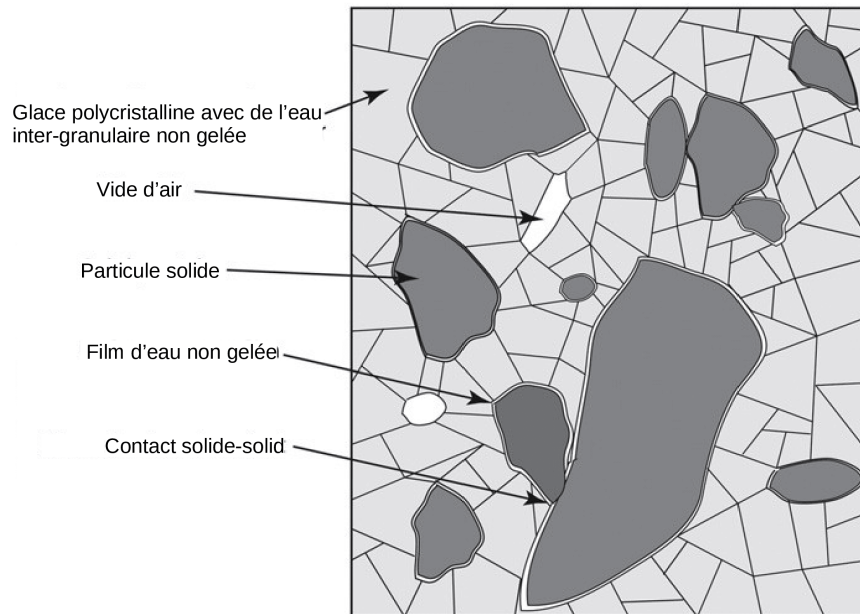


FIGURE 3.1 – Schéma bidimensionnel de la structure d'un pergélisol d'après (Ting et al., 1983; Yamamoto & Springman, 2017)

Sur le glacier rocheux de Laurichard, la teneur en glace, notée dans la suite Gl_Xav , a été estimée à partir de l'analyse des données de tomographie par résistivité électrique (ERT) (Bodin et al., 2009) combinée à des techniques d'extrapolation. Quelques crevasses naturelles permettent d'avoir une observation sur la teneur élevée en glace dans cet endroit (Figure n°1.15). Le long de la ligne d'écoulement, Gl_Xav varie de 30% à 90% (Figure n°3.2). Cette dernière valeur reflète l'existence d'une masse de glace importante dans la racine de cette forme. La langue est moins riche en glace en raison de son altitude plus faible, ce qui implique un état thermique plus tempéré. Ces estimations restent très approximatives, par manque de forage sur ce site jusqu'à présent.

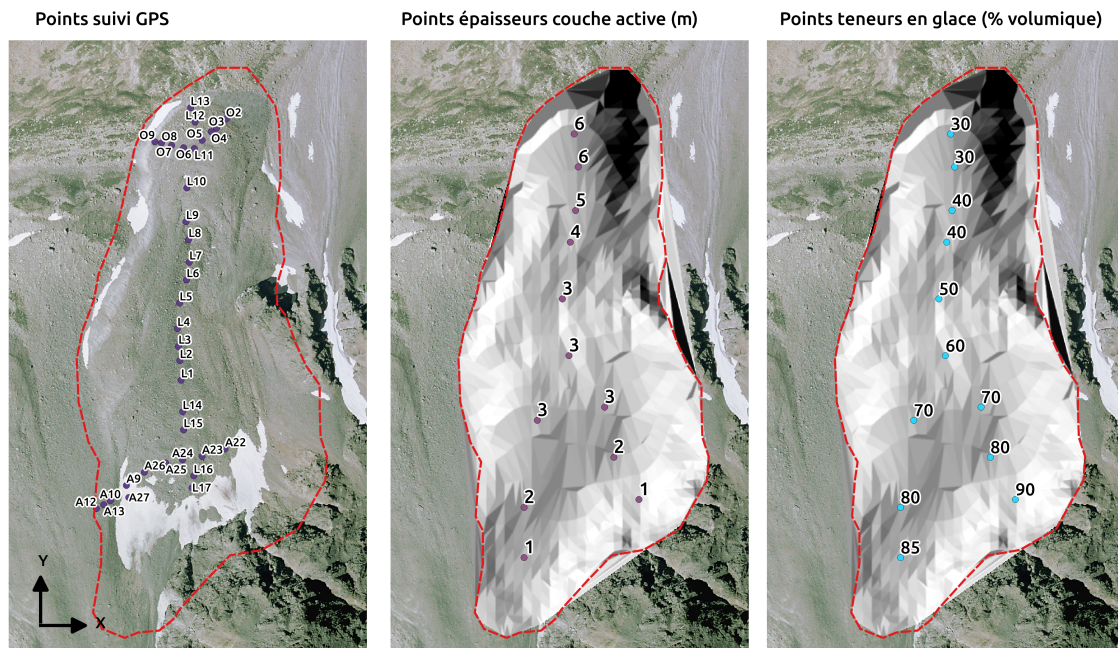


FIGURE 3.2 – Données estimées par extrapolation sur le glacier rocheux de Laurichard. A gauche, la position des blocs suivis par GPS. Au milieu, une estimation de la profondeur de la couche active. A droite, une estimation de la teneur en glace.

Dans cette section, nous nous limitons à l'étude de la zone centrale du glacier rocheux de Laurichard (blocs L1 à L9) dont la teneur en glace ne dépasse pas 70% selon ces estimations.

TABLE 3.1 – Estimations de la quantité de glace ω_i en pourcentage (%) le long de la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard.

Point	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L12	L13	L14	L15	L16	L17
$\omega_i(\%)$	64	61	58	55	51	46	43	40	40	35	30	30	29	70	73	80	82

Les quantités d'eau liquide et de vides (air) sont difficiles à évaluer en l'absence des prélèvements sur le terrain. Nous nous référons ainsi par la suite à quelques mesures effectuées dans des échantillons de forage d'autres glaciers rocheux suisses (L. Arenson et al., 2002; Monnier & Kinnard, 2015), ou sud américains (Arenson & Springman, 2005). La fraction d'air est supposée égale à 7,5% avec une incertitude de $\pm 3\%$ selon Monnier et Kinnard (2015). La même étude estime une quantité d'eau

non gelée entre 19% et 28% de la composition totale des glaciers rocheux étudiés. Ces valeurs sont loin d'être négligeables. Afin d'estimer une distribution variable de ce composant pour chaque position du glacier rocheux de Laurichard, une relation entre la fraction d'eau et celle de la glace est proposée sur la base des données de l'étude de Monnier et Kinnard (2016). La Figure n°3.3 montre la distribution de ces deux constituants pour dix sites d'étude aux Andes chiliennes centrales. Pour une fraction de glace entre 0,25 et 0,8 la courbe de tendance linéaire arbitraire calée sur 10 mesures donne une estimation de la quantité d'eau dans ce type de matériau en fonction de la quantité de glace avec un coefficient de corrélation R^2 de 0,86. En absence de forage et d'échantillonnage sur le glacier rocheux de Laurichard, cette relation peut être pertinente pour la modélisation de la quantité d'eau non négligeable sur des reliefs similaires.

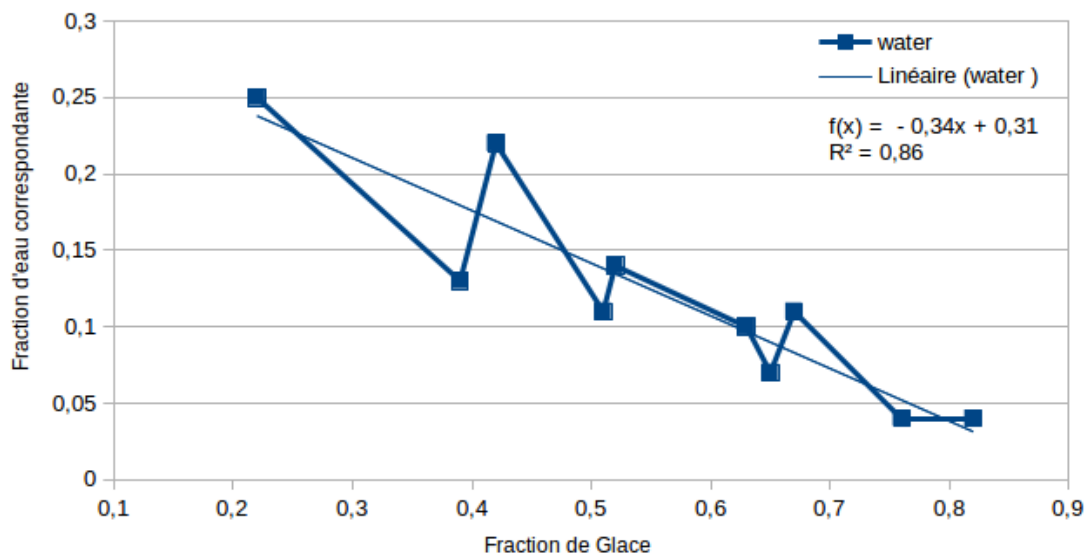


FIGURE 3.3 – Quantités d'eau liquide en fonction des quantités de glace sur dix sites d'étude aux Andes chiliennes centrales récupérées de l'étude de Monnier et Kinnard (2016).

Le lien linéairement décroissant entre la quantité d'eau et celle de la glace est en corrélation avec la théorie de l'eau interstitielle. En fait, plus la quantité de la glace est importante dans le volume à étudier, moins les agrégats sont présents, moins le film d'eau qui les entoure est étendu. La relation (3.9) est donc utilisée pour estimer la quantité d'eau θ_e dans le glacier rocheux de Laurichard en fonction

du pourcentage de glace ω_i présenté précédemment.

$$\theta_e = 0.3 \times (100 - \omega_i) \quad (3.9)$$

L'incertitude existante concernant les quantités relatives de glace, de débris et des fluides du corps des glaciers rocheux, permet de proposer des formulations variables de ce mélange pour le calcul de propriétés thermophysiques : Sept formulations sont proposées pour le cas d'étude du glacier rocheux de Laurichard. La Figure n°3.4 représente six d'entre elles. La septième formulation consiste à considérer un mélange sans air ($\theta_a=0$) tout en adoptant les mêmes relations que M6.

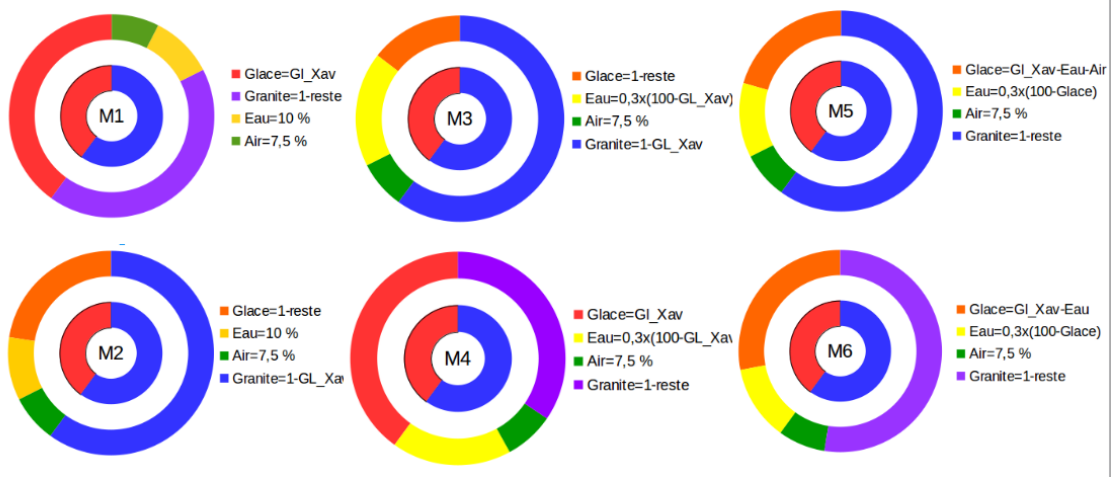


FIGURE 3.4 – Six propositions de formulations pour la quantité de chaque constituant présent dans la composition du glacier rocheux de Laurichard. Ces quantités sont calculées en se basant sur l'estimation du pourcentage de glace par méthodes géophysiques noté Gl_Xav et représentées par l'arc rouge dans le petit anneau.

La fraction de glace Gl_Xav varie entre 40% et 64% selon la position du bloc comme indiqué dans le tableau 3.1. Pour chaque cas, les fractions de granite (débris rocheux), de l'eau et de l'air sont estimés à partir de cette valeur selon ces six méthodes. La première méthode M1 consiste à attribuer des valeurs constantes pour les pourcentages d'eau et d'air qui valent respectivement $\theta_e \simeq 10\%$ (valeur moyenne sur les sites étudiés par Monnier et Kinnard (2016)) et $\theta_a \simeq 7.5\%$. Le pourcentage de glace $\omega_i = Gl_Xav$ et la fraction restante représente celle des débris rocheux granitieux $\theta_g = 1 - reste$. La méthode M2 garde les même valeurs

constantes de θ_e et θ_a que M1 mais considère que $Gl_Xav = \omega_i + \theta_e + \theta_a$, ce qui fait que $\theta_g = 1 - Gl_Xav$. La troisième méthode M3 remplace la valeur constante de la fraction d'eau par la relation (3.9) qui la relie à la proportion de glace en l'estimant égale à $\theta_e = 0.3 \times (100 - Gl_Xav)$. Le reste des quantités de constituants sont calculés de la même manière qu'en M2. La méthode n°4 notée M4 fait la combinaison entre M1 et M3. Les couleurs sur les anneaux expliquent ce regroupement. Les deux dernières méthodes consistent à résoudre un système d'équations qui relie les quatre constituants tout en gardant une valeur fixe de $\theta_a \simeq 7.5\%$. les deux systèmes sont les suivants :

$$M5 \left\{ \begin{array}{l} \omega_i = Gl_Xav - \theta_e - \theta_a \\ \theta_e = 0.3 \times (100 - \omega_i) \\ \theta_a \simeq 7.5\% \\ \theta_g = 1 - (\omega_i + \theta_e + \theta_a) \end{array} \right.$$

Et

$$M6 \left\{ \begin{array}{l} \omega_i = Gl_Xav - \theta_e \\ \theta_e = 0.3 \times (100 - \omega_i) \\ \theta_a \simeq 7.5\% \\ \theta_g = 1 - Gl_Xav - \theta_a \end{array} \right.$$

Cette dernière méthode M6 suppose que l'estimation de Gl_Xav par ERT¹ reflète l'existence de l'eau dans le mélange dans toutes ses phases. Car, les poches d'eau dans la glace ainsi que les films d'eau entourant les grains ne peuvent pas être conductrices si elles ne sont pas inter-connectées. Le reste représente la granite et les vides $1 - Gl_Xav = \theta_g + \theta_a$.

1. ERT : *Electrical resistivity tomography*

Le long de la zone centrale de la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard (L1 à L9), les pourcentages moyens de chaque constituants obtenus par les sept méthodes de formulation du mélange sont présentés dans le tableau 3.2. La valeur moyenne de Gl_Xav sur ces neuf positions vaut $50.8\% \pm 7.6$ mais la différence entre le début et la fin du profil est considérable (64.0% au niveau du bloc L1 et 39.8% à L9).

TABLE 3.2 – Valeurs moyennes (sur la zone centrale du glacier rocheux de Laurichard) des pourcentages de glace ω_i , de débris rocheux θ_g , d'eau θ_e et d'air θ_a estimés par sept méthodes basées sur l'évaluation par ERT de la quantité de glace Gl_Xav .

Méthode	Moyenne ω_i (%)	Moyenne θ_g (%)	Moyenne θ_e (%)	Moyenne θ_a (%)
M1	50.8 \pm 7.6	31.6 \pm 7.6	10	7.5
M2	33.3 \pm 7.6	47.7 \pm 7.2	10	7.5
M3	28.5 \pm 9.9	47.7 \pm 7.2	14.3 \pm 2.1	7.5
M4	50.8 \pm 7.6	25.9 \pm 5.1	14.3 \pm 2.1	7.5
M5	30.2 \pm 9.4	47.7 \pm 7.2	12.7 \pm 1.6	7.5
M6	39.4 \pm 9.4	40.2 \pm 7.2	11.0 \pm 1.6	7.5
M7	50.8 \pm 7.6	36.7 \pm 5.6	11.0 \pm 1.6	0

Ces valeurs présentent une variabilité importante due à l'évaluation arbitraire des fractions des constituants dans le corps du glacier rocheux, du fait que l'on a peu de mesures réelles. Le calcul des paramètres thermo-physiques pour chaque bloc (L1 à L9) permet de donner une estimation encore plus pertinente.

Pour chaque constituant, les propriétés thermiques utilisées pour le calcul de la conductivité et de la diffusivité thermique équivalente du glacier rocheux, sont des valeurs usuelles de la littérature. Le tableau 3.3 présente les valeurs utilisées dans ce travail de thèse.

TABLE 3.3 – Caractéristiques thermiques des constituants (en mauve à 0°C et en orange à 20°C à l'absence de données à 0°C)

	Glace	Granite	Eau	Air
Diffusivité thermique usuelle (m^2/s)	1,20 $\cdot 10^{-6}$	1,18 $\cdot 10^{-6}$	1,50 $\cdot 10^{-7}$	2,00 $\cdot 10^{-5}$
Capacité thermique massique c (KJ/Kg/K)	2,06	0,79	4,217	1,004
Conductivité thermique K (W/m/K)	2,1	2,2	0,6	0,024
Masse volumique ρ (Kg/m ³)	917	2750	999,84	1,292

Le corps du glacier rocheux étant maintenu à des températures négatives très proches de 0°C, les propriétés thermiques équivalentes du matériau doivent être calculées en utilisant les propriétés des constituants à cette température. Toutefois, certains données ne sont pas disponibles ce qui nous amène à utiliser les propriétés disponibles à 20°C. Ceci peut entraîner une inexactitude non connue sur les résultats obtenus ensuite.

3.1.3 Estimation des propriétés thermiques du glacier rocheux de Laurichard

Le calcul de la conductivité thermique équivalente du glacier rocheux de Laurichard est fait sur la base de deux modèles de mélanges multiphasiques. Le modèle de Williamson (1972), utilisant des paramètres corrélatifs, donne une conductivité thermique peu variable par rapport à la méthode d'estimation de mélange sauf pour M7 qui exclut le pourcentage d'air (Figure n°3.5). La valeur moyenne de K_m sur l'ensemble du profil, et sur l'ensemble des méthodologies est de $1.39 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. La conductivité thermique du mélange est ainsi du même ordre de grandeur, mais légèrement plus élevée que celle du granite ou la glace pure et reste dans l'intervalle typique des géomatériaux. Ce modèle donne également des variabilités minimales de la conductivité thermique le long du profil étudié (Figure n°3.6). La présence de la glace avec des quantités irrégulières par rapport à la quantité de débris rocheux influence très peu cette caractéristique thermique, ces deux constituants ayant des propriétés similaires par rapport aux transferts thermiques ($1,20 \cdot 10^{-6}$, et $1,18 \cdot 10^{-6}$ (m^2/s)).

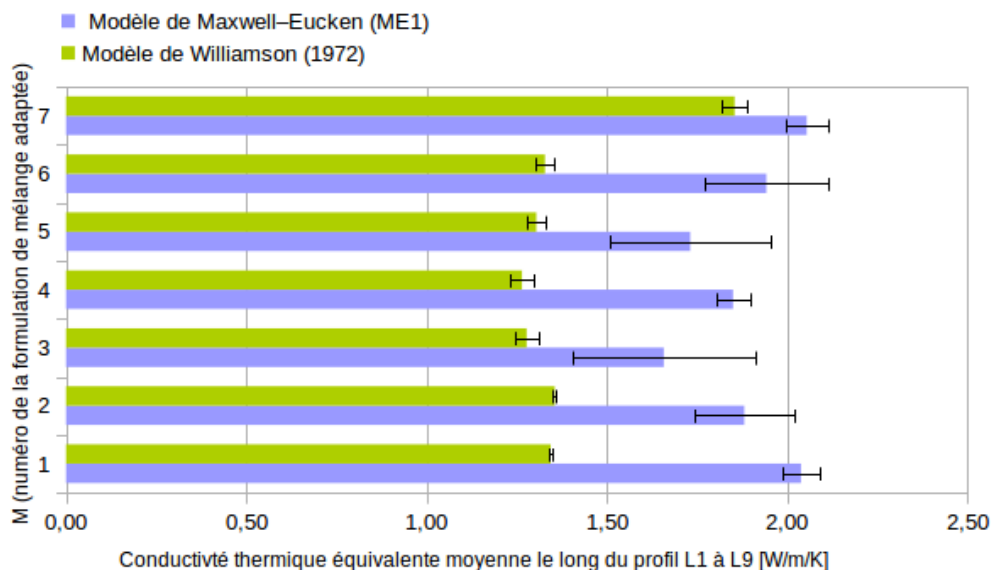


FIGURE 3.5 – Conductivité thermique équivalente moyenne le long du profil L1 à L9 de la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard, calculée selon deux modèles (Maxwell-Eucken et Williamson) pour les sept propositions de la formulation du matériau (M1 à M7). Les barres d'erreur sont relatives à la variabilité le long du profil sur les blocs L1 à L9.

Le deuxième modèle pour le calcul de la conductivité thermique équivalente (Maxwell-Eucken ME1) donne des résultats plus variables avec les formulations de mélange utilisées (Figure n°3.5). Avec les pourcentages de glace ω_i les plus élevés sa valeur atteint $2.1 W.m^{-1}.K^{-1}$ qui correspond à la conductivité thermique de la glace pure. La valeur de cette grandeur qui est plus importante pour la granite est compensée par la présence de l'eau et des vides qui sont moins conducteurs thermiquement. Nous retrouvons ainsi des K_{eq} décroissantes le long de la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard (Figure n°3.6).

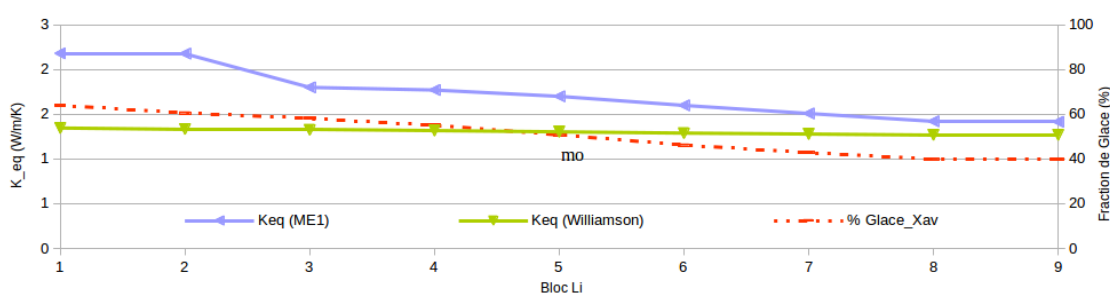


FIGURE 3.6 – Conductivité thermique équivalente le long du profil central du glacier rocheux de Laurichard (L1 à L9) selon une composition du mélange calculée par la méthode M5. La courbe en violet représente la conductivité thermique selon le modèle de Maxwell-Eucken (ME1) et la courbe en vert correspond au modèle de Williamson (1972). Le pourcentage de glace sur le même profil est représenté par la courbe rouge discontinue.

Les deux modèles utilisés donnent des conductivités thermiques équivalentes du glacier rocheux de Laurichard pour la composition M5 qui varient entre 1.3 et $2.1 W.m^{-1}.K^{-1}$ le long de la zone centrale de la ligne d'écoulement. Ces valeurs correspondent à un mélange de glace, de granite, d'eau et de vide d'air avec des pourcentages variables de chaque constituant en se référant à des géomatériaux similaires et à l'estimation de la fraction de glace par ERT. Les résultats sont utilisés ensuite pour le calcul de la diffusivité thermique équivalente selon l'équation (3.8). La Figure n°3.7 présente la variations de la diffusivité thermique équivalente moyenne (selon les formulations M1 à M7) le long du profil L1 à L9 du glacier rocheux de Laurichard. L'écart entre les résultats des deux modèles est important, de l'ordre de 26% par rapport aux valeurs obtenues par le modèle de Maxwell-Eucken, sans toutefois permettre de disqualifier un modèle ou l'autre, compte tenu des variabilités

des différentes proportions des constituants selon les mélanges M1 à M7..

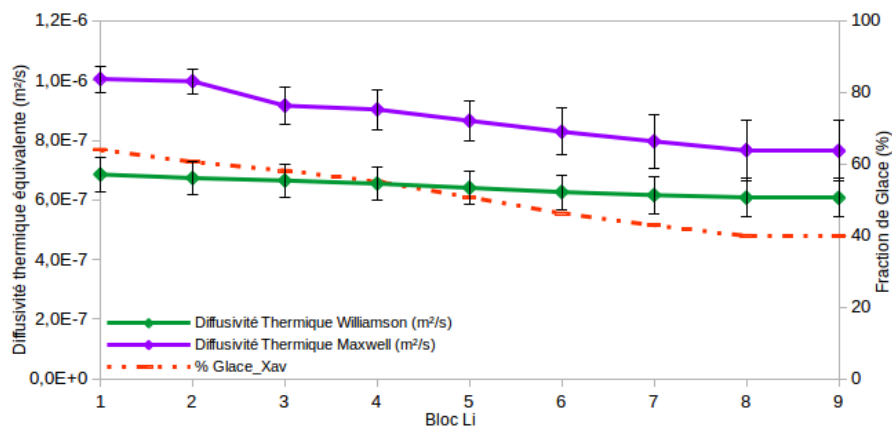


FIGURE 3.7 – Diffusivité thermique équivalente moyenne le long du profil central du glacier rocheux de Laurichard (L1 à L9). La composition du mélange est calculée selon la méthode M5. La courbe en violet représente la diffusivité thermique moyenne calculée avec la conductivité thermique selon le modèle de Maxwell-Eucken (ME1) et la courbe en vert correspond au modèle de Williamson (1972). Le pourcentage de glace sur le même profil est représenté par la courbe rouge discontinue.

La valeur moyenne de la diffusivité thermique équivalente pour le mélange de matériaux constituant le corps du glacier rocheux de Laurichard est de l'ordre de $6.42 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ en utilisant le modèle de Williamson (1972) pour le calcul de la conductivité thermique équivalente. Cette valeur est plus élevée que la diffusivité mesurée en profondeur de certains sols gelés qui était de l'ordre de $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ (Correia et al., 2012). L'utilisation du modèle de Maxwell-Eucken (ME1) pour le calcul analytique de la conductivité thermique équivalente mène à une diffusivité thermique équivalente plus élevée que celle obtenue avec le premier modèle. Le long du profil L1 à L9 de la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard, sa valeur moyenne varie, avec ce deuxième modèle, entre $7.64 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ et $1.01 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. Elle est d'autant plus importante que la glace est plus présente (Figure n°3.7). Dans la suite, la diffusivité thermique, calculée avec le modèle de conductivité thermique équivalente de Maxwell-Eucken (ME1) adapté, servira, théoriquement, à l'estimation de la profondeur du plan de cisaillement du glacier rocheux étudié dans cette thèse. Ceci est fait en utilisant le temps de décalage T_{lag} entre la température en surface et au niveau de la couche de cisaillement calculé dans la section 2.2.

3.1.4 Profondeur de la couche active et du plan de cisaillement

Par définition, la couche active d'un glacier rocheux est sa partie supérieure dans laquelle se manifestent les changements de température saisonnières par un gel en hiver et un dégel en été (S. Harris et al., 1988; S. Muller, 1947). Cette définition peut, sans équivoque, être interprétée en termes de température (Burn, 1998). L'onde de chaleur reçue en surface pénètre cette couche et s'atténue au fur et à mesure de la profondeur jusqu'en avoir un effet négligeable sur l'état thermique du corps du pergélisol qui maintient une température en dessous de 0°C tout au long de l'année.

En thermique, cette description de la couche active est similaire à celle de la peau thermique δ qui définit la profondeur à laquelle l'amplitude d'un signal de température, reçu en surface, est amortie d'un facteur égal à la constante d'Euler ($e \simeq 2,718$). Pour un signal de température périodique sinusoïdale imposé à la surface d'un milieu continu semi-infini, l'épaisseur de la peau thermique est calculée en fonction de la pulsation du signal de température ω [rad/s] et la diffusivité thermique du milieu D [m²/s] avec la relation suivante (Izard, 2006) :

$$\delta = \sqrt{\frac{2D}{\omega}} \quad (3.10)$$

La pulsation propre du signal ω peut être exprimée en fonction de la période T avec $\omega = 2\pi/T$. En admettant qu'un glacier rocheux est assimilé à un milieu continu semi-infini qui reçoit en sa surface un signal de température sinusoïdale périodique, de période 1 an, et en utilisant la diffusivité thermique équivalente en [m²/s] calculée précédemment, l'épaisseur de la peau thermique du glacier rocheux de Laurichard est estimée avec la relation (3.10) sous la forme suivante :

$$\delta_{an} = \sqrt{\frac{D_{eq} \times 3155.76 \times 10^4}{\pi}} \quad (3.11)$$

Le long du profil central de la ligne d'écoulement du glacier rocheux étudié (L1 à L9), l'épaisseur de la couche active simulée à la profondeur de la peau thermique δ_{an} varie entre 3.18 m à la racine du profil et 2.76 m à sa langue (Figure n°3.8).

Cette variation spatiale calculée de manière théorique est contre intuitive car la température plus élevée en bas de la forme suppose une couche active plus épaisse. Cela est dû à la diffusivité et la conductivité thermiques qui diminuent avec le manque de la glace à la fin du profil (L1 à L9). De plus, l'hypothèse de la conduction thermique seule dans ce calcul écarte le rôle important de la convection au niveau de la couche active et sous estime ainsi sa profondeur. La valeur moyenne obtenue sur l'ensemble du profil étudié est de $295 \pm 13 \text{ cm}$. Au delà de cette profondeur, la variation de température en surface est atténuée à environ 63% de sa valeur et influence très peu l'état thermique du matériau en dessous. Ceci permet au pergélisol constituant le corps du glacier rocheux de maintenir une température négative pour plusieurs années successives.

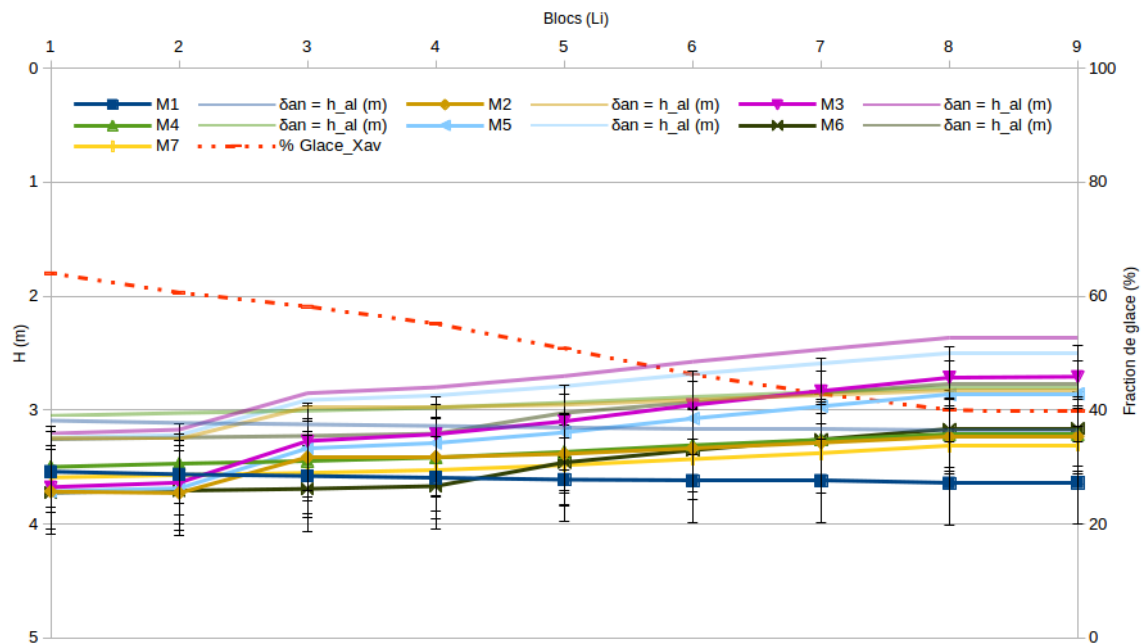


FIGURE 3.8 – Profondeur du plan de cisailment calculé avec l'approche thermique ($T_{lag} = 5$ mois) pour les sept formulations de mélange (M1 à M7) le long du profil central du glacier rocheux de Laurichard (L1 à L9 correspondant aux points 1 à 9 sur l'axe des abscisses). La profondeur de la couche active correspondante δ_{an} est représentée avec la même couleur moins saturée pour chaque formulation. La courbe rouge discontinue représente le pourcentage de glace estimé pour le même profil.

Sur le glacier rocheux de Laurichard, les valeurs de l'épaisseur de la couche active, obtenues par cette méthode thermique, sont plus faibles bien que dans le même ordre de grandeur, que celles estimées par les méthodes géophysiques et qui

s'élèvent à 4 et 5 mètres (Francou & Reynaud, 1992). Il est à noter qu'elles sont obtenues à travers une estimation incertaine de la fraction de glace dans ce matériau sans tenir compte de sa variation éventuelle dans le temps. Nous admettons ainsi que les variations temporelles sont minimales. Il est important aussi de rappeler que l'épaisseur de la couche active, malgré l'incertitude sur sa valeur exacte, est essentielle pour le bilan de masse et d'énergie de surface d'un glacier rocheux. Elle a donc une forte influence sur la dynamique des glaciers rocheux (Cicoira et al., 2021).

La profondeur de la couche de cisaillement est calculée en se référant à la corrélation entre la vitesse de fluage et la température de surface mesurées sur le glacier rocheux de Laurichard et analysées selon la méthode de Staub (2015) dans la section 2.2 de ce manuscrit. Cette étude suppose que le retard de la réponse cinématique des glaciers rocheux aux variations de températures surfaciques est approximativement égal à celui de la température du corps reconstituée GT_{synt} à la position de l'horizon de cisaillement principal. Il s'agit d'une couche de viscosité très réduite et qui produit jusqu'à 90% du mouvement observé en surface (L. Arenson et al., 2002; Kannan & Rajagopal, 2013). D'après Staub (2015), les combinaisons optimales de paramètres, obtenues pour l'équation (2.4), devraient fournir des informations indicatives sur la profondeur à laquelle se situe l'horizon de cisaillement principal, sans tenir compte des données de forage. Notamment, le T_{lag} , qui exprime le temps nécessaire pour qu'une anomalie de température en surface (augmentation ou diminution continue dans un intervalle de temps) ait un contrôle sur le comportement cinétique, est utilisé dans cette section pour estimer la profondeur de la zone de cisaillement $H[m]$ en fonction de la diffusivité thermique D_{eq} . Cette dernière est relative à la «vitesse» à laquelle la chaleur se propage par conduction dans le corps du glacier rocheux et donne ainsi le lien entre le «temps» de décalage T_{lag} et la «distance» de pénétration de l'onde de chaleur correspondante H . L'équilibre des dimensions de ces grandeurs permet d'écrire la relation suivante :

$$H = \sqrt{D_{eq} \times T_{lag}} \quad (3.12)$$

Dans cette relation D_{eq} est exprimé en $[m^2/s]$ et T_{lag} en seconde $[s]$, H est ainsi obtenue en $[m]$. Sur le glacier rocheux de Laurichard, le T_{lag} moyen trouvé le long du profil L1 à L9 de sa ligne d'écoulement est égal à 5 mois avec une incertitude de l'ordre de 1 mois (section 2.2). La Figure n°3.8 montre la profondeur de la couche de cisaillement correspondante à ce temps de décalage pour chaque formulation du mélange constituant le glacier rocheux (M1 à M7). Cette profondeur varie de 2.71 m à 3.73 m avec une incertitude allant jusqu'à 37 cm. Ces valeurs ont très proches de celles trouvées pour la profondeur de la couche active, mais a priori éloignées des valeurs courantes de profondeur de cisaillement des glacier rocheux .

Si la couche de cisaillement ne peut être confondue avec l'interface entre la couche active et le corps du glacier rocheux, ceci permet de dire que la conduction seule ne peut pas expliquer le transfert thermique entre la surface et le plan de cisaillement qui mène à un T_{lag} de 5 mois. La convection joue ainsi un rôle plus important, notamment avec l'existence des fluides dans le mélange constituant ce matériau (eau liquide, air). La couche de cisaillement se trouve ainsi à des profondeurs plus importantes que celles trouvées selon la figure n°3.8 . Autrement, ce T_{lag} , relativement faible, pourrait être expliqué par un glissement de la couche active sous l'effet de l'eau de fonte, qui est d'autant plus abondante que la température est élevée. Ce qui explique la corrélation importante avec les vitesses observées en surface. Ceci peut être additionnel aux modèles d'hydrologie des glaciers rocheux dans les Alpes (Cicoira et al., 2019b) ainsi qu'aux observations expérimentales (L. Arenson et al., 2002; Buchli et al., 2018; Kenner et al., 2017) qui supposent un écoulement de l'eau liquide à travers la couche de cisaillement. On peut donc alors remettre en question l'hypothèse courante que les mesures de déplacement de surface effectuées sur les glaciers rocheux sont représentatives du fluage du corps du glacier .

La valeur de $T_{lag} = 5 \pm 1$ mois correspond également aux variations saisonnières de la température surfacique (décalage temporel entre les températures les plus élevées en été et les plus faibles en hiver). Ceci peut être également à l'origine de la coïncidence avec l'épaisseur de la couche active. Afin de tester l'effet de l'évolution de la température à plus long terme, nous supposons un T'_{lag} de 36 mois. C'est

la valeur maximale de la fenêtre d'influence selon Staub (2015). Les profondeurs obtenues avec ce T'_{lag} varient de 7.27 m à 10 m avec une incertitude moyenne de l'ordre de 13 cm (Figure n°3.9).

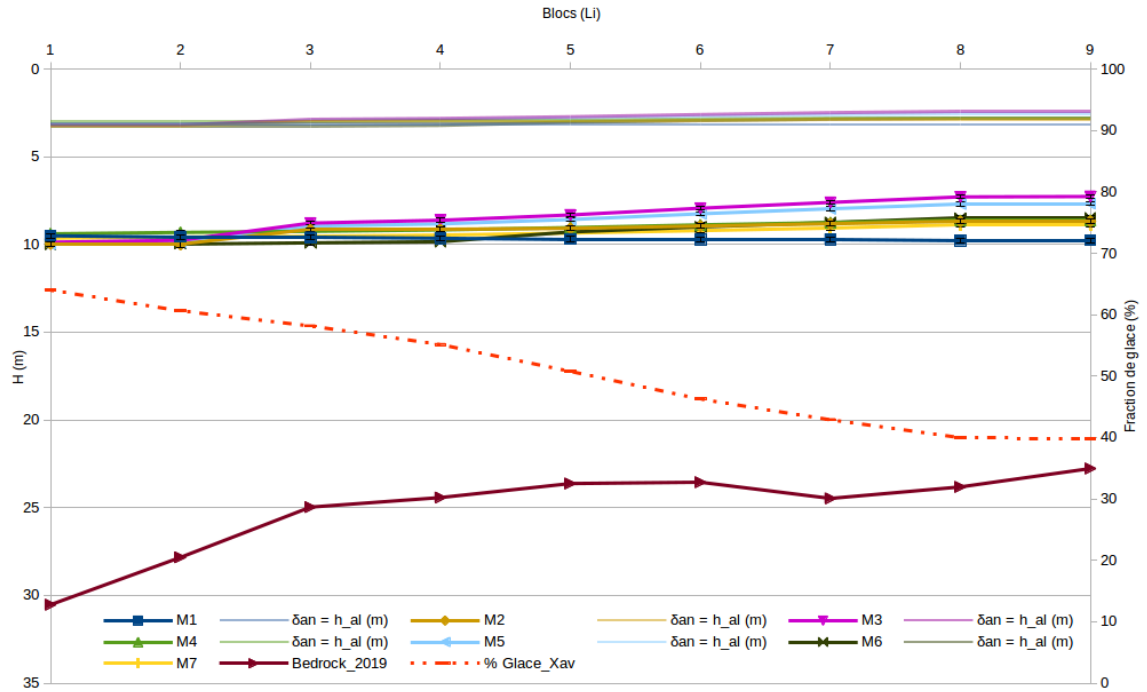


FIGURE 3.9 – Profondeur du plan de cisaillement calculé avec un T'_{lag} arbitraire de 36 mois pour les sept formulations de mélange (M1 à M7) le long du profil central du glacier rocheux de Laurichard (L1 à L9). Les courbes de couleurs moins saturées représentent la profondeur de la couche active correspondante δ_{an} pour chaque formulation. La courbe rouge discontinue et la courbe en bordeaux continue représentent respectivement le pourcentage de glace et la profondeur du substratum (bedrock) estimée par extrapolation des courbes de niveau.

3.2 Détermination de la viscosité effective B_M

Dans le cadre de l'étude du comportement rhéologique des glaciers rocheux, la détermination de la viscosité est importante pour comprendre les différents facteurs influençant la dynamique de ces matériaux sous l'effet de la gravité. En particulier, la composition multiphasique des glaciers rocheux les rend instables avec une viscosité effective qui peut être jusqu'à sept fois plus faible que celle de la glace pure. La conséquence est notamment l'apparition d'un écoulement de cisaillement. En plus, lorsque ce flux de cisaillement s'établit, la rupture peut être rigide et rapide avec des effets dévastateurs possibles (Kannan, Mansutti, & Rajagopal, 2021). Le glacier rocheux de Laurichard présente un niveau moyen de déstabilisation mais il existe une large base de données sur les vitesses d'écoulement annuelles. La caractéristique aussi bien spatiale que temporelle de ces données permet d'estimer des grandeurs dynamiques significatives sur l'ensemble du glacier et de la période. Dans cette partie sont présentées : les hypothèses qui ont permis de déterminer une viscosité effective du glacier rocheux de Laurichard relativement aux mesures des vitesses surfaciques observées ; les résultats obtenus et leurs interprétations, ainsi qu'une étude de sensibilité aux paramètres impliquées dans cette détermination, met l'accent sur ceux, pilotent la dynamique des glaciers rocheux. Enfin, une étude inverse, permet de reconstruire une évolution de la température interne du glacier rocheux sur la période. Elle est comparée aux températures de surface et à la tendance au réchauffement sur les trente années de mesures.

3.2.1 Hypothèses et méthode de calcul

Dans ce travail de thèse, le mélange débris rocheux, glace, air et eau, qui constitue le corps du glacier rocheux, est assimilé à un fluide non-newtonien à comportement visco-plastique. La viscosité dynamique, dans sa définition newtonienne sous la forme du rapport entre la contrainte de cisaillement τ et le gradient de vitesse parallèle au plan de cisaillement (équations de Navier–Stokes), est une grandeur caractéristique des matériaux visqueux à température donnée. Elle ne permet pas donc de décrire la dépendance au taux de cisaillement dans ce cas d'étude. Nous avons

recours ainsi à la détermination de la viscosité dite "effective" qui permet d'extraire les propriétés visqueuses nécessaires à la modélisation de ce matériau. L'idée vient dans un premier temps des travaux de Monnier et Kinnard (2016) qui présentent un modèle d'écoulement simple de glacier rocheux prenant en compte sa composition interne, et particulièrement la présence de débris rocheux et d'eau liquide dans la matrice de glace. Ces auteurs redéfinissent la loi de Glen (1955) pour l'écoulement de la glace, présentée dans l'équation (1.1), sous la forme :

$$\dot{\gamma} = \left(\frac{\tau}{B_M}\right)^n \quad (3.13)$$

Dans cette relation B_M représente la viscosité effective du matériau. Elle est équivalente à $(EA)^{-1/n}$ dans la loi de Glen (1955) pour la glace pure et elle s'exprime ainsi en $[\text{Pa} \cdot \text{s}^{1/n}]$. Les symboles $\dot{\gamma}$ et τ représentent respectivement le gradient de vitesse d'écoulement et la contrainte de cisaillement à la profondeur considérée. L'exposant n est considéré égal à 3 par les auteurs (Monnier & Kinnard, 2016). Il s'agit de la valeur moyenne habituelle dans plusieurs études glaciologiques (Cuffey & Paterson, 2010).

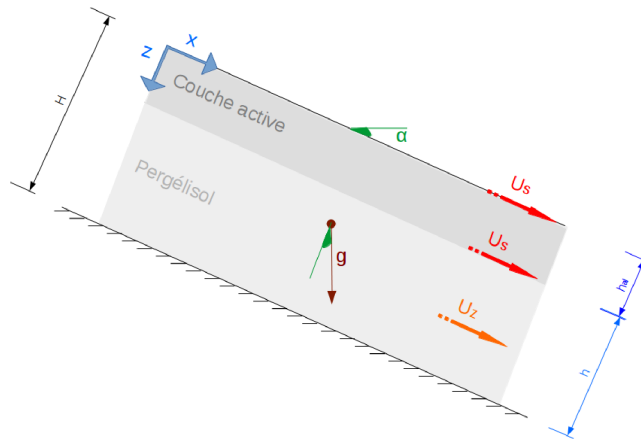


FIGURE 3.10 – Schéma 2D d'un tronçon de glacier rocheux en écoulement sous l'effet de la gravité g avec hypothèse de cisaillement pur. La pente en surface α est supposée parfaitement parallèle à celle du substratum. Les vitesses u_s et u_z sont parallèles entre elles et à la surface de la forme. Le milieu est supposé infini, homogène, d'épaisseur et de pente constantes, et en régime stationnaire d'écoulement.

La vitesse à la surface du glacier rocheux u_s est considérée égale à la vitesse au niveau de la limite supérieure du pergélisol (Figure n°3.10). La déformation dans la couche active est donc négligée devant le fluage du pergélisol qui l'entraîne de manière solide. En supposant ainsi un cisaillement simple dans le plan perpendiculaire à z et en intégrant le taux de déformation entre la surface et la base du glacier rocheux Monnier et Kinnard (2016) calculent la vitesse horizontale suivante pour chaque profondeur z perpendiculaire à la surface :

$$u(z) = u_s - \frac{2(\rho_{al} \cdot h_{al} + \rho_{permaf} \cdot z)^{n+1}}{\rho_{permaf} \cdot (n+1)} \left(\frac{S_f \cdot g \cdot \sin \alpha}{B_M} \right)^n \quad (3.14)$$

Dans cette relation, u_s est la vitesse surfacique, ρ_{al} et ρ_{permaf} représentent respectivement la masse volumique de la couche active et la masse volumique du permafrost situé en dessous de cette dernière, S_f est un facteur de forme qui permet de prendre en compte le frottement latéral lors de l'écoulement, g est l'accélération de la pesanteur et α la pente du glacier rocheux par rapport à l'horizontale, supposée constante sur le tronçon.

En considérant un glissement basal nul ($u(z = h) = 0$), et en intégrant sur l'ensemble de l'épaisseur du glacier susceptible de fluer, la vitesse surfacique est donc donnée par la relation suivante :

$$u_s = \frac{2(\rho_{al} \cdot h_{al} + \rho_{permaf} \cdot h)^{n+1}}{\rho_{permaf} \cdot (n+1)} \left(\frac{S_f \cdot g \cdot \sin \alpha}{B_M} \right)^n \quad (3.15)$$

Où h est l'épaisseur du pergélisol susceptible d'être en mouvement. On considère donc ici que la vitesse de surface est due à une déformation de fluage sur l'ensemble de l'épaisseur du glacier. La loi non linéaire en contrainte implique un effet accru aux plus grandes profondeurs, ce qui permet en partie de correspondre à l'hypothèse d'une maximisation des déformations de profondeur.

L'inversion de cette relation nous permettra d'écrire :

$$B_M = f(u_s^{-1/n}) \quad (3.16)$$

Dans leur étude, Monnier et Kinnard (2016) ont considéré $n = 3$ comme dans la plupart des études glaciologiques. L'hypothèse de glace pure est donc choisie ; l'effet des particules n'étant pris en compte que à travers leur masse volumique et non dans le caractère de non linéarité. Pour réadapter leur modèle d'écoulement à notre étude sur le glacier rocheux de Laurichard, nous avons recours aux travaux de Arenson et Springman (2005), qui proposent une relation entre cet exposant et le pourcentage de glace ω_i dans le corps du glacier rocheux :

$$n = 3 \times \omega_i \quad (3.17)$$

Cette relation linéaire, issue des essais expérimentaux en laboratoire, suppose $n = 3$ pour la glace pure et $n = 0$ pour un sol sans glace. Elle met l'accent sur une diminution de la sensibilité à la contrainte, qui s'exprime par la réduction significative de l'exposant de contrainte n lorsque la glace est moins présente. Ceci s'explique par la diminution des contraintes de fluage dans la matrice de glace lorsque les particules sont en contact étroit les unes avec les autres (Arenson & Springman, 2005). Cette loi met donc en compétition l'influence croisée de la non linéarité de la loi, et de la contrainte de cisaillement (via la masse volumique).

Le facteur de forme S_f qui exprime la résistance au frottement latéral dans l'écoulement du glacier rocheux peut être calculé avec la relation suivante :

$$S_f = \frac{A_c}{H \cdot p} \quad (3.18)$$

Avec A_c l'aire de la section transversale, $H = (h_{al} + h)$ l'épaisseur du matériau à la ligne centrale et p le périmètre "dit mouillé" de la section en excluant la longueur de la surface libre (c'est à dire le périmètre frottant) (Cuffey & Paterson, 2010).

Tout ce qui précède nous conduit à proposer la relation suivante pour le calcul de la viscosité effective B_M :

$$\mathbf{B}_M = \frac{\mathbf{A}_c \cdot \mathbf{g} \cdot \sin \alpha}{(\mathbf{h}_{al} + \mathbf{h}) \cdot \mathbf{p}} \cdot \left(\frac{2 \times (\rho_{al} \cdot \mathbf{h}_{al} + \rho_{permafr} \cdot \mathbf{h})^{3\omega_i + 1}}{\mathbf{u}_s \cdot \rho_{permafr} \cdot (3\omega_i + 1)} \right)^{\frac{0,33}{\omega_i}} \quad (3.19)$$

Cette relation tient compte de la géométrie de la section étudiée, la vitesse surfacique observée, ainsi que les caractéristiques et le volume de chaque constituant du matériau, particulièrement le pourcentage de glace ω_i qui est considéré comme le moteur de la dynamique des glacier rocheux en écoulement.

Dans cette étude, nous utilisons pour h les données illustrées dans les travaux de Cusicanqui et al. (2021), qui déterminent la profondeur du substratum du glacier et sa forme par extrapolation des courbes de niveau autour du glacier rocheux de Laurichard (Figure n°1.14). Ceci implique de supposer un horizon de cisaillement au niveau du substratum. La profondeur de la couche active h_{al} est déterminée par interprétation de la profondeur de la peau thermique expliquée dans le sous chapitre précédent (3.1).

La pente α au niveau de chaque bloc étudié (L1 à L17) est déterminée pour chaque année par la tangente aux déplacements surfaciques de l'année qui précède et l'année qui suit :

$$\tan(\alpha_i) = \frac{alt_{i+1} - alt_{i-1}}{d_{i+1} - d_{i-1}} \quad (3.20)$$

avec alt_i la coordonnée verticale du bloc à l'année i et d_i sa coordonnée dans le plan horizontal (2D). Les déplacements annuels relativement faibles au glacier rocheux de Laurichard (de l'ordre de 1m/an) permettent d'estimer une pente en surface assez représentative. Des interpolations sont faites ensuite sur les valeurs de α obtenues par cette méthode afin de minimiser les singularités dues aux mesures in-situ de la position de chaque bloc, et lisser la topographie.

TABLE 3.4 – Pente surfacique moyenne α en degré (°) pour la période de 1984 à 2021 estimée par la méthode de la tangente sur la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard (blocs L1 à L17 dans l'ordre topographique).

Bloc	L17	L16	L15	L14	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L12	L13
α° moyenne	16	20	20	23	30	31	29	30	29	35	33	30	22	15	12	14	14

Les masses volumiques ρ_{al} et ρ_{permaf} sont déterminées avec une loi de mélange volumique prenant en considération les quatre constituants du corps du glacier rocheux et trois phases : débris rocheux, glace, eau et air en référence au modèle de Monnier et Kinnard (2016).

Le facteur de forme S_f permet de prendre en compte des effets 3D, notamment des effets de frottement sur les surfaces latérales. Ce facteur, issu des écoulements fluviaux considère une surface libre horizontale, ce qui n'est pas toujours le cas pour le glacier du Laurichard où certaines zones peuvent au contraire être bombées (Cusicanqui et al. (2021) et Figure n°1.14); Néanmoins, nous utilisons le tableau classique suivant pour estimer ce facteur de forme :

TABLE 3.5 – Facteur de forme S_f selon Cuffey et Paterson (2010)

W	Forme de la section		
	Parabole	Semi-ellipse	Rectangle
1	0,445	0,5	0,558
2	0,646	0,709	0,789
3	0,746	0,799	0,884
4	0,806	0,449	
infini	1	1	1

où $W = \frac{mi-largeur}{epaisseur}$; $W=1$ correspond donc à un lit rectangulaire de largeur double de l'épaisseur.

La valeur de W et la forme approximative de la section étudiée sont estimées à partir des dix profils transversaux du glacier rocheux de Laurichard (PT1 à PT10) publiés dans les travaux de Cusicanqui et al. (2021) et présentés dans la Figure n°1.14 de ce manuscrit. Le tableau n°3.6 montre les valeurs de S_f estimées le long de la ligne d'écoulement de cette forme (L1 à L17 dans l'ordre topographique) tout en mentionnant le profil PT correspondant à partir duquel sont estimés le paramètre W et la forme approximative de la section : rectangulaire (R), semi-ellipse (SE) ou parabolique (P).

TABLE 3.6 – Estimation du facteur de forme S_f sur la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard en utilisant le tableau de Cuffey et Paterson (2010)

Bloc	L17	L16	L15	L14	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L12	L13
Profile	PT10	PT10	PT9	PT9	PT8	PT7	PT7	PT7	PT6	PT5	PT5	PT4	PT4	PT3	PT2	PT1	PT1
W	9.42	6.29	3.49	3.08	3.03	3.08	3.28	3.63	2.87	2.59	2.64	2.42	2.61	2.83	3.79	3.31	3.79
Forme	R	R	R	R	R	R	R	R	R	SE	SE	SE	SE	P	P	P	P
Sf	1	1	0.884	0.884	0.884	0.884	0.884	1	0.884	0.799	0.799	0.709	0.799	0.746	0.806	0.746	0.806

Avec ces approximations, le facteur S_f varie sur le glacier rocheux de Laurichard de 0.709 à 1 et il est moins important au niveau de la langue que à la racine du glacier. Ceci correspond au rétrécissement de la largeur de la forme en suivant la topographie aux altitudes moins élevées (Figure n°1.13), ce qui implique des effets latéraux plus importants sur la dynamique.

La vitesse surfacique observée u_s est donnée dans cette étude par des mesures annuelles in-situ constituant une base de données s'étalant sur plus de trois décennies (voir la section 2.1.2). Ce paramètre comporte ainsi l'effet des variations climatiques sur les caractéristiques dynamiques du Laurichard et intègre la dépendance à la température de son comportement rhéologique.

3.2.2 Résultats et interprétations

Les données de vitesse surfacique du glacier rocheux de Laurichard sont collectées depuis 1984 sur 17 blocs de la ligne centrale. Cet intervalle de temps assez large nous a permis de représenter l'évolution temporelle et spatiale de la viscosité effective B_M et observer ainsi l'influence du changement climatique au cours de plus de trois décennies (Figure n°3.11).

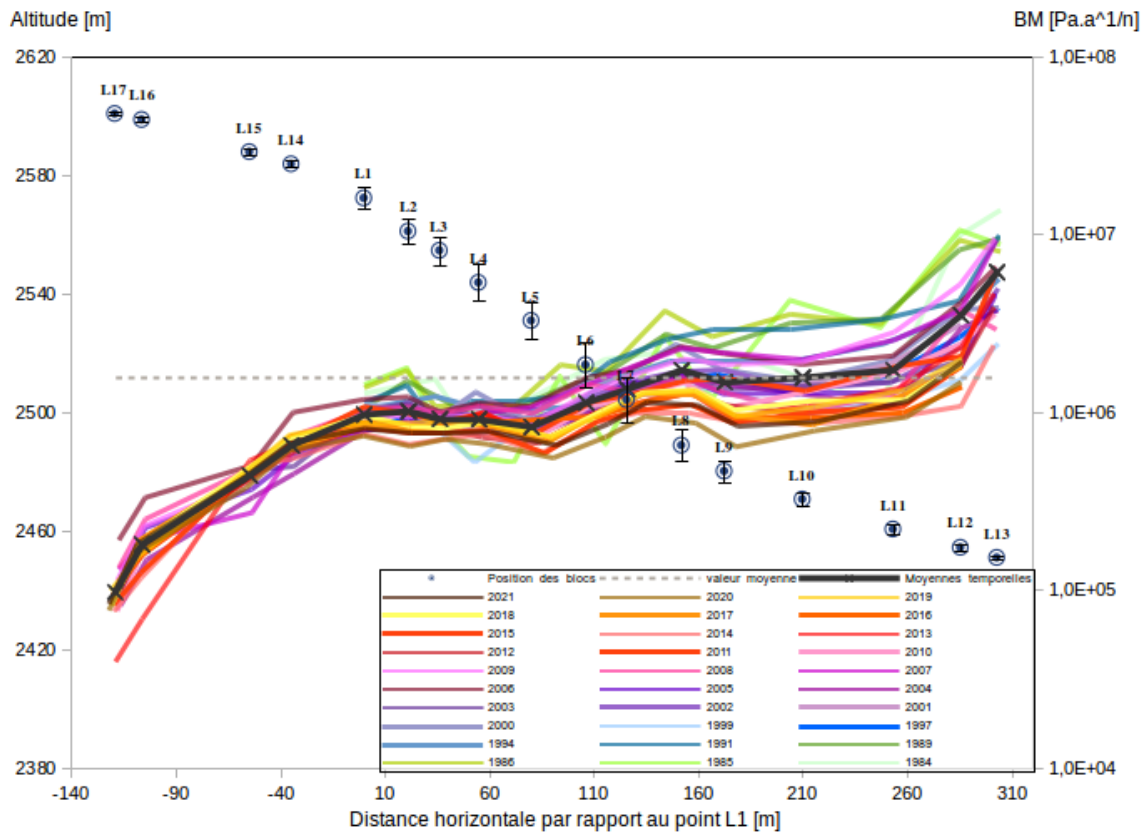


FIGURE 3.11 – Évolution temporelle (1984-2021) et spatiale (L1-L17) de la viscosité effective B_M du glacier rocheux de Laurichard. Les ronds correspondent à la position moyenne de chaque bloc sur l'intervalle d'étude (S. Melki et al., 2021, māj).

Sur l'ensemble des graphes, la viscosité effective du glacier rocheux de Laurichard a tendance à diminuer au fil des années (Couleurs allant du vert vers le jaune en passant par le rouge pour représenter la viscosité effective le long de la forme pour chaque année de l'intervalle d'étude). En prenant l'exemple du bloc L9 situé dans la zone centrale du glacier rocheux de Laurichard, la valeur de B_M en 2021 est quasiment égale à un tiers de celle en 1984. Ce rapport varie légèrement sur l'ensemble

des blocs suivis mais il garde le même ordre de grandeur. Ceci reflète l'accélération de la vitesse surfacique observée depuis le début des années 2000 et démontré dans la section 2.1.2 de ce manuscrit.

La zone centrale qui présente des déplacements surfaciques plus importants, possède une viscosité moins élevée par rapport au bas du glacier rocheux. Cette relation inversement proportionnelle entre la vitesse surfacique et ce paramètre de viscosité se manifeste aussi par l'évolution spatiale de B_M . L'augmentation de la résistance à l'écoulement entre le haut et le bas de cette forme reflète également le rôle primordial du pourcentage de glace dans sa dynamique. Une quantité moindre de glace au niveau du front que de la racine du glacier rocheux engendre un profil croissant de B_M entre le bloc le plus haut L17 et celui le plus bas L13. Ceci est bien visible sur la courbe moyenne représentée en noir sur la Figure n°3.11 et qui distingue la variation spatiale de la viscosité effective le long de la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard.

Sur ce même graphe (Figure n°3.11), la courbe horizontale grise discontinue représente la valeur moyenne de B_M sur l'ensemble de l'intervalle d'étude et pour tous les blocs suivis. Elle est de l'ordre de $1.5 \cdot 10^6 \text{ Pa} \cdot \text{a}^{\frac{1}{n}}$. Cette valeur est supérieure aux résultats trouvés par Monnier et Kinnard (2016) sur différents sites d'étude et qui varient entre $7.46 \cdot 10^4$ et $2.01 \cdot 10^5 \text{ Pa} \cdot \text{a}^{\frac{1}{n}}$. Il est à rappeler que leur approche considère $n = 3$ alors que la notre tient compte du pourcentage de la glace dans la rhéologie du glacier rocheux avec la relation de L. Arenson et al. (2002) en admettant $n = 3 \times \omega_i$. Afin de distinguer l'influence de ce changement d'approche pour le facteur n , ainsi que la composition hétérogène du matériau étudié, le calcul de la viscosité effective B_M sur le glacier rocheux de Laurichard a été comparé avec trois hypothèses différentes :

- En considérant les différents constituants du glacier rocheux pour chaque couche ($\rho_{al} \neq \rho_{permaf}$) et $n = 3 \times \omega_i$;
- En considérant également les constituants du glacier rocheux pour chaque couche ($\rho_{al} \neq \rho_{permaf}$) mais avec $n = 3$;
- En considérant que le glacier est constitué uniquement de glace pure ($\rho_{al} =$

3 PARAMÈTRES THERMO-PHYSIQUES ET PERSPECTIVES EN MODÉLISATION NUMÉRIQUE

$\rho_{permafr} = \rho_{glace}$) et, $n = 3$.

La Figure n°3.12 présente les valeurs moyennes de B_M , sur l'intervalle temporel de l'étude, et le long de la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard (L1 à L17 dans l'ordre topographique) selon ces trois hypothèses.

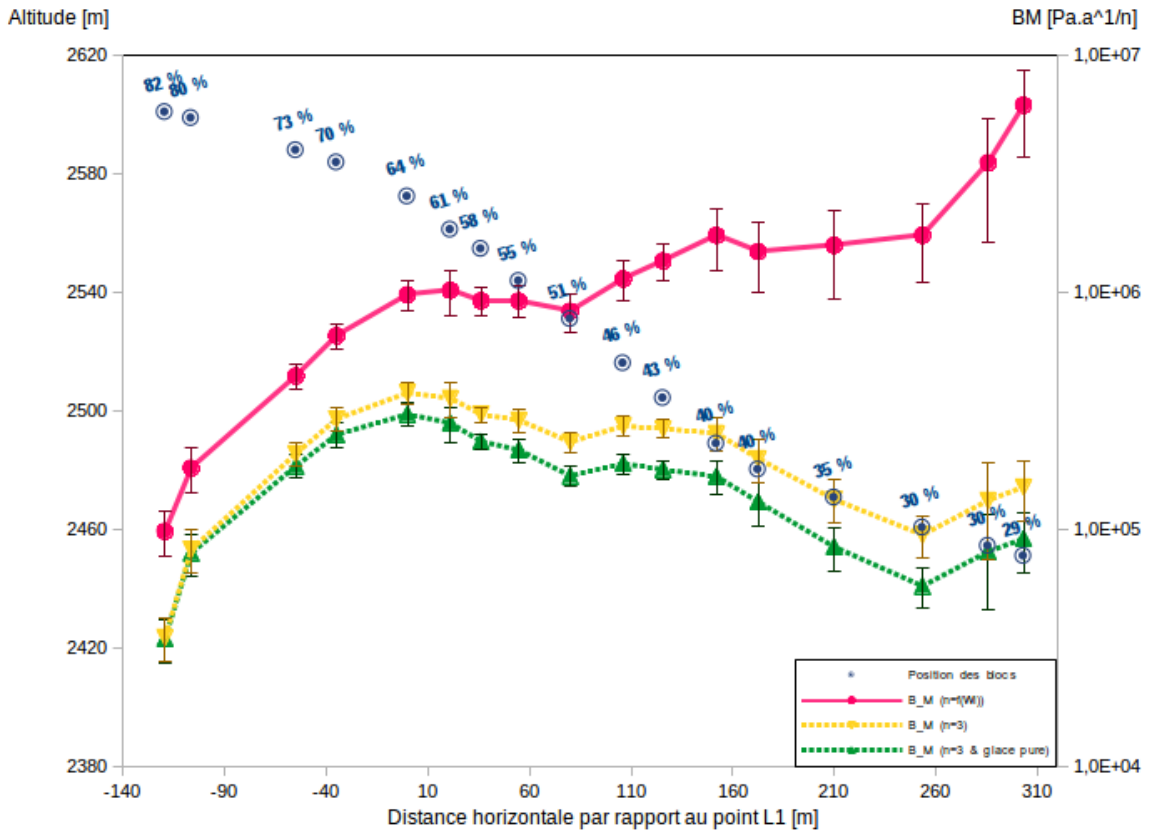


FIGURE 3.12 – Viscosité effective moyenne B_M sur 1984-2021 pour le glacier rocheux de Laurichard. En rouge, B_M moyenne avec $n = 3 \times \omega_i$ et $\rho_{al} \neq \rho_{permafr}$. En jaune, B_M moyenne avec $n = 3$ et $\rho_{al} \neq \rho_{permafr}$. En vert, B_M moyenne avec $n = 3$ et $\rho_{al} = \rho_{permafr} = \rho_{glac}$. Les ronds représentent la position moyenne de chaque bloc suivi sur la ligne d'écoulement (voir nomenclature sur la Figure n°3.11) avec le pourcentage de glace estimé ω_i correspondant (S. Melki et al., 2021, modifié).

L'ajustement de l'exposant n dans la relation (3.16) en fonction du pourcentage de glace ω_i conduit à des valeurs de viscosité effective moyenne B_M du glacier rocheux de Laurichard distinctement plus élevées (courbe rouge sur la Figure n°3.12) que celles avec $n = 3$ (courbe jaune sur le même graphe). De plus, cette dépendance à la fraction de glace, se manifeste clairement en allant de la racine de la forme, très riche en glace, jusqu'à la fin de la langue qui contient plus de débris rocheux que de

glace. Cette hypothèse souligne ainsi le freinage (diminution de la vitesse) au niveau du front de la forme avec une viscosité beaucoup plus élevée au niveau des blocs L12 et L13. Il convient de prendre avec précaution les valeurs de B_M au niveau du front : Les vitesses très faibles observées peuvent être ainsi expliquées par le faible pourcentage de glace ce qui peut rendre délicate une approche de rhéologie de fluage dans cette zone. L'application de la rhéologie de type frictionnelle serait à étudier.

La courbe rouge qui correspond à la première hypothèse (Figure n°3.12) décrit convenablement l'allure de la viscosité entre la zone centrale et le front du glacier rocheux de Laurichard. Toutefois, les vitesses relativement faibles mesurées dans la racine de cette forme (Figure n°2.7) supposent une viscosité plus élevée pour les blocs les plus en hauts en altitude. Il faut souligner ici l'effet des températures plus faibles dans cette région sur la rhéologie observée et qui est inclus dans la détermination de B_M .

Le léger décalage entre la courbe jaune ($\rho_{al} \neq \rho_{permafr}$) et la courbe verte ($\rho_{al} = \rho_{permafr} = \rho_{glace}$) affirme le rôle de la glace comme matrice déformable dans le corps du glacier rocheux. L'hypothèse de la glace pure donne ainsi une viscosité inférieure à l'hypothèse du mélange avec débris rocheux, air et eau liquide. Le calcul de la viscosité effective avec la méthode de Monnier et Kinnard (2016) implique ainsi des déformations plus importantes, induite par une viscosité plus faible, pour un glacier blanc retrouvé dans les mêmes conditions qu'un glacier rocheux. Pour ces deux courbes, la variation de la teneur en glace le long du profil étudié a peu ou pas d'influence sur la valeur de la viscosité effective, en raison de l'influence majoritaire exercée par la quantité de glace sur l'exposant lorsqu'elle y est prise en compte. Nous conservons ainsi la première approche (courbe rouge) qui prend en compte l'hétérogénéité de la structure d'un glacier rocheux et, considérablement, la teneur en glace ω_i dans l'exposant n , de la loi rhéologique non linéaire.

Cette méthode de calcul de la viscosité effective relie ce paramètre physique aux vitesses surfaciques observées u_s . L'accélération du glacier rocheux de Laurichard constatée sur les dernières décennies avec l'évolution des températures surfaciques

(Figure n°2.9) est ainsi exprimée dans les variations annuelles de la viscosité effective calculée. La Figure n°3.13 représente la valeur moyennée entre 1984 et 2021 de la viscosité effective B_M le long la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard (moyenne géométrique sur les blocs L1 à L17).

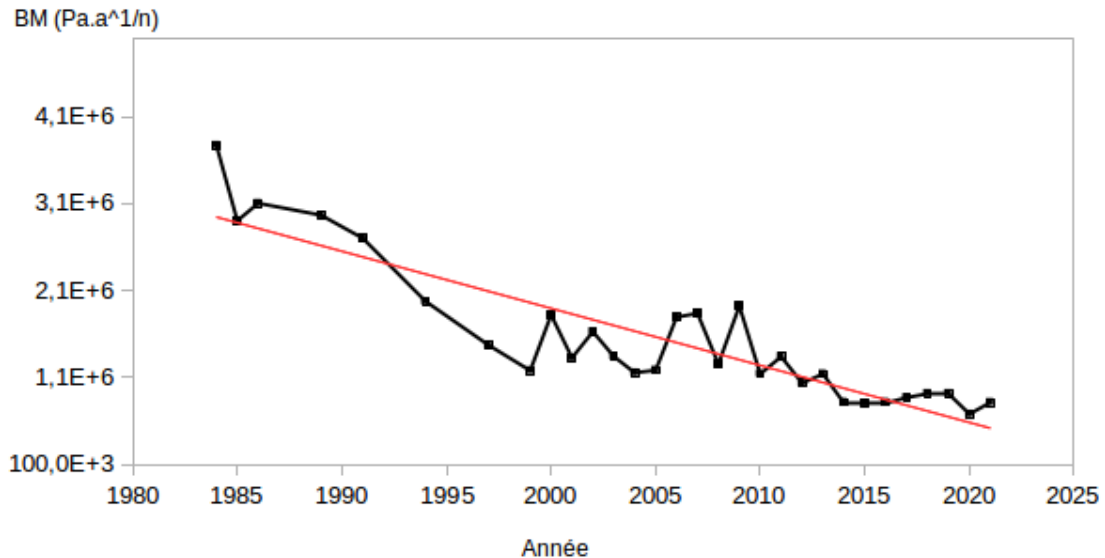


FIGURE 3.13 – Viscosité effective B_M moyenne sur la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard entre 1984 et 2021. En rouge la courbe de tendance linéaire sur l'intervalle d'étude.

Sur les deux dernières décennies, la viscosité effective moyenne du glacier rocheux de Laurichard est plus faible qu'en fin du dernier siècle. En plus, son évolution sur l'ensemble de l'intervalle d'étude est d'une tendance décroissante (courbe rouge). En admettant l'hypothèse de la dépendance de la viscosité effective à la température, ces variations expriment clairement le réchauffement constaté par les mesures de températures sur ce site d'étude (section 2.1.1).

3.2.3 Etude de sensibilité aux paramètres

Plusieurs paramètres entrent dans le calculs de la viscosité effective B_M (équation (3.19)). Notamment, la vitesse surfacique u_s , la pente α , la profondeur du glacier rocheux $h + h_{al} = H$ et le pourcentage de glace ω_i . La sensibilité de la valeur de B_M envers ces paramètres est compliquée à évaluer précisément avec la non-linéarité de l'équation et la possibilité d'interdépendance (Par exemple le fluage de la glace implique une corrélation entre la vitesse d'écoulement et le pourcentage de glace ω_i dans le matériau). Nous utilisons ainsi une méthode simplifiée qui consiste à étudier l'effet de ces paramètres sur le résultat en les modifiant une à une (OAT¹), les autres restant fixées à une valeur nominale (Daniel, 1973).

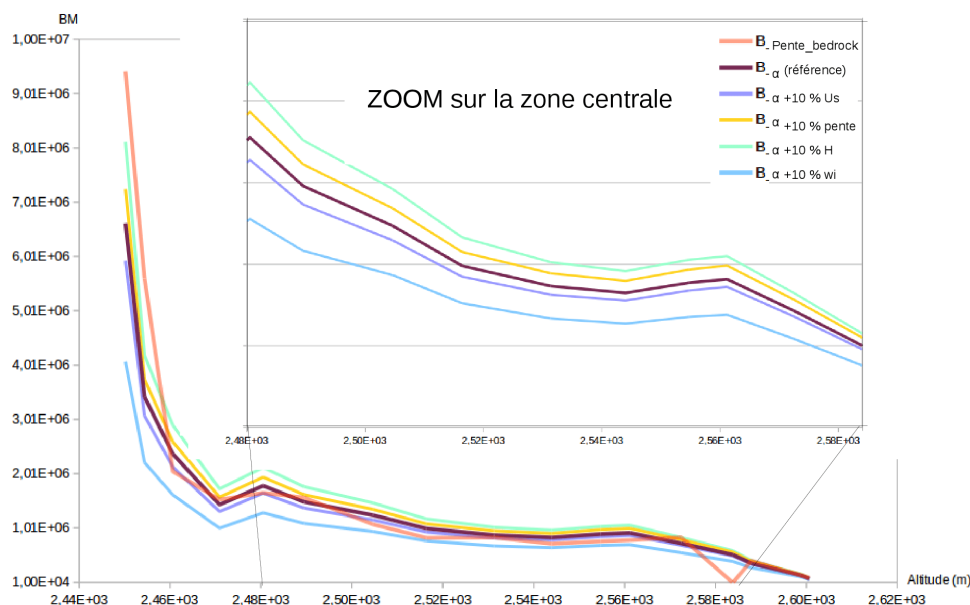


FIGURE 3.14 – Sensibilité de la viscosité effective calculée B_M [Pa.a^{1/n}] du glacier rocheux de Laurichard avec la méthode OAT (adaptée) sur quatre paramètres : La vitesse surfacique U_s , la pente α , la profondeur totale H et le pourcentage de glace ω_i . La variabilité de chaque paramètre est de +10% par rapport à sa valeur nominale. Un zoom sur la zone centrale permet de distinguer les courbes par rapport à la valeur B_M de référence.

1. OAT : "One-At-a-Time"

Sur le glacier rocheux de Laurichard, le plan d'expérience que nous avons adapté pour le calcul de la sensibilité sur la viscosité effective calculée B_M consiste à modifier un paramètre d'entrée en lui ajoutant +10% de sa valeur le long du profil étudié, laissant les autres paramètres à leurs valeurs nominales. Nous le ré-initialisons ensuite à sa valeur nominale et nous faisons de même pour chacune des autres variables de la même manière. C'est une adaptation de la méthode de calcul de la sensibilité par OAT pour décrire l'influence de chaque variable et souligner ainsi l'importance de la précision sur ses valeurs. Car, les méthodes utilisées pour déterminer la géométrie en profondeur et la structure interne du glacier rocheux de Laurichard restent d'une imprécision non déterminée. Il est à noter également que cette méthode suppose une indépendance entre les paramètres. Le calcul de B_M à chaque modification d'une seule variable permet d'observer l'effet, lui est attribué sans ambiguïté, par rapport à la valeur de référence de la viscosité effective (Figure n°3.14).

Les résultats montrent une sensibilité plus importante de tous ces paramètres au niveau du front de la forme (altitudes les plus faibles). Ceci est relié à des valeurs de viscosité plus importantes à ce niveau ce qui mène à une variabilité plus élevée. L'inverse est observé au niveau de la racine (altitudes les plus élevées). Les valeurs de viscosité plus faibles dans cette zone, selon la méthode de calcul, conduisent à une variabilité moins importante à l'application de l'OAT. Le zoom sur la zone centrale permet de distinguer au mieux l'effet de chaque paramètre sur la valeur de B_M de référence. Une augmentation de la pente α ou de la profondeur totale H donnent une viscosité plus importante. Même si, naturellement, ces paramètres géométriques ne doivent pas influencer une caractéristique rhéologique du matériau, voire sa viscosité, mais leurs effets s'expliquent par la dépendance de ce paramètre aux contraintes appliquées à chaque profondeur du glacier rocheux et induite notamment par son poids propre (car la viscosité effective prend en compte la dépendance au chargement). La vitesse mesurée au niveau de la surface u_s a un effet inverse ; une vitesse surfacique plus élevée induit une viscosité effective plus faible. Cette relation inversement proportionnelle peut être directement extraite de l'équation (3.19) définissant

B_M en faisant appel à u_s une seule fois à chaque calcul. La Figure n°3.14 montre également l'effet assez important de la valeur de la fraction de glace ω_i sur la viscosité effective calculée. Plus la glace est présente dans le corps du glacier rocheux, plus sa viscosité effective est faible. Cette relation est induite par l'hypothèse d'un fluage non linéaire, l'exposant dépendant de la fraction de la glace, comme moteur principal du mouvement des glaciers rocheux.

Afin de quantifier, approximativement, l'effet du changement de chacun des paramètres discutés précédemment, nous distinguons les trois segments du profil longitudinal étudié au glacier rocheux de Laurichard : La racine (1 : Haut du profil) qui contient les blocs L15 à L17, le front (3 : Bas du profil) qui compte les blocs L10 à L13, et, la zone centrale (2) qui regroupe le reste des blocs suivis (L1 à L9 et L14). Cette segmentation est basée principalement sur le pourcentage de glace estimé par tomographie de la résistivité électrique ERT (Tableau 3.1). La zone centrale correspond à $40\% \leq \omega_i \leq 70\%$ et correspond également à la pente et la vitesse surfacique observées les plus élevées sur le profil. La Figure n°3.15 représente ainsi la variation de la viscosité effective moyenne dans chaque zone par rapport à la variation de +10% de chacun des variables de sensibilité.

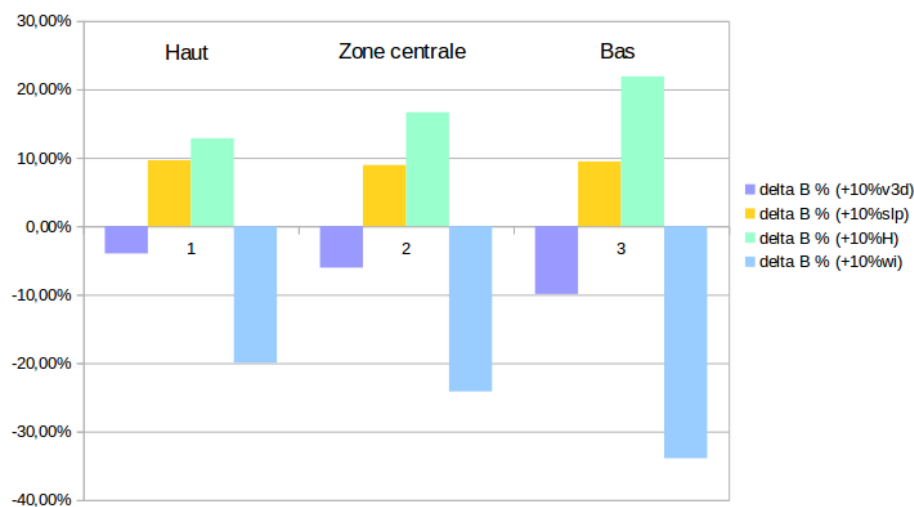


FIGURE 3.15 – Pourcentage de la variation de la viscosité effective moyenne dans chaque segment de la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard B_M par rapport à sa valeur de référence en fonction du variable modifié de +10% : La vitesse surfacique (noté ici v3d), la pente (noté ici slp), l'épaisseur totale H et le pourcentage de glace ω_i .

La variation de la vitesse surfacique, malgré son importance dans le calcul de la viscosité effective B_M , a moins d'effet sur la sensibilité de cette dernière. Sur l'ensemble de la forme, sa variation de +10% fait diminuer la viscosité de moins de 10% de sa valeur de référence, voir de moins de 5% dans la racine de la forme (colonnes en couleur lavande). La pente a un peu plus d'effet au moyenne avec une augmentation d'environ 10% de la viscosité le long de la forme (colonnes en jaune). Cette augmentation de B_M est aussi observée avec l'augmentation de +10% de la profondeur totale H . L'effet est plus marqué allant jusqu'à +22% dans le front du glacier par rapport à la valeur moyenne de référence dans cette zone (colonnes en vert pastel). Cette étude souligne également l'effet de la variation (+10%) du pourcentage glace ω_i sur la valeur de la viscosité effective moyenne, avec un minimum de -20% constaté dans le segment haut du profil, et un maximum de -34% dans le bas du glacier (colonnes en bleu maya). L'introduction de la valeur du pourcentage de glace dans différents éléments de l'équation (3.15), à savoir la masse volumique ρ_{permaf} , le dénominateur et l'exposant n , explique l'influence assez importante de la variation de ce paramètre dans les résultats obtenus pour la viscosité effective B_M du glacier rocheux de Laurichard.

3.2.4 Reconstruction des températures internes au glacier rocheux de Laurichard en se basant sur la viscosité effective B_M

Dans cette partie nous avons recours à la forme initiale de la loi de Glen (1955) pour le fluage de la glace en utilisant les paramètres proposés par Arenson et Springman (2005). Le modèle de fluage relie ainsi le taux de cisaillement $\dot{\gamma}$, en régime permanent, à une fonction puissance de la contrainte de cisaillement τ avec la relation suivante (Cicoira et al., 2021) :

$$\dot{\gamma} = A_A \cdot \tau^n \quad (3.21)$$

Où n et A_A sont deux paramètres de fluage. La puissance n dépend la teneur volumétrique en glace ω_i avec la relation $n(\omega_i) = 3 \times \omega_i$. Le paramètre A_A est une fonction de la température T et de ω_i (dans cette équation $0 \leq \omega_i \leq 1$). L'identification de ces deux paramètres dans l'équation (3.13) proposée par Monnier et Kinnard (2016) permet d'écrire la relation suivante :

$$B_M = \sqrt[n]{\frac{1}{A_A}} \quad (3.22)$$

En se basant sur plusieurs essais expérimentaux, Arenson et Springman (2005) proposent la forme suivante pour le paramètre A_A qui reflète la fluidité du matériau :

$$\log(A_A) = \frac{a}{1 + |T|} + b(\omega_i) \quad (3.23)$$

Sur la somme de 47 essais, réalisés en 5 groupes selon la valeur de ω_i , ils estiment que :

$$a = 2 \quad \text{et} \quad b(\omega_i) = \log(5 \cdot 10^{-11} \cdot e^{-10,2\omega_i})$$

Dans ce travail de thèse, nous récupérons leurs résultats expérimentaux (Figure n°3.16) afin de ré-estimer la valeur de a que nous supposons être également une fonction de ω_i . Cet ajustement permet de retrouver des températures négatives dans le corps du glacier rocheux de Laurichard comme indiqué dans les hypothèses. Des tests ont été faits avec $a = 2$ ou $a = 4.95$ (cette dernière étant la valeur moyenne

expérimentale selon les résultats réexploités des travaux de Arenson et Springman (2005)) donnent des valeurs négatives pour $|T|$ que nous estimons être erronées, ou porteuse des limites de la méthode appliquée proche de zéro degré, compte tenu des imprécisions de détermination de B , comme indiqué aux paragraphes précédents. Toutefois, l'évolution dans le temps reste à considérer, les essais étant en nombre insuffisant pour un calage précis des températures.

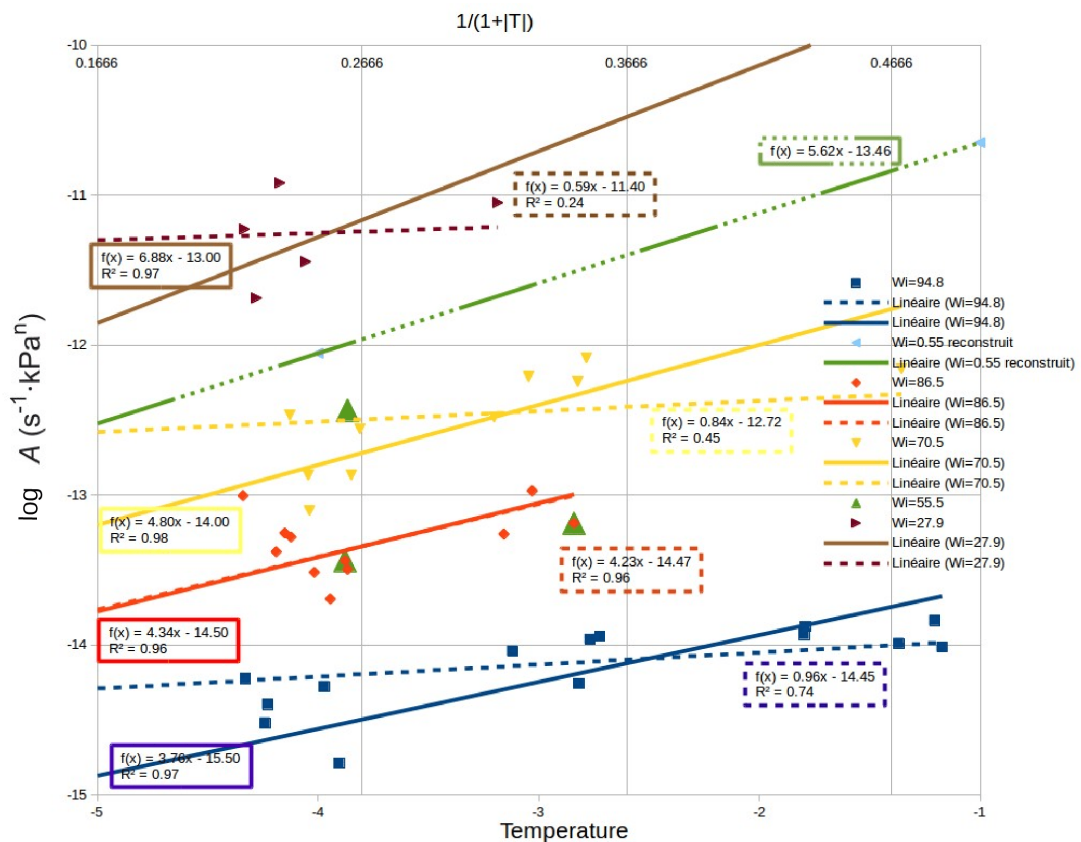


FIGURE 3.16 – Recherche de la pente a à travers le paramètre de fluage A_A en fonction de $1/(1+|T|)$ pour 5 groupes de teneur volumétrique en glace ω_i (Données récupérées de Arenson et Springman (2005)). En lignes discontinues : courbes de tendance linéaires avec ordonnées à l'origine forcées aux valeurs du facteur $b(\omega_i)$ correspondantes et un réglage automatique de la pente. En lignes continues : courbes de tendance linéaires avec R^2 maximal. La courbe verte discontinue ($\omega_i = 0.55$) est complètement reconstruite, avec la courbe de tendance de l'équation (3.24); Les 3 points expérimentaux sont sujets à forte caution, comme l'indique Arenson dans son article.

Nous supposons a égale à la pente de la courbe linéaire pour chaque valeur de ω_i dans la Figure n°3.16. La fonction linéaire, qui s'adapte le mieux ($R^2=0.993$)

à l'ensemble de données $(a; \omega_i)$ récupérées par cette méthode, s'écrit :

$$a(\omega_i) = 8.12 - 4.5 \times \omega_i \quad (3.24)$$

A partir de cette équation, une étude inverse nous permet ainsi d'extraire une valeur de la température interne supposée, du glacier rocheux en fonction du paramètre de fluidité A_A et la fraction de glace :

$$|\mathbf{T}| = \frac{\mathbf{a}(\omega_i)}{\log \mathbf{A}_A - \mathbf{b}(\omega_i)} - \mathbf{1} \quad (3.25)$$

Avec l'hypothèse de $T \leq 0$ dans le corps du glacier rocheux, et la relation (3.22) qui relie ce paramètre de fluidité A_A à la viscosité effective B_M calculée précédemment, la température interne moyenne au glacier rocheux de Laurichard est estimée avec la relation suivante :

$$\mathbf{T} = \frac{8.12 - 4.5 \times \omega_i}{\log(\mathbf{B}_M^{3\omega_i} \times 5.10^{-11} \times e^{-10.2\omega_i})} + \mathbf{1} \quad (3.26)$$

Les données de vitesses surfaciques le long de la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard, s'étalant sur environ quatre décennies, permettent d'estimer une large distribution spatiale et temporelle de la viscosité effective moyenne annuelle B_M de cette forme (section 3.2.2). Par conséquent, nous étions capable de reconstituer une approximation de la température interne moyenne au niveau des blocs suivis (L1 à L13) sur l'intervalle allant de 1984 à 2021 (Figure n°3.17).

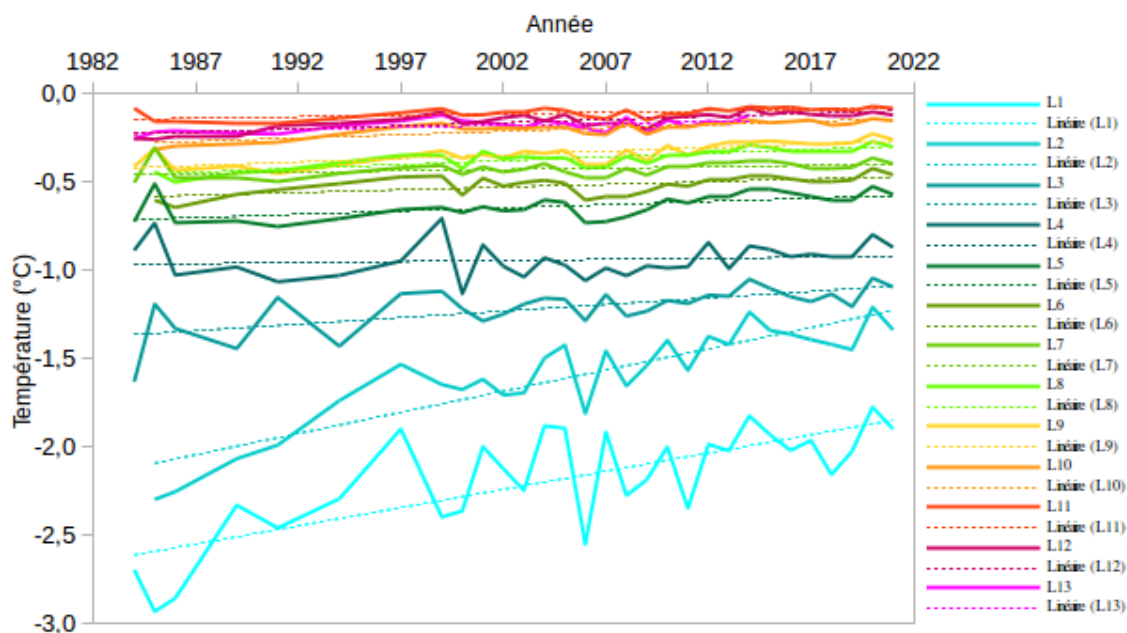


FIGURE 3.17 – Approximation des températures internes moyennes annuelles le long de la ligne d’écoulement du glacier rocheux de Laurichard (L1 à L13) entre 1984 et 2021 reconstituées à travers la viscosité effective calculée B_M pour chaque bloc. En lignes discontinues les courbes de tendances linéaires correspondantes.

Cette figure permet à la fois d’observer l’effet de l’altitude sur l’état thermique du glacier rocheux de Laurichard, ainsi que son évolution dans ces dernières décennies. L’approche reflète la combinaison entre l’effet du pourcentage de glace ω_i , décroissant de la racine vers le front de la forme dans ce cas d’étude, et celui de la viscosité effective B_M dépendante de la vitesse de fluage mesurée en surface.

Les résultats obtenus (Figure n°3.17) sont bien dans l’intervalle de validité de la loi d’Arenson et Springman (2005) : $T \in [0^\circ \text{C} ; - 3.5^\circ \text{C}]$. Ils confirment l’hypothèse d’un mode thermique semi-tempéré à Laurichard avec des températures très proches de 0°C sur la plupart de la forme. A partir du bloc L4, situé à environ 2550 m d’altitude, et jusqu’à la fin de la langue (L13), les températures internes obtenues par cette approche sont toutes comprises entre -1°C et 0°C . Plus l’altitude est importante, plus la température obtenue est faible. Malgré un champ de vitesse non linéaire entre les extrémités du profil étudié, l’effet de cette variable d’entrée, pour le calcul de B_M et ensuite la température interne du glacier, semble être estompé par celui du pourcentage volumique de la glace ω_i à chaque altitude. Ce dernier est, comme

prouvé précédemment pour le calcul de viscosité effective, la variable la plus sensible dans la caractérisation du glacier rocheux.

Regardant l'évolution temporelle de cette température entre 1984 et 2021, la tendance de réchauffement est bien visible sur l'ensemble des blocs notamment pour les plus hautes altitudes au niveau de la racine. Ceci reflète la diminution de la viscosité effective B_M observée sur le même intervalle (Figure n°3.11), résultat elle-même de l'augmentation des vitesses surfaciques mesurées en surface (Figure n°2.9). L'effet du pourcentage de glace est exclu sur ces variations car il est estimé constant pour chaque position de bloc sur l'ensemble de l'intervalle d'étude. Les blocs situés à la racine de la forme présentent une sensibilité plus élevée avec une augmentation de la température interne allant jusqu'à $+0.8^\circ\text{C}$ (blocs L1 et L2) entre 1984 et le début de cette décennie. Ce réchauffement a moins d'amplitude sur les blocs les plus bas en altitude présentant également un pourcentage moins élevé en glace et donc moins de fluage. La variabilité est également plus importante à la racine, ce qui nécessiterait une étude plus précise année par année en fonction de l'enneigement dans cette zone (durée, et quantité) réputé isolant.

L'ordre de grandeur des températures internes obtenues par cette approche, ainsi que leur évolution dans le temps, sont très comparables aux mesures de température effectuées dans des forages sur différents sites de pergélisol dans les Alpes européennes et les pays nordiques (Figure n°3.18).

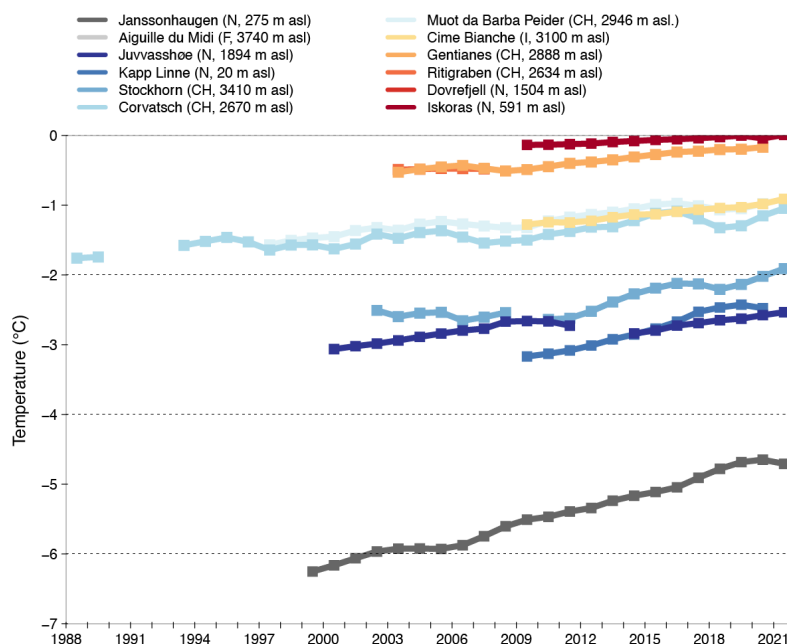


FIGURE 3.18 – 2. Température moyennes annuelles du pergélisol mesurées dans des forages dans les Alpes européennes et les pays nordiques à une profondeur de 20 m. (Sources des données : Suisse : Réseau suisse de surveillance du pergélisol PERMOS ; Norvège : Institut météorologique norvégien et base de données norvégienne sur le pergélisol NORPERM ; France : mise à jour de Magnin et al. (2015) ; Italie : mise à jour de Pogliotti et al. (2015). Source : rapport BAMS 2021 (Dunn et al., 2022)

L'estimation des températures dans le corps du glacier rocheux de Laurichard à travers la viscosité effective B_M se base principalement sur les données de vitesses surfaciques observées sur l'intervalle d'étude. La géométrie et la structure internes sont approximatives. Toutefois, les résultats de l'analyse inverse en température sont en bonne concordance avec les données de forage dans des sites similaires. Notamment, les reliefs d'altitudes moyennes comprises entre 2000 m et 3000 m au dessus du niveau de la mer (Ritigraben, Gentianes, Cime Bianche, Muot da Barba Peider, Corvatsch) montre les mêmes ordres de grandeur des températures "absolues" déterminées dans l'étude de cette thèse. Il en est de même pour les valeurs de réchauffement de l'ordre de moins de 1° sur la période d'observation du glacier rocheux de Corvash dont l'altitude est similaire (2670m).

3.3 Perspectives en modélisation numérique de la rhéologie des glaciers rocheux

La caractérisation du glacier rocheux de Laurichard effectuée dans les sections précédentes de ce manuscrit, ainsi que la vérification de la pertinence de la loi de puissance pour la description du comportement mécanique de fluage dans ce cas d'étude peuvent être utilisées dans la modélisation de sa rhéologie pour effectuer des études paramétriques et discriminer l'influence d'autres facteurs ou encore à des fins de projection à long terme de comportement rhéologique. Dans cette partie, nous utilisons le code de calcul numérique éléments finis ELLIPSIS dédié à la résolution en vitesse basée sur la viscosité des matériaux. Conçu initialement pour des problèmes de mécanique des fluides appliqués à la géophysique (O'Neill, Moresi, Müller, Albert, & Dufour, 2006), ce code a été développé, notamment au laboratoire 3SR, afin de l'appliquer aux mouvements de terrain de type coulée, mettant en oeuvre une transition solide/fluide) du matériau modélisé (Prime, Dufour, & Darve, 2014). La méthode de discrétisation des éléments dans ce code 2D est une méthode hybride, à la fois Eulerienne (élémentaire) et Lagrangienne (particulaire) nommée MEFPIIL (Méthode éléments finis à points d'intégration lagrangiens).

3.3.1 Modélisation numérique des géomatériaux avec Ellipsis

3.3.1.1 La MEFPIL dans ELLIPSIS

La MEFPIL est une méthode de calcul numérique par Éléments Finis à Points d'Intégration Lagrangiens basée sur les travaux de L. Moresi, Dufour, et Mühlhaus (2003); L.-N. Moresi et Solomatov (1995). Cette méthode consiste à combiner l'approche Eulerienne (élémentaire), utilisée souvent dans les méthodes d'éléments finis, et l'approche Lagrangienne, qui définit les méthodes d'éléments discrets. Elle consiste ainsi à déconnecter les points de calcul de déplacement, représentés par les noeuds sur une grille fixe, et ceux du calcul des variables d'état, représentée par les particules Lagrangiennes (Figure n°3.19) transportés au sein de la grille, par le mouvement de déformation du corps modélisé. Ellipsis est un code bi-dimensionnel.

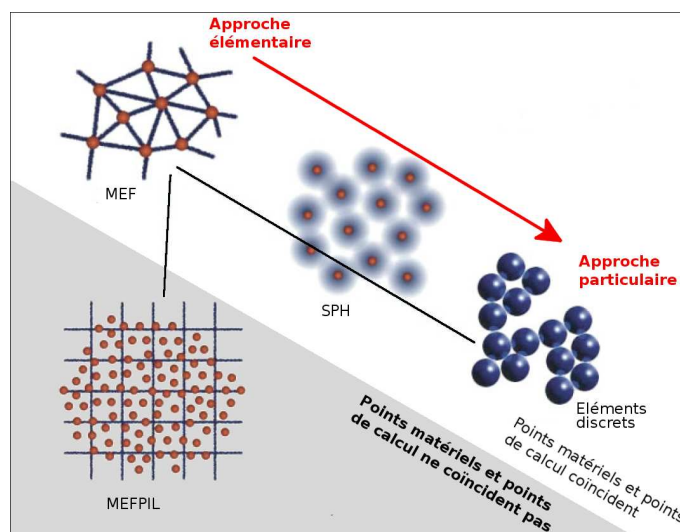


FIGURE 3.19 – Schéma montrant le positionnement de la MEFPIL par rapport aux méthodes de représentation de la matière classique : la méthode des éléments finis (MEF), méthode associant un domaine d'influence aux particules (SPH), et la méthode des éléments discrets, (Prime, 2012).

Cette particularité de la méthode MEFPIL lui permet de modéliser le comportement des géo-matériaux ayant des déplacements relativement grands et soumis à une transition solide-fluide (Prime, 2012). En particulier, les glaciers rocheux, ayant un comportement visco-plastique, sont susceptibles à être modélisés avec cette méthode, notamment, lorsque les déplacements deviennent importants à l'approche de l'instabilité ; il peut s'agir d'être en mesure de décrire la lave torrentielle qui suit

l'instabilité, comme lors de l'évènement du col du Lou. Ellipsis peut résoudre des problèmes thermiques purs, et ainsi des calculs couplés thermo-mécaniques, en prenant en compte une loi d'Arrhenius pour la variation en température des paramètres mécaniques, assorti de conditions aux limites plus complexes tel qu'un contact frottant, ou encore un corps glaciaire non homogène constitué de plusieurs couches. Ainsi de nombreuses études paramétriques peuvent être envisagées par la suite, comme la prise en compte du champ de température, et non plus une température moyenne, la recherche d'un plan de cisaillement, prise en compte du glissement basal, la projection d'un réchauffement du corps glaciaire... Dans un premier temps, il sera d'abord re-analyser les simulations d'une "tranche" autour d'un bloc expérimental.

3.3.1.2 Réadaptation des lois mécaniques existants dans ELLIPSIS aux modèles rhéologiques des glaciers rocheux

Le code ELLIPSIS inclut plusieurs lois de comportement mécanique implantées par de précédents développeurs. Notamment, la loi de Herschel-Buckley implantée dans ce code décrit le comportement des fluides non Newtoniens à seuil avec une loi de type puissance. Cette loi, en 2D, considérant uniquement le cisaillement, s'écrit habituellement sous la forme :

$$\tau = \tau_0 + k\dot{\gamma}^N \quad (3.27)$$

avec τ la contrainte de cisaillement, τ_0 la contrainte seuil, $\dot{\gamma}$ le taux de cisaillement, k et N les paramètres de fluage. k est aussi appelé indice de consistance.

Cette relation est utilisée par Ladanyi (2003) pour décrire le comportement des mélanges glace/débris tels que les glacier rocheux (équation (1.7)). Néanmoins, la résolution du problème dans Ellipsis se base sur l'adaptation de l'écriture tridimensionnelle de la loi de Bingham, qui a été implémenté précédemment dans le code (Prime, 2012). Cette loi décrit le comportement visco-plastique par un modèle théorique correspondant à un comportement de solide parfait sous faibles contraintes, et à un comportement de fluide visqueux au delà d'une contrainte seuil. L'expression tridimensionnelle de la loi de Herschel-Buckley exprimée selon le taux de déforma-

tions dans ELLIPSIS serait la suivante :

$$Si J_{2\sigma} \succ s_0 : \dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{J_{2\sigma} - \tau_0}{k} \cdot \frac{s_{ij}}{J_{2\sigma}} \right)^{\frac{1}{N}} \quad (3.28)$$

où $\dot{\epsilon}$ et s sont les tenseurs déviatoires de taux de déformation et de contrainte, $J_{2\sigma}$ est le second invariant du tenseur des contraintes. Le rapport $\frac{s_{ij}}{J_{2\sigma}}$ indique la direction en trois dimensions de la contrainte seuil s_0 (Prime, 2012). Le taux de déformation de cisaillement $\dot{\epsilon}$ avec la condition d'incompressibilité est ainsi défini par :

$$\dot{\epsilon}_c = \frac{1}{2} \left(\frac{\tau - \tau_0}{k} \right)^{\frac{1}{N}} \quad (3.29)$$

En admettant une contrainte seuil nulle, cette équation est identifiable à l'équation (3.13) proposée par Monnier et Kinnard (2016) et qui nous a permis de calculé la viscosité effective B_M pour le glacier rocheux de Laurichard (section 3.2.2). Nous identifions ainsi les relations suivantes :

$$\dot{\epsilon}_c = \frac{\dot{\gamma}}{2} ; k = B_M ; N = \frac{1}{n} \quad (3.30)$$

Les paramètres rhéologiques à renseigner dans le code sont donc B_M déterminé précédemment dans la section 3.2 et $\frac{1}{n}$ soit $\frac{1}{3*\omega_i}$.

3.3.2 Hypothèses et premiers essais de modélisation du glacier rocheux de Laurichard

3.3.2.1 Représentation géométrique élémentaire

La résolution en vitesse avec le code de calcul Ellipsis se fait en plan 2D. Nous supposons que la vitesse surfacique le long de la ligne d'écoulement du glacier rocheux de Laurichard suit le sens du profil (L1 à L17). La projection de ce profil sur un plan vertical définit le plan (x,z) dans le modèle géométrique sur ELLIPSIS. Avant de pouvoir modéliser la totalité de la ligne d'écoulement du glacier rocheux avec sa géométrie variable, nous choisissons de passer par une géométrie élémentaire plus simple à maîtriser. Pour chaque bloc suivi à Laurichard, nous assimilons un rectangle de matériau homogène de longueur $x = 10\text{m}$ et de profondeur $z = H$ qui correspond à la profondeur totale du glacier, perpendiculaire à la surface, et utilisée pour le calcul de la viscosité effective B_M (section 3.2). Les conditions aux limites de cette géométrie sont une surface libre en limite supérieure, des conditions périodiques sur les côtés et une condition de non déplacement au niveau du substratum. Ce sont les conditions adoptées pour la détermination inverse de la viscosité, au facteur de forme près. Considérant cette géométrie simplifiée, les valeurs de viscosité à introduire doivent avoir été re-déterminées avec un facteur de forme $S_f=1$ qui correspond à cette modélisation 2D (Il n'y a pas de freinage dû aux effets de bord). Ce rectangle est soumis à son poids propre dont l'accélération de pesanteur g est appliquée avec une déviation d'angle α , correspondant à la pente locale du glacier rocheux au bloc considéré. La Figure n°3.20 présente le passage à la géométrie du modèle.

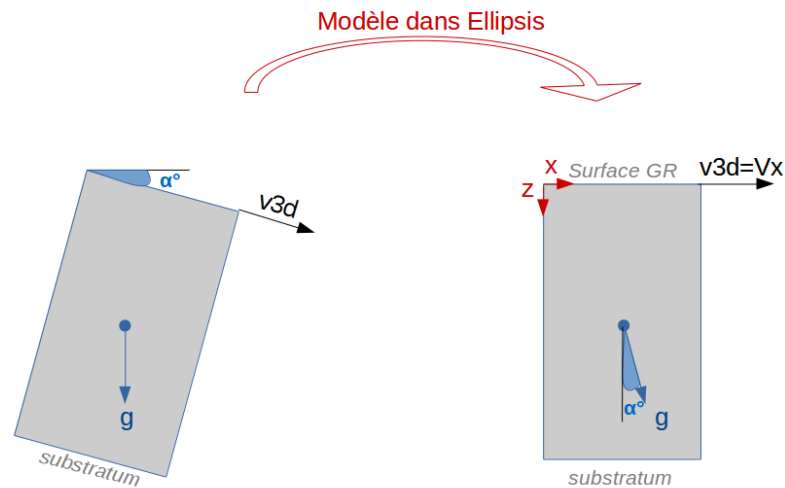


FIGURE 3.20 – Représentation géométrique d’un volume de longueur unitaire du glacier rocheux de Laurichard dans ELLIPSIS. g est la pesanteur et α la pente en surface au niveau du bloc représenté. $v3d$ est la vitesse mesurée en surface. Les conditions aux limites sont périodiques sur les bords latéraux, surface libre en supérieur, et non glissement à la base

La condition d’incompressibilité permet d’assimiler la vitesse observée en surface $v3d$ à la vitesse tangentielle V_x dans le code, obtenu comme résultat pour comparaison et validation du calcul.

Les conditions aux limites sont périodiques dans la direction x et $-x$ (Figure n°3.21), correspondant à une hypothèse de pente infiniment longue, tout comme le calcul de B_M dans la section (3.2). La vitesse au niveau du substratum est fixée à une valeur nulle (Coefficient de frottement infini).

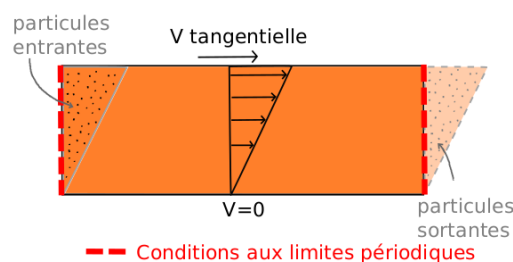


FIGURE 3.21 – Conditions aux limites dans la modélisation par ELLIPSIS (Prime, 2012).

Nous considérons également une couche d’air en dessus de ce rectangle afin

de permettre le déplacement de particules matérielles à la surface de l'échantillon représenté (surface libre). La discrétisation de la grille de calcul est également affinée près de la surface (interface matériau/air) pour des résultats plus précis de comparaison des vitesses (Figure n°3.22). Il s'agit dans cette première modélisation de vérifier la capacité à utiliser le code ELLIPIS pour de futures études paramétriques.

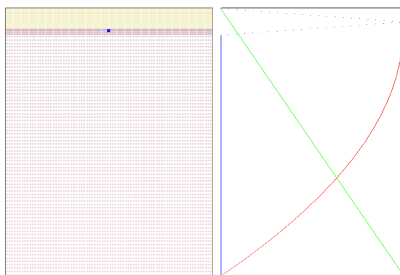


FIGURE 3.22 – A gauche : représentation géométrique dans ELLIPIS d'un volume élémentaire du glacier rocheux (en mauve) sous une couche d'air (en jaune). Le point noir sert à obtenir les résultats de calcul correspondants au bloc choisi, c'est à dire la vitesse à la surface au centre du modèle. A droite : la courbe rouge représente les vitesses dans la direction x du substratum jusqu'à la surface.

3.3.2.2 Comparaison avec les vitesses expérimentales (insitu)

La vitesse surfacique retrouvée avec la modélisation sur ELLIPIS est très proche de celle mesurée en surface et utilisée dans le calcul de B_M . Toutefois, l'erreur sur cette valeur atteint 6% dans certains cas (Voir tableau 3.7 dans l'annexe). La figure n°3.23 donne une comparaison entre la vitesse réelle v_{3d} et la vitesse retrouvée par la méthode numérique V_{code} pour le bloc L5 du glacier rocheux de Laurichard entre 1984 et 2019.

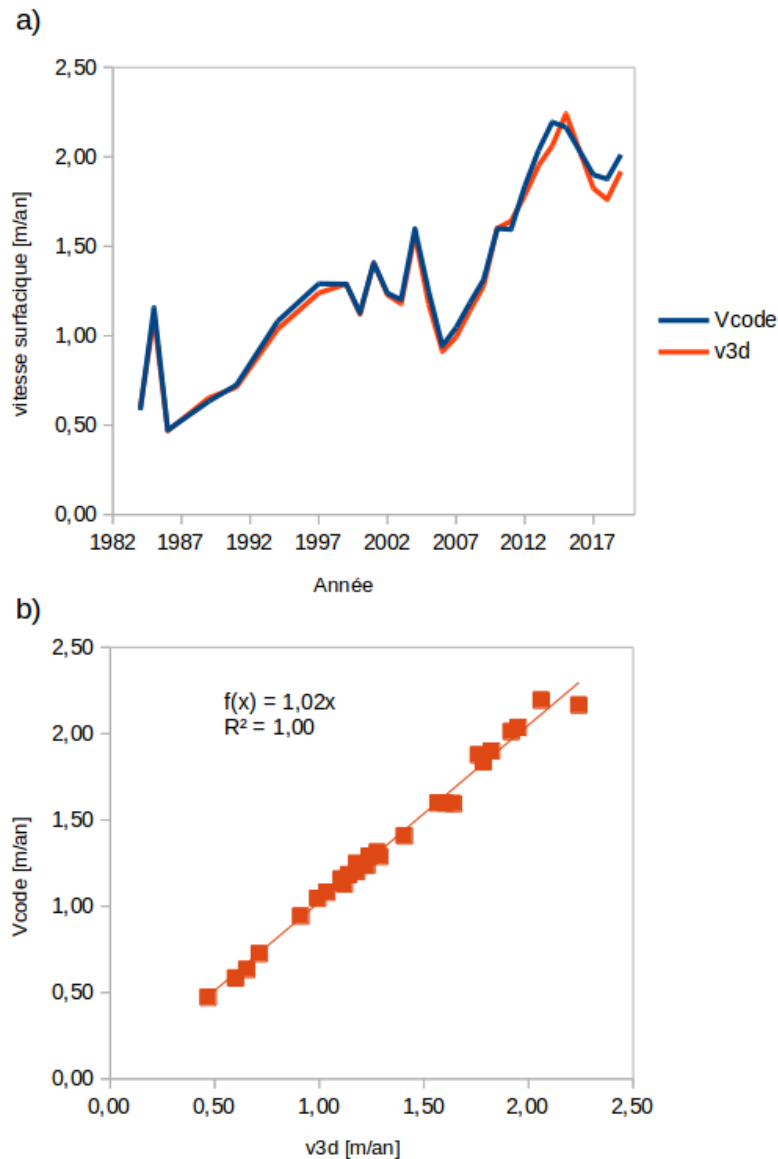


FIGURE 3.23 – a) Représentation de la vitesse surfacique (mesurée en rouge et calculée numériquement en bleu) du bloc L5 entre 1984 et 2019. b) Comparaison entre la vitesse calculée $Vcode$ et vitesse mesurée $v3d$ sur le même bloc.

La courbe de tendance linéaire entre $Vcode$ et $v3d$ est nulle à l'origine avec une pente de 1. Nous retrouvons ainsi les mêmes variations de vitesses du bloc L5 sur cet intervalle d'étude. Les quelques valeurs distinctes de la courbe nécessiteraient de vérifier une meilleure adéquation :

- lors d'un calcul en cisaillement simple sans prise en compte d'un fluage de compression du à la composante normal de la gravité.

- d'évaluer la déformation élastique instantanée (lié au module de cisaillement élastique de $1.94 \cdot 10^{-6}$ MPa) Néanmoins, l'ajustement des paramètres mécaniques

de fluage (variables B et n extraites de l'analyse inverse) d'*input* dans ELLIPSIS semble fonctionner assez bien pour ce cas d'étude. Toutefois, une optimisation de cette modélisation et la vérification de ces différences restent à identifier. Il est à noter que la géométrie utilisée est simplifiée par rapport au profil réel, mais ne sont pas la cause des disparités expérimentales versus simulées. Les paramètres utilisés sont adaptés à cette géométrie (Annexe).

Conclusion et perspectives

Dans la première partie de ce chapitre nous avons calculé, théoriquement, les conductivité et diffusivité thermiques équivalentes homogénéisées pour le glacier rocheux de Laurichard. A l'aide de deux approches développées pour les mélanges bi et multiphasiques, la conductivité thermique équivalente a été calculée le long du profil central de cette forme glaciaire. Une fraction de glace, estimée par les essais géophysiques était la seule donnée sur ce cas d'étude, et a servi à explorer sept formulations possibles pour la composition du mélange, incluant air, eau, glace et particules. Nous avons proposé ensuite une relation analytique simpliste pour le calcul de la diffusivité thermique équivalente. Sa valeur moyenne sur cette forme de terrain atteint $1.01 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. Cette évaluation a été utilisée, avec l'adaptation des définitions thermiques au glacier rocheux, pour calculer une profondeur de la couche active assimilée à la notion de peau thermique, qui serait d'environ 3 m à Laurichard, similairement aux valeurs observées sur le terrain. De plus, l'utilisation du temps de déphasage T_{lag} déterminé dans le chapitre précédent avec cette diffusivité nous ramène quasiment à la même profondeur pour la couche de cisaillement. En écartant les erreurs de calcul, nous pouvons en déduire que le fluage du glacier rocheux de Laurichard est maximal dans le pergélisol sous la couche active, et il est en corrélation avec les variations de température en surface. Toutefois, dès lors que l'horizon de cisaillement ne peut être confondu avec l'interface entre la couche active et le corps du glacier rocheux, ceci permet de dire que la conduction seule ne peut pas expliquer le transfert thermique entre la surface et le plan de cisaillement qui a mené à un T_{lag} de 5 mois. La convection joue ainsi un rôle plus important, notamment avec l'existence des fluides dans le mélange constituant ce matériau.

Dans la deuxième partie de ce chapitre nous avons cherché à déterminer la viscosité effective qui caractérise le comportement rhéologique de ce type de matériau glaciaire en se basant sur les travaux de Arenson et Springman (2005) et ceux de Monnier et Kinnard (2016). A partir des vitesses mesurées en surface et des différents paramètres géométriques estimés à Laurichard, nous avons obtenu l'évolution de cette viscosité pendant un intervalle de quarante ans. De plus, la variation de

cette grandeur le long du profil étudié nous a permis de déterminer les paramètres qui influencent le plus le fluage du glacier rocheux, dont notamment, la teneur en glace ω_i . Cette dernière doit être mesurée plus précisément pour pouvoir établir une caractérisation rhéologique plus représentative de ce matériau au glacier du Laurichard. L'étude inverse, avec les ajustements faits d'après les travaux d'Arenson et Springman (2005), a permis de retrouver une température moyenne du corps du glacier rocheux de l'ordre de -1°C et présentant un réchauffement à toute altitude sur la période. Ces valeurs sont très comparables aux données de forages sur des reliefs similaires, et pourraient être utiles dans la modélisation numérique prenant en compte le couplage thermo-dynamique.

Dans la dernière partie, nous avons cherché à ajuster certains paramètres pour pouvoir modéliser le glacier rocheux de Laurichard avec l'outil de calcul numérique ELLIPSIS. L'identification de l'approche de Monnier et Kinnard (2016), basée sur la loi de Glen (1955), pour le fluage des glacier rocheux dans les modèles déjà implémentés dans ce code a été faite avec le modèle des fluides non Newtoniens à seuil basé sur la loi de Herschel-Buckley. La modélisation par géométrie simplifiée de certains blocs sur le glacier rocheux a permis de confirmer le bon réglage des *inputs* du code. Nous avons réussi à retrouver les vitesses mesurées en surface avec des erreurs minimales (ne dépassant pas 6%). Toutefois, une étude plus approfondie est à prévoir pour des travaux de recherche complémentaires éventuels. Le passage ensuite à une géométrie globale de la forme en 2D serait pertinent.

D'autres modèles implémentés dans ce code de calcul pourrait être intéressants pour la modélisation du fluage des glaciers rocheux. L'activation de la dépendance de la viscosité à la température à chaque profondeur permettrait d'utiliser la diffusivité équivalente calculée précédemment et les mesures de température suivies en surface. La résolution du champ de température en profondeur serait à l'origine du calcul des vitesses d'écoulement avec le modèle de fluage de type Glen (1955). Les perspectives plus avancées seraient le développement de ce code de calcul pour permettre une modélisation 3D de la forme glaciaire et évaluer les vitesses d'avancement, ou tester le comportement face à des structures telles que les pylônes de

téléphériques par exemple, afin de s'intéresser aux problèmes d'ingénierie que le réchauffement climatique fera émerger dans un futur proche .

Conclusion générale

Le but de cette thèse concerne une meilleure compréhension de la rhéologie du glacier rocheux de Laurichard face aux effets du réchauffement climatique. Ce glacier choisi comme cas d'étude est situé dans les Alpes françaises et est suivi depuis une quarantaine d'années. La base de données concerne principalement le suivi des déplacements surfaciques au cours des quatre dernières décennies et, dans un deuxième temps, les températures proches de la surface. Toutefois, plusieurs caractéristiques thermo-physiques de cette forme de terrain restent non explorées. Nous avons opté donc pour une approche pluridisciplinaire en commençant par une recherche sur la définition géomorphologique de ce type de relief ainsi que les modèles mécaniques existants pour décrire sa rhéologie. La classification de notre cas d'étude a permis de rétro-contrôler nos résultats.

Nous avons réussi, ensuite, à travers la série de données de vitesses et de températures mesurées en surface, à en extraire une corrélation entre ces deux paramètres. Le forçage thermique a été confirmé avec l'hypothèse du fluage de la glace selon la loi empirique de Glen (1955), à travers l'approche mise en place par Staub (2015). Le coefficient de corrélation est maximal dans la zone centrale de la ligne d'écoulement, soit à une altitude moyenne d'environ 2533 m. Ayant la pente la plus raide de la forme (35°), cette zone est susceptible de présenter les déplacements en surfaces et les vitesses les plus remarquables. De plus, elle est probablement la zone la plus homogène dans sa composition interne. C'est pourquoi nous avons focalisé sur cette zone du glacier rocheux dans l'exploration de ses caractéristiques thermo-physiques. L'adaptation de l'étude statistique de Staub (2015) à notre cas d'étude a permis également de définir une fenêtre d'influence de l'ordre de 21 mois et un temps de décalage T_{lag} moyen de 5 mois qui peuvent permettre de caractériser la profondeur de la couche de cisaillement.

L'étape suivante pour comprendre le comportement du glacier rocheux de Laurichard était d'essayer de caractériser ses paramètres thermo-physiques en l'ab-

sence de forage sur ce site. Nous avons proposé une approche pour le calcul analytique de la diffusivité thermique équivalente de ce matériau multiphasique. N'ayant qu'une estimation approximative de la teneur en glace le long du profil étudié à Laurichard, nous avons proposé plusieurs scénarios pour l'estimation des fractions des constituants du mélange (débris rocheux, air et eau). En particulier, une relation entre la teneur en eau liquide et celle de la glace a été proposée à partir des données de forages de Monnier et Kinnard (2016) en Amérique Latine, afin d'établir ces scénarios. L'application des définitions de peau thermique a permis aussi de calculer la profondeur approximative de 3 mètres pour la couche active à Laurichard. Cependant, les méthodes utilisées restent simplistes et peu précises. Des recherches plus approfondies dans cette direction pourront être envisageables au vu des premiers résultats encourageants obtenus.

Ensuite, une viscosité effective a été estimée au niveau des différents blocs suivis entre 1984 et 2021 selon l'approche de type Glen. La méthode consiste en un rétro calcul de cette grandeur en fonction de la contrainte de cisaillement due au chargement gravitaire, et à combiner l'approche inverse de Monnier et Kinnard (2016) pour les glaciers rocheux, avec la dépendance de l'exposant n à la teneur en glace du corps glaciaire proposée par Arenson et Springman (2005). Les valeurs de viscosité, obtenues sur l'ensemble des années et des points de mesures de vitesse ont permis de confirmer une diminution de la viscosité du glacier rocheux de Laurichard entre le début des années 80 et nos jours en corrélation avec l'accélération des vitesses de surface. Cette approche montre également que le rôle de la teneur en glace est un facteur majeur dans la description de la rhéologie des glacier rocheux : par ailleurs, la viscosité effective de la zone centrale, qui présente la pente et les vitesses surfaciques les plus élevées à Laurichard, est moins élevée qu'à la racine. Ce résultat est dépendant de l'hypothèse faite sur l'estimation simpliste des teneurs en glace. L'ajustement des relations données expérimentalement par Arenson et Springman (2005) nous a conduit aussi à estimer les températures internes du glacier rocheux de Laurichard et confirmer ainsi son mode thermique semi-tempéré. Ces températures pourraient être comparées à celles mesurées en surface en utilisant la diffusivité ther-

mique équivalente déterminée analytiquement pour relier vitesses et changements climatiques sur ce site.

Afin de valoriser les résultats de viscosité rhéologique obtenus dans ce travail de thèse, nous avons entamé la modélisation numérique du déplacement de certains blocs du glacier rocheux de Laurichard à l'aide d'un outil numérique développé au laboratoire 3SR et basé sur la méthode d'élément finis à points d'intégration Lagrangiens permettant les grands déplacements. Nous avons adapté les paramètres du modèle de fluage des glaciers rocheux, type Glen (1955), à celles du modèle de Herschel-Buckley pour les fluides à seuil, déjà implémenté dans le code. La modélisation d'une géométrie simplifiée en utilisant la viscosité effective correspondante permet de retrouver les vitesses surfaciques mesurées. Dans ce manuscrit nous avons présenté la modélisation de la rhéologie du glacier rocheux de Laurichard en utilisant les caractéristiques géométriques au niveau du bloc L5, et en supposant un modèle 2D infini et les caractéristiques thermo-mécaniques établis dans cette thèse. L'objectif était de prendre en main le code et vérifier notre capacité à l'utiliser pour des études exploratoires plus larges. Ceci permet en effet de mettre en place un couplage thermo-mécanique. La comparaison, sur l'ensemble de l'intervalle d'étude, des vitesses simulées et des vitesses expérimentales a été effectuée. Les résultats obtenus sont positifs et l'erreur est minimale (de l'ordre de 6% au maximum). La mise en œuvre de l'ensemble des possibilités du code (couplage thermo-mécanique, transition fluide-solide...) est en mesure d'apporter des réponses plus précises dans le cadre de la compréhension des phénomènes régissant le comportement rhéologique du glacier rocheux de Laurichard.

Cette thèse a finalement mis en œuvre une méthodologie d'étude interdisciplinaire, faisant le lien entre mesures effectuées et analyse de données à travers des modèles certes simples, mais reconnus. Elle démontre le rôle de la mécanique à travers l'identification de la zone centrale du glacier rocheux (plus contrainte mécaniquement de part la pente plus élevée) comme zone de meilleures corrélations entre vitesses de surface et températures observées. C'est donc une zone de choix pour l'identification des paramètres mécaniques du fluage. Une fois ceci estimé il devient

possible de vérifier le comportement thermique par rétro analyse et de confirmer la tendance au réchauffement sur la période d'étude. La pluridisciplinarité du sujet nous a permis ainsi de toucher plusieurs domaines liés aux glaciers rocheux. Les données de températures et de vitesses de surface collectées depuis des décennies sur le glacier rocheux de Laurichard ont été valorisées dans ce travail de thèse dans le but de mieux comprendre la pertinence du forçage climatique dans la rhéologie des glaciers rocheux.

Annexe

TABLE 3.7 – Caractéristiques géométriques et physiques du glacier rocheux de Laurichard au niveau du bloc L5 utilisé dans la modélisation numérique par ELLIP-SIS et Erreur sur la valeur de la vitesse surfacique trouvée en comparaison avec la vitesse mesurée.

Bloc	L5					
ω_i	0,51					
ρ	1273,5					
S_f	0,884					
n	1,52					
n_c	0,66					
Année	v3d	α°	H	B_M	$B_M(S_f = 1)$	Erreur sur V_{code}
1984	0,61	16	24	1074885	1215934	-2,61%
1985	1,11	14	24	521097	589476	4,71%
1986	0,47	14	24	1095138	1238844	0,71%
1989	0,66	31	24	1061663	1200977	-2,92%
1991	0,72	33	25	1166035	1319044	1,69%
1994	1,04	31	26	1021304	1155321	4,32%
1997	1,25	32	26	870891	985170	4,16%
1999	1,30	34	25	838886	948966	-0,06%
2000	1,13	32	25	920771	1041596	0,71%
2001	1,41	34	25	826208	934625	0,05%
2002	1,14	35	25	891873	1008906	0,74%
2003	1,18	26	25	872297	986761	1,94%
2004	1,57	34	25	727795	823298	1,96%
2005	1,18	33	25	762083	862085	5,97%
2006	0,91	32	25	1095005	1238693	3,43%
2007	0,99	34	25	1073416	1214272	5,31%
2008	1,14	33	25	988887	1118650	3,78%
2009	1,28	28	25	873858	988527	2,76%
2010	1,60	27	24	715403	809279	-0,12%
2011	1,64	30	24	772086	873401	-2,86%
2012	1,78	30	24	678269	767273	2,92%
2013	1,95	33	24	685961	775974	4,36%
2014	2,06	27	24	594301	672286	6,42%
2015	2,24	37	23	591252	668837	-3,38%
2017	1,83	31	24	680320	769593	4,13%
2018	1,63	28	24	732267	828356	6,55%
2019	1,77	33	24	724542 ₁₄₇	819618	4,87%

Communications

- 1 Article : Melki, S., Daudon, D., Bodin, X., Thibert, E. (2021, May). Analysis of the Mechanical Behavior of the Laurichard Rock Glacier (French Alps) in the Recent Climatic Changes.

DOI : 10.1007/978-3-030-64518-2_109

- 1 Conférence internationale : Oral presentation in the 16th International Conference of IACMAG 2022 (Torino, Italy, August 30 - September 2, 2022)

- 1 Article de web : Modélisation du comportement rhéologique du glacier rocheux du Laurichard : quel lien avec le changement climatique ?

<http://www.irma-grenoble.com/01actualite/01articles>

- Rencontres : Global Challenges Science Week GCSW'19 (Poster), 4th OGGM Workshop (orale), 2ème rencontres transfrontalières et francophones du permafrost Alpin (orale), Les rencontres annuelles SHF mars 2021 (orale)

Bibliographie

- Allen, S., Frey, H., Huggel, C., et al. (2017). Assessment of glacier and permafrost hazards in mountain regions—technical guidance document. *Standing Group on Glacier and Permafrost Hazards in Mountains (GAPHAZ) of the International Association of Cryospheric Sciences (IACS) and the International Permafrost Association (IPA) : Zurich, Switzerland.*
- Anderson, R. S., Anderson, L. S., Armstrong, W. H., Rossi, M. W., Crump, S. E., et al. (2018). Glaciation of alpine valleys : The glacier–debris-covered glacier–rock glacier continuum. *Geomorphology*, 311, 127–142.
- Arenson, & Springman. (2005). Mathematical descriptions for the behaviour of ice-rich frozen soils at temperatures close to 0 c. *Canadian Geotechnical Journal*, 42(2), 431–442.
- Arenson, L., Hoelzle, M., & Springman, S. (2002). Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(2), 117–135.
- Arenson, L. U., & Palmer, A. C. (2005). Rock glaciers, fault gouge and asphalt : Hard particles in a nonlinear creeping matrix. *Cold regions science and technology*, 43(3), 117–127.
- Barsch, U., & Beck, F. (1996). Anodic overoxidation of polythiophenes in wet acetonitrile electrolytes. *Electrochimica acta*, 41(11-12), 1761–1771.
- Berthling, I. (2011). Beyond confusion : Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology*, 131(3-4), 98–106.
- Berthling, I., & Etzelmüller, B. (2011). The concept of cryo-conditioning in landscape evolution. *Quaternary Research*, 75(2), 378–384.
- Bodin, X. (2007). *Géodynamique du pergélisol de montagne : fonctionnement, distribution et évolution récente : l'exemple du massif du combeynot (hautes alpes)* (Thèse de doctorat non publiée). Paris 7.
- Bodin, X., Thibert, E., Fabre, D., Ribolini, A., Schoeneich, P., Francou, B., ... Fort, M. (2009). Two decades of responses (1986–2006) to climate by the laurichard

- rock glacier, french alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(4), 331–344.
- Bodin, X., Thibert, E., Sanchez, O., Rabatel, A., Jaillet, S., et al. (2018). Multi-annual kinematics of an active rock glacier quantified from very high-resolution dems : an application-case in the french alps. *Remote Sensing*, 10(4), 547.
- Bolch, T. (2007). Climate change and glacier retreat in northern tien shan (kazakhstan/kyrgyzstan) using remote sensing data. *Global and Planetary Change*, 56(1-2), 1–12.
- Buchli, T., Kos, A., Limpach, P., Merz, K., Zhou, X., & Springman, S. M. (2018). Kinematic investigations on the furggwanghorn rock glacier, switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 29(1), 3–20.
- Burn, C. R. (1998). The active layer : two contrasting definitions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(4), 411–416.
- Capps Jr, S. R. (1910). Rock glaciers in alaska. *The journal of Geology*, 18(4), 359–375.
- Cicoira, A., Beutel, J., Faillettaz, J., Gärtner-Roer, I., Vieli, A., et al. (2019a). Resolving the influence of temperature forcing through heat conduction on rock glacier dynamics : a numerical modelling approach. *The Cryosphere*, 13(3), 927–942.
- Cicoira, A., Beutel, J., Faillettaz, J., Vieli, A., et al. (2019b). Water controls the seasonal rhythm of rock glacier flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 528, 115844.
- Cicoira, A., Marcer, M., Gärtner-Roer, I., Bodin, X., Arenson, L. U., & Vieli, A. (2021). A general theory of rock glacier creep based on in-situ and remote sensing observations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 32(1), 139–153.
- Correia, A., Vieira, G., & Ramos, M. (2012). Thermal conductivity and thermal diffusivity of cores from a 26 meter deep borehole drilled in livingston island, maritime antarctic. *Geomorphology*, 155, 7–11.
- Cremonese, E., Gruber, S., Phillips, M., Pogliotti, P., Böckli, L., Noetzli, J., . . . others (2011). Brief communication : " an inventory of permafrost evidence for the european alps". *The Cryosphere*, 5(3), 651–657.

- Cross, W., Howe, E., & Ransome, F. (1905). Description of the silverton quadrangle. *Colorado : US Geological Survey Geologic Atlas of the United States Folio, Silvertone Folio*(120), 34.
- Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B. (2010). *The physics of glaciers*. Academic Press.
- Cusicanqui, D., Rabatel, A., Vincent, C., Bodin, X., Thibert, E., & Francou, B. (2021). Interpretation of volume and flux changes of the laurichard rock glacier between 1952 and 2019, french alps. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, *126*(9), e2021JF006161.
- Daniel, C. (1973). One-at-a-time plans. *Journal of the American Statistical Association*, *68*(342), 353-360. Consulté sur <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01621459.1973.10482433> doi: 10.1080/01621459.1973.10482433
- Darrow, M. M., Gyswyt, N. L., Simpson, J. M., Daanen, R. P., & Hubbard, T. D. (2016). Frozen debris lobe morphology and movement : an overview of eight dynamic features, southern brooks range, alaska. *The Cryosphere*, *10*(3), 977–993.
- Delaloye, R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale* (Thèse de doctorat non publiée). Université de Fribourg.
- Delaloye, R., & Lambiel, C. (2005). Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (swiss alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, *59*(2), 194–203.
- Delaloye, R., Lambiel, C., & Gärtner-Roer, I. (2010). Overview of rock glacier kinematics research in the swiss alps. *Geographica Helvetica*, *65*(2), 135–145.
- Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., ... others (2008). Recent interannual variations of rock glacier creep in the european alps.
- De Luis, M., Čufar, K., Saz, M. A., Longares, L. A., Ceglar, A., & Kajfež-Bogataj, L. (2014). Trends in seasonal precipitation and temperature in slovenia during 1951–2007. *Regional environmental change*, *14*(5), 1801–1810.

- Dobinski, W. (2011). Permafrost. *Earth-Science Reviews*, 108(3-4), 158–169.
- Dunn, R. J., Aldred, F., Gobron, N., Miller, J. B., Willett, K. M., Ades, M., . . . others (2022). Global climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103(8), S11–S142.
- Francou, B. (1988). *L'ébouilisation en haute montagne : Andes and alpes : six contributions a l'étude du systeme corniche-éboulis en milieu periglaciaire : these de doctorat d'état mention géographie*. Centre de Géomorphologie.
- Francou, B., & Reynaud, L. (1992). 10 year surficial velocities on a rock glacier (laurichard, french alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(3), 209–213.
- Frost, R. E., & Mintzer, O. W. (1950). Influence of topographic position in airphoto identification of permafrost. *Soil Exploration and Mapping, US Highway Research Board, Bull*, 28, 100–121.
- García, A., Ulloa, C., Amigo, G., Milana, J. P., & Medina, C. (2017). An inventory of cryospheric landforms in the arid diagonal of south america (high central andes, atacama region, chile). *Quaternary International*, 438, 4–19.
- Glen, J. W. (1955). The creep of polycrystalline ice. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 228(1175), 519–538.
- Gorbunov, A. (1988). The alpine permafrost zone of the ussr. In *Proceedings of the fifth international permafrost conference, 1988* (Vol. 1, pp. 154–158).
- Gruber, S. (2012). Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere*, 6(1), 221–233.
- Guillemot, A., Baillet, L., Garambois, S., Bodin, X., Helmstetter, A., Mayoraz, R., & Larose, É. (2020). Modal sensitivity of rock glaciers to elastic changes from spectral seismic noise monitoring and modeling. *The Cryosphere*.
- Guillemot, A., Baillet, L., Garambois, S., Bodin, X., Helmstetter, A., Mayoraz, R., & Larose, E. (2021). Modal sensitivity of rock glaciers to elastic changes from spectral seismic noise monitoring and modeling. *The Cryosphere*, 15(2), 501–529.
- Guillemot, A., Baillet, L., Garambois, S., Bodin, X., Larose, É., Helmstetter, A., &

- Mayoraz, R. (2020). *Towards mechanical modeling of rock glaciers from modal analysis of passive seismic data* (Rapport technique). Copernicus Meetings.
- Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost : internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich*(77).
- Haeberli, W. (2000). Modern research perspectives relating to permafrost creep and rock glaciers : a discussion. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(4), 290–293.
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääh, A., . . . others (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and periglacial processes*, 17(3), 189–214.
- Haeberli, W., Hoelzle, M., Kääh, A., Keller, F., Vonder Mühll, D., & Wagner, S. (1998). Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier murtèl, eastern swiss alps : answered questions and new perspectives. In *Proceedings of the 7th international conference on permafrost* (Vol. 57, pp. 403–410).
- Harris, S., French, H., Heginbottom, J., Johnston, G., Ladanyi, B., Sego, D., & Van Everdingen, R. (1988). Glossary of permafrost and related ground-ice terms, national research council of canada, associate committee on geotechnical research. *Permafrost Subcommittee*.
- Harris, S. A. (1986). Permafrost distribution, zonation and stability along the eastern ranges of the cordillera of north america. *Arctic*, 29–38.
- Humlum, O. (1988). Rock glacier appearance level and rock glacier initiation line altitude : a methodological approach to the study of rock glaciers. *Arctic and Alpine Research*, 20(2), 160–178.
- Humlum, O. (1996). Origin of rock glaciers : observations from mellemfjord, disko island, central west greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(4), 361–380.
- Humlum, O. (2000). The geomorphic significance of rock glaciers : estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in west greenland. *Geomorphology*, 35(1-2), 41–67.

- Izard, J.-L. (2006). L'inertie thermique dans le bâtiment.
- Janke, J., & Bolch, T. (2021). Rock glaciers. *Reference module in Earth systems and environmental sciences*.
- Johnson, P. G. (1984). Rock glacier formation by high-magnitude low-frequency slope processes in the southwest yukon. *Annals of the association of American Geographers*, 74(3), 408–419.
- Jones, D., et al. (2018). *Mountain rock glaciers contain globally significant water stores, sci. rep.*, 8, 2834.
- Kääb, A., et al. (2007). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, 56(1-2), 172–187.
- Kannan, K., Mansutti, D., & Rajagopal, K. R. (2021). Computational corroboration of the flow of rock glaciers against borehole measurements. *International Journal of Non-Linear Mechanics*, 132, 103710.
- Kannan, K., & Rajagopal, K. (2013). A model for the flow of rock glaciers. *International Journal of Non-Linear Mechanics*, 48, 59–64.
- Kenner, R., Phillips, M., Beutel, J., Hiller, M., Limpach, P., Pointner, E., & Volken, M. (2017). Factors controlling velocity variations at short-term, seasonal and multiyear time scales, ritigraben rock glacier, western swiss alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(4), 675–684.
- Korck, J., Mayer, B., Rudolf-Miklau, F., Greminger, P., Zischg, A., & Damm, M. (2011). Climate adaptation and natural hazard management in the alpine space : Final report. *ADAPTALP*, URL www.adaptalp.org.
- Koster, E. A., Nieuwenhuijzen, M. E., & Judge, A. S. (1994). *Permafrost and climatic change : an annotated bibliography* (Vol. 27). World Data Center for Glaciology (Snow and Ice).
- Ladanyi, B. (2003). Rheology of ice/rock systems and interfaces. In *Proceedings of the 8th international conference on permafrost, zurich* (pp. 22–25).
- Liu, Z., Lu, L., & Tang, Y. (2012). *A concise course on thermal analysis*. Science Press : Beijing, China.
- Lugon, R., & Stoffel, M. (2010). Rock-glacier dynamics and magnitude–frequency relations of debris flows in a high-elevation watershed : Ritigraben, swiss alps.

- Global and Planetary Change*, 73(3-4), 202–210.
- Magnin, F., Deline, P., Ravanel, L., Noetzli, J., & Pogliotti, P. (2015). Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the aiguille du midi (mont blanc massif, 3842 m asl). *The Cryosphere*, 9(1), 109–121.
- Marcer, M. (2018). *Déstabilisation des glaciers rocheux dans les alpes françaises : une évaluation à l'échelle régionale et locale* (Thèse de doctorat non publiée). Université Grenoble Alpes (ComUE).
- Marcer, M., Bodin, X., Brenning, A., Schoeneich, P., Charvet, R., & Gottardi, F. (2017). Permafrost favorability index : Spatial modeling in the french alps using a rock glacier inventory. , 5. Consulté le 2017-12-15, sur <http://journal.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2017.00105/full> doi: 10.3389/feart.2017.00105
- Marcer, M., Cicoira, A., Cusicanqui, D., Bodin, X., Echelard, T., Obregon, R., & Schoeneich, P. (2021). Rock glaciers throughout the french alps accelerated and destabilised since 1990 as air temperatures increased. *Communications Earth & Environment*, 2(1), 81.
- Marcer, M., Ringsø Nielsen, S., Ribeyre, C., Kummert, M., Duvillard, P.-A., Schoeneich, P., ... Genuite, K. (2020). Investigating the slope failures at the lou rock glacier front, french alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 31(1), 15–30.
- Marcer, M., Serrano, C., Brenning, A., Bodin, X., Goetz, J., & Schoeneich, P. (2019). Evaluating the destabilization susceptibility of active rock glaciers in the french alps. *The Cryosphere*, 13(1), 141–155.
- Melki, s. (2021, Jan). *Modélisation du comportement rhéologique du glacier rocheux de laurichard : quel lien avec le changement climatique?* Consulté sur http://www.irma-grenoble.com/01actualite/01articles_afficher.php?id_actualite=728
- Melki, S., Daudon, D., Bodin, X., & Thibert, E. (2021). Analysis of the mechanical behavior of the laurichard rock glacier (french alps) in the recent climatic changes. In *International conference of the international association for computer methods and advances in geomechanics* (pp. 917–924).

- Mellor, M., & Testa, R. (1969). Effect of temperature on the creep of ice. *Journal of Glaciology*, 8(52), 131–145.
- Mergili, M., Jaboyedoff, M., Pullarello, J., & Pudasaini, S. P. (2020). Back calculation of the 2017 piz cengalo–bondo landslide cascade with r. avafLOW : what we can do and what we can learn. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20(2), 505–520.
- Monnier, S. (2006). *Les glaciers-rocheux, objets géographiques : analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales : application aux alpes de savoie* (Thèse de doctorat non publiée). Paris 12.
- Monnier, S., & Kinnard, C. (2015). Internal structure and composition of a rock glacier in the dry andes, inferred from ground-penetrating radar data and its artefacts. *Permafrost and Periglacial Processes*, 26(4), 335–346.
- Monnier, S., & Kinnard, C. (2016). Interrogating the time and processes of development of the las liebres rock glacier, central chilean andes, using a numerical flow model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(13), 1884–1893.
- Moore, P. L. (2014). Deformation of debris-ice mixtures. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 435–467.
- Moresi, L., Dufour, F., & Mühlhaus, H.-B. (2003). A lagrangian integration point finite element method for large deformation modeling of viscoelastic geomaterials. *Journal of computational physics*, 184(2), 476–497.
- Moresi, L.-N., & Solomatov, V. (1995). Numerical investigation of 2d convection with extremely large viscosity variations. *Physics of Fluids*, 7(9), 2154–2162.
- Muller, S. (1947). Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. jw edwards. *Ann Arbor*, 231.
- Muller, S. W. (1945). ... *permafrost, or permanently frozen ground : And related engineering problems* (N° 62). Army map service, US Army.
- Nikiforoff, C. (1928). The perpetually frozen subsoil of siberia. *Soil Science*, 26(1), 61–82.
- Nye, J. F. (1952). The mechanics of glacier flow. *Journal of Glaciology*, 2(12), 82–93.
- Observatoire pyrénéen du changement climatique*. (2013, May). Consulté sur

- <https://www.opcc-ctp.org/eu/file/240>
- O'Neill, M. (2021, Aug). *It's official : Noaa declares july 2021 earth's hottest month on record*. Consulté sur <https://scitechdaily.com/its-official-noaa-declares-july-2021-earths-hottest-month-on-record/>
- O'Neill, C., Moresi, L., Müller, D., Albert, R., & Dufour, F. (2006). Ellipsis 3d : A particle-in-cell finite-element hybrid code for modelling mantle convection and lithospheric deformation. *Computers & Geosciences*, 32(10), 1769–1779.
- Pellet, B. X. D. R. K. V. N. J. T. E. K.-P. A., C., et al. (2021). State of the climate in 2020, rock glacier kinematics. *Bulletin of the American Meteorological Society BAMS - State of the climate in 2020 S44–S45*, 102(8).
- Pogliotti, P., Guglielmin, M., Cremonese, E., Morra di Cella, U., Filippa, G., Pellet, C., & Hauck, C. (2015). Warming permafrost and active layer variability at cime bianche, western european alps. *The Cryosphere*, 9(2), 647–661.
- Poloczanska, E., Mintenbeck, K., Portner, H. O., Roberts, D., & Levin, L. A. (2018). The ipcc special report on the ocean and cryosphere in a changing climate. In *2018 ocean sciences meeting*.
- Potter Jr, N. (1972). Ice-cored rock glacier, galena creek, northern absaroka mountains, wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3025–3058.
- Prime, N. (2012). *Modélisation de la transition solide-fluide dans les géomatériaux. application aux glissements de terrain* (Thèse de doctorat non publiée). Université de Grenoble (France).
- Prime, N., Dufour, F., & Darve, F. (2014). Solid–fluid transition modelling in geomaterials and application to a mudflow interacting with an obstacle. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 38(13), 1341–1361.
- Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C., & Kääh, A. (2008). Observations and considerations on destabilizing active rock glaciers in the European Alps. In *Ninth International Conference on Permafrost* (Vol. 2, pp. 1505–1510). Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks Fairbanks, Alaska. Consulté le 2017-02-28, sur https://www.researchgate.net/profile/Reynald_Delaloye/

publication/50915548_Observations_and_considerations_on
_destabilizing_active_rock_glaciers_in_the_European_Alps/links/
0912f5118c55d2a622000000.pdf

- Staub, B. (2015). The evolution of mountain permafrost in the context of climate change.
- Steenstrup, K. J. V. (1883). *Beretning om undersøgelsesrejserne i nordgrønland i aarene 1878-80*. B. Lunos kgl. hof-bogtrykkeri.
- Stocker, B. D., Wang, H., Smith, N. G., Harrison, S. P., Keenan, T. F., Sandoval, D., ... Prentice, I. C. (2020). P-model v1. 0 : an optimality-based light use efficiency model for simulating ecosystem gross primary production. *Geoscientific Model Development*, 13(3), 1545–1581.
- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Alexander, L. V., Allen, S. K., Bindoff, N. L., ... others (2013). Technical summary. In *Climate change 2013 : the physical science basis. contribution of working group i to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change* (pp. 33–115). Cambridge University Press.
- Thibert, E., & Bodin, X. (2022). Changes in surface velocities over four decades on the Laurichard rock glacier (French Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, n/a(n/a). Consulté le 2022-06-23, sur <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/ppp.2159> (_eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/ppp.2159>) doi: 10.1002/ppp.2159
- Thibert, E., et al. (2018). Extracting the time signal in surface velocity changes along 3 decades at laurichard rock glacier (french alps). In *5th european conference on permafrost, book of abstract. presented at the eucof5, laboratoire edytem, chamonix, france* (pp. 615–616).
- Ting, J. M., Torrence Martin, R., Ladd, C. C., et al. (1983). Mechanisms of strength for frozen sand. *Journal of Geotechnical Engineering*, 109(10), 1286–1302.
- Trombotto, D., & Borzotta, E. (2009). Indicators of present global warming through changes in active layer-thickness, estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the morenas coloradas rockglacier, central andes of mendoza, argentina. *Cold Regions Science and Technology*, 55(3), 321–330.

- Wagner, S. (1992). Creep of alpine permafrost, investigated on the murtel rock glacier. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 157–162.
- Wang, J., Carson, J. K., North, M. F., & Cleland, D. J. (2008). A new structural model of effective thermal conductivity for heterogeneous materials with co-continuous phases. *International journal of heat and mass transfer*, 51(9-10), 2389–2397.
- Weertman, J. (1983). Creep deformation of ice. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 11(1), 215–240.
- Weertman, J., & Weertman, J. R. (1975). High temperature creep of rock and mantle viscosity. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 3(1), 293–315.
- Whalley, W. B., & Azizi, F. (1994). Rheological models of active rock glaciers : evaluation, critique and a possible test. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5(1), 37–51.
- Whalley, W. B., & Azizi, F. (2003). Rock glaciers and protalus landforms : Analogous forms and ice sources on earth and mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 108(E4).
- Williams, P. J., & Smith, M. W. (1989). *The frozen earth : fundamentals of geocryology* (Vol. 306). Cambridge University Press Cambridge.
- Williamson, R. (1972). Effects of environment on pavement temperatures. In *Intl conf structural design proc* (Vol. 1).
- Yamamoto, Y., & Springman, S. M. (2017). Three-and four-point bending tests on artificial frozen soil samples at temperatures close to 0 c. *Cold Regions Science and Technology*, 134, 20–32.
- Zhao, Y., Jiang, J., Dai, Y., Zhou, L., & Ni, F. (2020). Thermal property evaluation of porous asphalt concrete based on heterogeneous meso-structure finite element simulation. *Applied Sciences*, 10(5), 1671.