



**HAL**  
open science

# Surveillance sismologique des glaciers rocheux : pour mieux contraindre un risque émergent

Antoine Guillemot

► **To cite this version:**

Antoine Guillemot. Surveillance sismologique des glaciers rocheux : pour mieux contraindre un risque émergent. Glaciologie. Université Grenoble Alpes [2020-..], 2020. Français. NNT : 2020GRALU020 . tel-03094893

**HAL Id: tel-03094893**

**<https://theses.hal.science/tel-03094893>**

Submitted on 4 Jan 2021

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

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

## THÈSE

Pour obtenir le grade de

### DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers et de l'Environnement

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

### **Antoine GUILLEMOT**

Thèse dirigée par **Laurent BAILLET**, Professeur,  
Université Grenoble Alpes  
et codirigée par **Agnès HELMSTETTER**, Chargée de recherche,  
Université Grenoble Alpes

préparée au sein du **Laboratoire Institut des Sciences de la Terre**  
dans l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

## **Surveillance sismologique des glaciers rocheux : pour mieux contraindre un risque émergent**

### **Seismic monitoring of rock glaciers : towards understanding an emerging risk**

Thèse soutenue publiquement le **29 septembre 2020**  
devant le jury composé de :

**M. Guilhem BARRUOL**

Directeur de recherche, CNRS – IPG Paris, Rapporteur

**M. Alec VAN HERWIJNEN**

Chargé de recherche, Institut fédéral WSL Davos, Rapporteur

**M. Christophe VOISIN**

Chargé de recherche HDR, CNRS – ISTerre, Examineur

**M. Jérôme VERGNE**

Physicien Adjoint, EOST Strasbourg, Président

**Mme Florence NAAIM**

Ingénieure chercheuse HDR, INRAE – Grenoble, Examinatrice

**M. Eric LAROSE**

Directeur de recherche, CNRS – ISTerre, Encadrant de thèse











# Remerciements

---

En ouverture de manuscrit je tiens à remercier les nombreuses personnes qui ont contribué à leur manière à l'aboutissement de cette thèse.

Tout d'abord je remercie chaleureusement les membres de mon jury : Guilhem Barruol (IPG Paris) et Alec Van Herwijnen (SLF Davos), en tant que rapporteurs de ce manuscrit, ainsi que Florence Naaïm (INRAE), Christophe Voisin (ISTerre) et Jérôme Vergne (EOST Strasbourg). Je suis très reconnaissant de leur implication dans mon travail final : grâce à leurs points de vue d'experts extérieurs, leur lecture attentive de mon manuscrit et leurs interventions lors de la soutenance de thèse ont conclu ce cycle de trois ans avec des perspectives de recherche enthousiasmantes.

Bien sûr je souhaite remercier mes directeurs de thèse : Laurent Baillet, Agnès Helmstetter et Éric Larose, pour l'encadrement et le suivi régulier dont j'ai pu bénéficier pour mener à bien ce travail, les nombreuses réunions de recherche et les discussions scientifiques qu'elles ont suscitées, leurs nouvelles idées souvent fructueuses et leurs suggestions toujours pertinentes. De plus, je remercie spécifiquement Éric pour son implication lors des nombreuses sorties sur le terrain, son savoir-faire dans l'instrumentation des deux sites d'étude, son rôle de coordination des différents projets dans lesquels j'étais impliqué, et l'intérêt personnel qu'il m'a porté depuis les origines jusqu'aux aboutissements de ma thèse. Et de manière générale, je suis très reconnaissant de la confiance précieuse que mes encadrants ont exprimé envers moi par la grande liberté dont j'ai pu bénéficier au cours de ces trois années.

Je souhaite mentionner également l'École polytechnique et sa formation doctorale, qui m'a accordé l'allocation AMX me permettant de réaliser mon doctorat durant trois ans dans un environnement confortable ; l'École ne m'a donc pas seulement enseigné une formation d'ingénieur d'excellence, elle m'a également offert l'occasion de compléter mon parcours scientifique par la voie de la recherche que j'ai choisie.

J'ai eu la chance d'être accueilli au laboratoire ISTerre de Grenoble, dont la réputation de l'excellence de la recherche et des conditions de travail n'est plus à faire, qui m'a permis d'accomplir mon stage final de Master et mon doctorat dans les meilleures conditions. Un grand merci à toute l'équipe GRE pour le cadre de recherche dans lequel j'ai évolué, et particulièrement à Didier Hantz qui m'a mis le pied à l'étrier de la recherche en tant que tuteur de mon stage de fin de master. Je tiens également à mentionner ici des chercheurs du laboratoire issus d'autres équipes de recherche qui ont m'ont apporté, par leur collaboration et leur avis encourageant, l'aide précieuse dont j'avais besoin : Stéphane Garambois, Christophe Voisin et Ludovic Moreau.

Je souhaite également remercier tous les chercheurs des laboratoires extérieurs avec qui j'ai collaboré : Xavier Bodin (Edytem) pour son accompagnement et sa connaissance du glacier rocheux du Laurichard, Reynald Delaloye (Université de Fribourg) pour son accueil et sa contribution en tant qu'expert du suivi de permafrost en Suisse.

Je ne saurais trop remercier les ingénieurs et techniciens du laboratoire, qui m'ont accordé un temps précieux et offert leurs compétences pour la préparation du matériel, le soutien technique de l'instrumentation et de la gestion des données, et l'aide pour les sorties sur le terrain : Benjamin Vial, Mickaël Langlais, Stéphane Mercier, Maxime Harter, et bien d'autres. J'ai pu apprécier l'importance de leur savoir-faire dans l'instrumentation des sites, travail de l'ombre mais pourtant essentiel au processus de recherche, ainsi que leur disponibilité et leur gentillesse à toute épreuve.

Les nombreuses journées sur le terrain qu'a requis cette thèse supposaient souvent un soutien logistique et des moyens humains importants. Je me souviendrai longtemps de l'aide qu'ont apportée les diverses personnes que j'ai sollicitées à ces occasions : Ildut, Guilhem, Marco, Dorian, Mathieu, Noélie, Jacques, Lucie, Diego, Salomé, et j'en oublie malheureusement.

Les doctorants et amis d'ISTerre ont eu une importance capitale dans le cadre de vie de ma thèse et dans mon équilibre quotidien. Qu'ils en soient tous remerciés, et que ces amitiés tissées à cette occasion perdurent par-delà les années. Parmi eux : Philippe, Capucine, Jérémie, Chloé, Judith, Margot, Sylvain, Louise, Julien, Sylvie, ...

J'accorde une mention particulière aux membres du bureau 123 : les glorieux anciens qui m'ont accueilli généreusement dans ce cocon chaleureux (Johann, Mathieu, Noélie), les contemporains de passage (Dorian, Guilhem, Marco, Riccardo) et les nouveaux arrivants (David, Shoeib, Yara, ...) qui sauront sans nul doute perpétuer l'essence si particulière de cette pièce et renouveler sa décoration murale.

Je tiens aussi à remercier tous mes amis grenoblois, anciens et nouveaux, avec qui j'ai partagé beaucoup de beaux moments. Même les anecdotes les plus marquantes seraient trop longues à lister ici, mais les souvenirs de ces partages me resteront tout aussi vifs en mémoire que s'ils étaient étalés par écrit. Toutefois, je veux mentionner en particulier mes colocataires Solène et Claire, grâce à qui la rue Bayard restera pour moi un haut lieu de nostalgie dans ma géographie mentale grenobloise.

Enfin je remercie bien sûr toute ma famille sans laquelle je serais bien peu de choses : en premier lieu mes parents qui, malgré la distance physique, m'ont toujours encouragé par leur confiance et leur bienveillance dans les voies parfois tortueuses que j'ai choisies, et mes frères et sœur dont le soutien indéfectible et les visites régulières étaient (et seront encore) chers à mon cœur.

Et merci à Fiona d'avoir corrigé les nombreuses coquilles qui émaillaient mon manuscrit ; par ce prétexte je tiens à faire savoir au lecteur perspicace le rôle essentiel de celle qui restera ma plus belle découverte durant ces années de recherche.



# Résumé

---

Au sein des régions de permafrost de montagne, les glaciers rocheux désignent des formations périglaciaires composées d'un mélange de débris rocheux de granulométrie variable et de matériaux gelés en profondeur. Parmi eux, les glaciers rocheux actifs présentent des vitesses de déplacement de surface de l'ordre du m/an, témoignant d'une dynamique de déformation en profondeur régie par des processus thermo-hydro-mécaniques. Ainsi, leur rôle dans l'apport de sédiments mobilisables en laves torrentielles peut être important, de même que les risques naturels émergents liés à leur déstabilisation. En soutien du suivi cinématique, les méthodes géotechniques et géophysiques permettent d'investiguer en profondeur un glacier rocheux, mais restent ponctuelles et discontinues. En revanche, les méthodes de sismologie environnementale, déjà éprouvées pour la surveillance de glissements de terrain, permettent d'enregistrer des données sismiques continues rendant compte de l'état de la subsurface ; l'objet de cette thèse est donc d'appliquer ces techniques de sismique passive à la surveillance des glaciers rocheux.

Deux sites actifs ont donc été instrumentés pendant plusieurs années : le glacier rocheux de Gugla (Valais, Suisse) et celui du Laurichard (Hautes-Alpes, France). À partir des données sismiques recueillies, plusieurs méthodes leur ont été appliquées : corrélation de bruit de fond, microsismicité, analyse spectrale. De façon générale, la variation relative de la vitesse de propagation des ondes de surface ( $dv/v$ ) montre des variations saisonnières significatives : celle-ci atteint un maximum en fin d'hiver, avant de chuter lors de fonte printanière et d'atteindre un minimum en période estivale. De même, les fréquences de résonance propres aux glaciers rocheux, repérées au sein du contenu spectral du bruit de fond sismique, suivent un même régime saisonnier. Nous interprétons ces observations comme l'effet du processus de gel et de dégel sur la rigidité globale du glacier rocheux. Afin de modéliser la variation des paramètres élastiques du milieu due à ce processus de gel, nous avons utilisé un modèle poro-élastique de Biot-Gassmann à trois phases, assimilant le glacier rocheux à une matrice poreuse solide dont les pores sont remplis d'eau liquide ou de glace. Les paramètres du modèle ont été contraints par les résultats des prospections de géophysique active réalisées en été sur chacun des sites. Les grandeurs observables ( $dv/v$  et fréquences de résonance) ont ensuite été modélisées, respectivement par comparaison de courbes de dispersion et analyse modale par éléments finis. Les résultats sont en adéquation avec les observations, améliorant ainsi la quantification et la localisation des phénomènes de gel et de dégel saisonniers au sein des glaciers rocheux. Par ailleurs, la décorrélation ( $Kd$ ) des intercorrélations de bruit de fond, tout comme la variabilité journalière de la densité de puissance spectrale, augmentent fortement lors des épisodes de fonte. Ces observations permettent alors de mieux dater et localiser l'infiltration d'eau liquide au sein de la matrice poreuse.

En parallèle de la modélisation des processus physiques, une approche empirique définissant des seuils d'alerte peut également être adoptée, permettant d'intégrer la surveillance sismologique des glaciers rocheux dans des systèmes d'alerte opérationnels.

# Abstract

---

Within mountain permafrost regions, rock glaciers refer to periglacial formations composed of a mixture of rock debris of varying size and frozen materials at depth. Among them, active rock glaciers exhibit surface displacement velocities of the order of m/year, reflecting deep-seated deformation dynamics governed by thermo-hydro-mechanical processes. Thus, their contribution to the sediment transfer that can be mobilized in torrential flows may be substantial, as well as the emerging natural risks linked to their destabilization. In support of kinematic monitoring, geotechnical and geophysical methods can be used to investigate a rock glacier at depth, but remain punctual and discontinuous. On the other hand, environmental seismology methods, already applied to landslide monitoring, allow continuous seismic recordings, reporting the state of the subsurface; the aim of this thesis is therefore to apply these passive seismic techniques to the monitoring of rock glaciers.

Two active sites have thus been instrumented for several years: the Gugla rock glacier (Valais, Switzerland) and the Laurichard rock glacier (Hautes-Alpes, France). Several methods were applied to these seismic data: ambient noise correlation, microseismicity and spectral analysis. In general, the relative variation of the surface wave velocity ( $dv/v$ ) shows significant seasonal variations: it reaches a maximum at the end of winter, before dropping during spring melt and reaching a minimum in summer. Similarly, the resonance frequencies specific to rock glaciers, that have been picked within the spectral content of the seismic ambient noise, follow the same seasonal pattern. We interpret these observations as the effect of freeze-thawing processes on the averaged stiffness of the rock glacier.

In order to model the variation in the elastic parameters of the medium due to this freezing process, we used a three-phase Biot-Gassmann poroelastic model, considering the rock glacier as a solid porous matrix with pores filled with liquid water or ice. The parameters of the model were constrained by the results of active geophysical surveys carried out in summer at each of the sites. The observed variables ( $dv/v$  and resonance frequencies) have then been modelled by comparison of dispersion curves and modal analysis, respectively. The results are consistent with the observations, thus improving the quantification and localization of seasonal freezing and thawing processes within rock glaciers.

Similarly, the decorrelation ( $Kd$ ) of the ambient noise cross-correlations, as well as the daily variability of the spectral power density, increase sharply during melting periods. These observations make it possible to better date and locate liquid water infiltration within the porous matrix.

In parallel with modelling of physical processes, an empirical approach defining alert thresholds can also be adopted, towards the integration of this seismic monitoring of rock glaciers into early warning systems.

# Table des matières

---

<b>1</b>	<b>Introduction : suivi des glaciers rocheux.....</b>	<b>13</b>
<b>1.1</b>	<b>Présentation générale des glaciers rocheux .....</b>	<b>13</b>
1.1.1	Définition et caractérisation du permafrost de montagne .....	13
1.1.2	Définition, origine et caractérisation des glaciers rocheux.....	16
1.1.3	Distribution géographique, géomorphologie et classification.....	18
1.1.4	Structure interne des glaciers rocheux.....	21
1.1.5	Hydrologie des glaciers rocheux.....	24
1.1.6	Réaction au climat .....	28
1.1.7	Interactions entre dynamique et conditions thermo-hydro-mécaniques	30
1.1.8	Déstabilisation et risques naturels.....	33
<b>1.2</b>	<b>Surveillance actuelle des glaciers rocheux : méthodes et résultats</b>	<b>36</b>
1.2.1	Suivi de la cinématique en surface .....	36
1.2.2	Suivi en profondeur : méthodes géotechniques .....	38
1.2.3	Suivi en profondeur : méthodes géophysiques.....	39
<b>2</b>	<b>Passive seismic methods for landslides monitoring.....</b>	<b>45</b>
<b>2.1</b>	<b>Introduction .....</b>	<b>45</b>
<b>2.2</b>	<b>Ambient seismic noise interferometry .....</b>	<b>47</b>
2.2.1	Processing workflow .....	48
2.2.2	Investigation depth .....	51
2.2.3	Stability, responsiveness and signal-noise ratio.....	54
2.2.4	Sources: strong events or weak diffuse sources.....	54
2.2.5	Waves: ballistic or scattered.....	56
2.2.6	Stacking/Filtering: long period or short period.....	56
2.2.7	Reference: single or multiple .....	57
2.2.8	Assessing the uncertainty .....	59
<b>2.3</b>	<b>Spatio-temporal variations in the noise field.....</b>	<b>60</b>
2.3.1	Sources of ambient noise .....	60
2.3.2	Correction of source fluctuations.....	62
<b>2.4</b>	<b>Environmental influences on <math>dv/v</math>.....</b>	<b>64</b>
2.4.1	Groundwater .....	65
2.4.2	Thermoelasticity.....	68
2.4.3	Soil freezing and thawing .....	70
2.4.4	Snow.....	71
<b>2.5</b>	<b>Coda Wave Decorrelation .....</b>	<b>72</b>
<b>2.6</b>	<b>Microseismicity.....</b>	<b>73</b>
<b>2.7</b>	<b>Resonance frequency and spectral amplification methods.....</b>	<b>74</b>
<b>2.8</b>	<b>Conclusion .....</b>	<b>76</b>

**3 Corrélation de bruit de fond sismique : application aux glaciers rocheux 78**

---

**3.1 Seismic monitoring in the Gugla rock glacier (Switzerland): ambient noise correlation, microseismicity and modeling ..... 78**

- 3.1.1 Abstract ..... 78
- 3.1.2 Introduction ..... 79
- 3.1.3 Context and instrumentation of the Gugla rock glacier ..... 82
- 3.1.4 Methods ..... 87
- 3.1.5 Results and discussion ..... 94
- 3.1.6 Conclusion ..... 109
- 3.1.7 Acknowledgments ..... 110

**3.2 Synthèse et discussion des résultats ..... 111**

**4 Approche poro-élastique des glaciers rocheux ..... 116**

---

**4.1 Modélisation d'un milieu biphasique : roche + eau ..... 116**

- 4.1.1 Elastodynamique ..... 117
- 4.1.2 Poro-élastodynamique : théorie de Biot-Gassmann ..... 118
- 4.1.3 Paramétrisation ..... 119
- 4.1.4 Solutions du modèle ..... 121
- 4.1.5 Application au glacier rocheux de Gugla (Suisse) ..... 123

**4.2 Modélisation de permafrost : roche + eau + glace ..... 125**

- 4.2.1 Prise en compte de la glace dans la matrice solide ..... 125
- 4.2.2 Homogénéisation des paramètres ..... 126
- 4.2.3 Modèle de Biot-Gassmann à trois phases ..... 128

**4.3 Application aux glaciers rocheux ..... 131**

- 4.3.1 Paramétrisation du modèle ..... 131
- 4.3.2 Modélisation poro-élastique du cycle gel/dégel d'un glacier rocheux ..... 131
- 4.3.3 Résultats ..... 132
- 4.3.4 Discussion : apports et limitations ..... 134

**5 Modal sensitivity of rock glaciers to elastic changes from spectral seismic noise monitoring and modeling ..... 138**

---

**5.1 Abstract ..... 138**

**5.2 Introduction ..... 139**

**5.3 Presentation of the sites ..... 141**

- 5.3.1 The Laurichard rock glacier ..... 141
- 5.3.2 The Gugla rock glacier ..... 144

**5.4 Spectral analysis of seismic data ..... 145**

- 5.4.1 Methods ..... 145
- 5.4.2 Resonance frequency monitoring of Laurichard rock glacier ..... 147

5.4.3	Resonance frequency monitoring of Gugla rock glacier.....	149
<b>5.5</b>	<b>Mechanical modeling.....</b>	<b>150</b>
5.5.1	Methodology.....	150
5.5.2	Reference model from geophysical investigations.....	151
5.5.3	Freezing modeling from poroelastic approach.....	157
5.5.4	Modal analysis and frequency response of the rock glacier.....	161
5.5.5	Comparison between observed and modeled resonance frequencies.....	163
<b>5.6</b>	<b>Discussion.....</b>	<b>164</b>
<b>5.7</b>	<b>Conclusion.....</b>	<b>169</b>
<b>5.8</b>	<b>Acknowledgments.....</b>	<b>170</b>
	Supplementary material 1 : Frequency picking of earthquakes signals	
	171	
<b>5.9</b>	<b>Supplementary material 2 : Modal analysis using finite element</b>	
	<b>method.....</b>	<b>174</b>
<b>6</b>	<b>Comparaison des méthodes et discussion des résultats.....</b>	<b>175</b>
<hr/>		
6.1	Profondeur investiguée.....	175
6.2	Discussion de l'approche poro-élastique.....	179
6.3	Variabilité interannuelle : vers un suivi de dégradation du	
	permafrost ?.....	184
6.4	Couplage thermo-mécanique : perspectives.....	186
<b>7</b>	<b>Conclusion.....</b>	<b>189</b>
<hr/>		
<b>7.1</b>	<b>Rappel des principaux résultats.....</b>	<b>189</b>
7.1.1	Corrélation de bruit de fond sismique.....	189
7.1.2	Analyse spectrale.....	190
7.1.3	Modélisations physiques : perspectives.....	191
<b>7.2</b>	<b>Perspectives pour les systèmes opérationnels d'alerte.....</b>	<b>192</b>

# 1 Introduction : suivi des glaciers rocheux

En guise d'introduction, cette première partie aborde le contexte général du travail de thèse. Après une présentation générale des glaciers rocheux et de leurs caractéristiques, les différentes méthodes de suivi usuellement appliquées aux glaciers rocheux sont ensuite successivement présentées ; cette partie a été rédigée à l'aide d'une étude bibliographique récente.

## 1.1 Présentation générale des glaciers rocheux

### 1.1.1 Définition et caractérisation du permafrost de montagne

Dans son acceptation la plus partagée, le pergélisol (ou «permafrost» pour le terme angophone, qui sera retenu dans la suite) est généralement défini comme un sol lithosphérique dont la température reste inférieure ou égale à  $0^{\circ}\text{C}$  pendant une durée minimale de deux années consécutives (Gruber and Haeberli, 2009; Muller, 1947; Williams and Smith, 1991). Cette caractérisation purement thermique autorise toute sorte de substrat soumis à cette condition, qu'il contienne de la glace ou non.

Dans la plupart des zones de permafrost, le sol est soumis à des phases saisonnières de dégel dès lors que sa température atteint le point de fusion de l'eau, provoquant ainsi la fonte totale de l'eau contenue dans le milieu (Andersland and Ladanyi, 1994). La couche de surface sujette à ces cycles saisonniers de gel et dégel est appelée couche active (« active layer » en anglais), qui a généralement une épaisseur comprise entre 0.5 et 8m. En-dessous de celle-ci, on trouve la zone de permafrost proprement dite, caractérisée par un état thermique permanent inférieur à  $0^{\circ}\text{C}$  tout au long de l'année, bien qu'en son sein la température peut encore fluctuer selon les saisons. Plus profondément encore, la température recommence à croître linéairement avec la profondeur au-dessus du point de fusion, du fait de l'apport énergétique du flux géothermique constant. Le passage au point de fusion fixe ainsi la limite inférieure du permafrost (Figure 1).

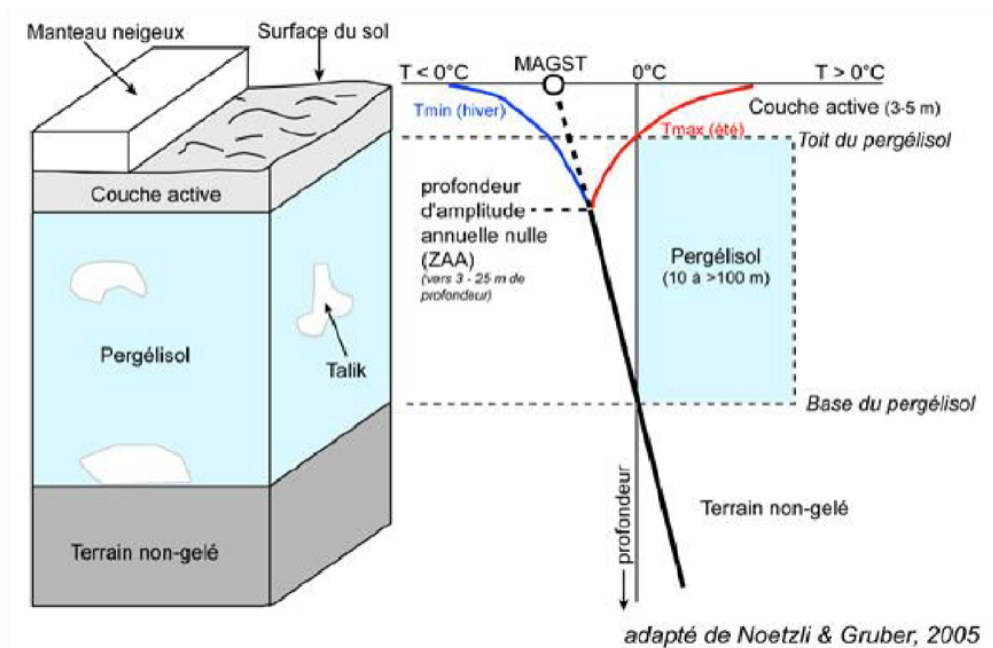


Figure 1: coupe schématique d'un milieu de permafrost (à gauche), avec profils de température correspondants (à droite). Adapté de Nötzli, J. and Gruber, S., (2005).

En dépit de la difficulté de son observation *in situ*, la distribution géographique du permafrost a été étudiée grâce à de nombreuses modélisations (Brown et al., 1997). Les régions de permafrost représentent environ 20% de la surface totale terrestre, et 23,7% de la surface de l'Hémisphère Nord (Zhang et al., 2000). Elles peuvent se diviser en deux principales catégories :

- Les zones de permafrost polaires, aux hautes latitudes (Arctique, Antarctique, Sibérie, Canada) ;
- Les zones de permafrost continentales (Haute Asie centrale) ;
- Les zones de permafrost de montagne, souvent à plus faible latitude mais à haute altitude (par exemple au sein des chaînes de montagne tempérées comme les Alpes), constituant environ 7% de la surface totale de permafrost (Stearns, 1966).

Le permafrost de montagne est ainsi caractérisé par la réunion des conditions de permafrost (sol gelé en permanence) et des propriétés intrinsèques au milieu montagnard, à savoir :

- Des facteurs topologiques : une haute altitude induisant un climat froid, ainsi qu'une large hétérogénéité de ses grandeurs géométriques (pente, orientation, courbure ou rugosité) induisant une topographie complexe ;
- Une grande variabilité de la micro-climatologie de surface, induite par celle des facteurs topologiques qui déterminent les flux d'énergie et leurs variations ;

- Une subsurface essentiellement rocheuse dont la composition et l'épaisseur sont principalement dominés par des processus d'érosion et de déposition des débris rocheux ;
- Une couverture neigeuse hétérogène dont la distribution spatiale et temporelle dépend fortement de la micro-climatologie de surface et du régime de précipitations local.

Via les échanges énergétiques globaux entre le sol et l'atmosphère, ces derniers facteurs affectent fortement le régime thermique de la subsurface, et donc les conditions nécessaires à la présence de permafrost. La distribution spatiale de celui-ci est donc sensible aux hétérogénéités de petite échelle, *a fortiori* si l'échelle temporelle d'étude est courte. Au sein du permafrost, l'existence de l'eau sous ses trois états physiques (glace, liquide, vapeur d'eau) et ses changements de phase induites par une modification des conditions thermiques, peuvent altérer significativement les propriétés mécaniques et rhéologiques du milieu (Thomas et al., 2009).

Dans un contexte de réchauffement climatique global affectant localement les Alpes, le permafrost de montagne est lui aussi soumis à de profonds changements. Entre 1975 et 2000, l'augmentation de la température atmosphérique de  $+1.3^{\circ}\text{C}$  dans les Alpes (Auer et al., 2007; Begert et al., 2005) provoque notamment une augmentation de la fréquence des événements météorologiques extrêmes, une élévation de la cryosphère, une réduction de la surface des glaciers et milieux englacés, ainsi qu'une modification du régime de précipitations et l'enneigement (Gobiet et al., 2014). De par leur lien avec le régime thermique du sol, ces évolutions sont de nature à affecter profondément l'environnement périglaciaire en général, et le permafrost de montagne en particulier. La dégradation du permafrost, comprise comme le réchauffement général et durable en profondeur des matériaux gelés, menant à une perte nette de glace dans la zone de permafrost, en est la manifestation principale. En montagne, cette dégradation induit des conséquences importantes aux échelles locales et régionales, avec notamment une augmentation des processus gravitationnels (éboulements rocheux, écroulements rocheux, glissements de terrain) en fréquence et en magnitude (Ravanel and Deline, 2015), provoquant un bouleversement du régime d'apport en sédiments (Bommer et al., 2010; Fischer and Huggel, 2008; Harris et al., 2001; Kääb et al., 2005; Ravanel, 2010), ainsi qu'une déstabilisation générale des versants. Une étude exhaustive du permafrost de montagne et de son évolution future ne saurait donc oublier les implications humaines et sociales liées à la compréhension et la gestion de tels risques naturels émergents.

Le permafrost de montagne est ainsi un champ de recherche propre qui justifie son étude spécifique, dans la mesure où les processus hydro-thermo-mécaniques mis en jeu, ainsi que les échanges d'énergie avec la surface et la dynamique qui en résulte, diffèrent significativement de ceux des milieux non gelés ou totalement englacés (glaciers).



Derrière l'apparente uniformité qui découle de sa définition minimale, le permafrost de montagne couvre en réalité une importante diversité d'objets. Parmi eux se trouvent les parois rocheuses (avec une pente supérieure à  $40^\circ$ ), mais également les glaciers rocheux, les moraines et marges pro-glaciaires, les éboulis froids et les glacières, tous offrant un spectre de caractéristiques géomorphologiques très large. Cette étude se consacre particulièrement aux glaciers rocheux, qui montrent une dynamique bien spécifique en plus des attributs usuels du permafrost de montagne, nécessitant donc une description précise et détaillée.

### 1.1.2 Définition, origine et caractérisation des glaciers rocheux

Parmi les zones de permafrost en montagne, les glaciers rocheux apparaissent de premier abord comme des zones d'accumulation de sédiments rocheux présentant des lobes et une langue terminale. Ils sont composés de débris rocheux gelés en permanence, saturés en glace sous forme interstitielle ou même de corps plus massifs, qui peuvent se déplacer vers l'aval de façon continue selon un écoulement de fluage résultant de la déformation de la glace contenue en leur sein, et qui lui assure un flux cohésif (Barsch, 1988; Delaloye et al., 2013; Haeberli et al., 2010). La cinématique des glaciers rocheux actifs montre en effet des vitesses pouvant atteindre plusieurs mètres par an (Schoeneich et al., 2015).

Au plan géomorphologique, les glaciers rocheux présentent des caractéristiques propres qui témoignent souvent d'un écoulement spatialement cohérent (Jones et al., 2019) : une langue de débris rocheux souvent étirée et pouvant présenter plusieurs lobes, eux-mêmes délimités par des talus abrupts, ainsi qu'un front terminal marqué par une rupture de pente, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de hauteur (Figure 2).

À leur surface, plusieurs traces de déformation sont visibles : crevasses, fissures, escarpements, bourrelets séparés par des sillons transversaux ou longitudinaux, témoignant respectivement de zones de compression et d'extension (Marcer et al., 2019b).



Figure 2 : vue générale du glacier rocheux du Laurichard (Hautes-Alpes, France) étudié au cours de cette thèse. Les caractéristiques géomorphologiques sont ici bien mises en évidence : forme générale de langue, front terminal, talus latéraux, bourrelets. Photo Laboratoire EDYTEM.

La question de la formation initiale de ces objets a souvent été débattue sans être véritablement tranchée, à l'instar de l'origine de la glace (Clarke, 2005) : plusieurs hypothèses et modèles correspondants ont été proposés, sans que les observations ne tranchent véritablement pour une seule réponse au détriment d'une autre (Berthling, 2011; Haerberli et al., 2006; Jones et al., 2019).

Parmi eux, on peut citer le « modèle glaciaire », lequel postule une prédominance de l'origine glaciaire de la glace observée dans un glacier rocheux. Il suppose le fluage d'un corps de glace mince découvert, évoluant vers un glacier rocheux en se recouvrant progressivement d'une couche de débris rocheux, enfouissant la glace et l'isolant de la surface et du forçage atmosphérique. La transition entre « glacier noir », « glacier couvert » et « glacier rocheux » se situe donc au cœur de ce modèle : on observe en effet plusieurs exemples de transition continue entre milieu glaciaire en amont et milieu périglaciaire en aval, avec le développement continu de glaciers rocheux en partie inférieure (Monnier and Kinnard, 2015; Shroder et al., 2000).

Comme hypothèse alternative, on peut postuler que la glace interstitielle des glaciers rocheux résulte majoritairement du regel de l'eau de pluie ou de fonte, percolant au sein d'une matrice rocheuse déjà en place (Haeberli et al., 2006). On parle alors de « modèle de permafrost », dans la mesure où il implique un contexte de formation totalement périglaciaire, et des conditions de permafrost de long terme pour expliquer la permanence des glaciers rocheux en équilibre climatique avec le milieu environnant (Berthling, 2011).

Plusieurs analyses géochimiques de la glace et de l'eau contenues dans des glaciers rocheux ont été réalisées : fractionnement isotopique, et analyse de la composition des ions et des composés organiques (Haeberli et al., 2006; Williams et al., 2006). En effet, les méthodes de datation peuvent fournir des informations précieuses sur les temps de résidence et donc les conditions de formation des composants d'un glacier rocheux. Celles-ci ont montré des résultats divers : la glace et l'eau sont polygénétiques, et il est difficile de séparer les différentes origines possibles. À défaut d'exclure définitivement certaines hypothèses, les résultats ne peuvent induire de conclusions générales sur un seul type de formation et d'évolution des glaciers rocheux.

Pour autant, il est intéressant d'observer des exemples de glaciers rocheux sur une large échelle spatiale. À titre d'exemple, des modèles de distribution spatiale dans les Alpes françaises ont estimé à environ 1000 km<sup>2</sup> la surface potentiellement affectée par la présence de glaciers rocheux, à comparer aux 250 km<sup>2</sup> des glaciers alpins français (Bodin et al., 2009). À défaut d'un inventaire complet, cet exemple montre que l'occurrence géographique de ces objets est significative.

### 1.1.3 Distribution géographique, géomorphologie et classification

Les effets de la topographie complexe des régions de montagne influencent fortement l'occurrence du permafrost et donc la distribution spatiale des glaciers rocheux. Parmi eux, les interactions entre le régime de température, le climat et la topographie rendent difficiles la modélisation et la conceptualisation du permafrost de montagne. C'est pourquoi la distribution géographique des glaciers rocheux se caractérise d'abord par sa grande hétérogénéité spatiale (Haeberli et al., 2010).

Malgré ces difficultés, plusieurs inventaires de glaciers rocheux ont été effectués dans de nombreuses chaînes de montagnes, mais pas encore à l'échelle planétaire (Jones et al., 2018a). Depuis quelques années, des efforts de recherche significatifs ont été déployés en Amérique du Sud, Amérique du Nord, Europe Centrale, Asie et Antarctique (Jones et al., 2019).

D'après (Jones et al., 2018a), une base de données globale dénombre plus de 73000 glaciers rocheux à l'échelle planétaire (dont 33500 fossiles). Selon les massifs et les études, le rapport glaciers rocheux/glaciers peut varier de 3/1 (Jones et al., 2018b) à 7/1 (Rangecroft et al., 2015), ce qui met en valeur l'importance relative des glaciers rocheux en terme de surface dédiée, mais aussi de volumes respectifs de débris rocheux, de glace et d'eau.

L'inventaire des glaciers rocheux peut être effectué par diverses approches. A la différence des glaciers découverts (Bolch et al., 2010; Guo et al., 2015), la cartographie et la surveillance par télédétection automatique à partir de données optique satellite reste difficile, à cause de la couverture rocheuse qui n'offre pas de contraste suffisamment

discriminant. C'est pourquoi la reconnaissance, la délimitation et la classification des glaciers rocheux s'effectue souvent manuellement (Schmid et al., 2015; Scotti et al., 2013). Cette approche, bien que fortement subjective, reste encore utilisée pour s'assurer de la fiabilité et de l'exhaustivité des inventaires (Jones et al., 2018a). Celle-ci dépend également de la résolution et de la qualité des données utilisées, qu'elles proviennent de techniques d'imagerie optique, d'imagerie satellite ou d'imagerie radar. L'analyse de la cinématique par télédétection fournit également des indicateurs précis qui permettent une classification fiable des glaciers rocheux, selon leur type d'activité.

Selon les critères retenus, plusieurs classifications ont pu être réalisées (Jones et al., 2019) : par exemple, les premières tentatives de classification théorique des glaciers rocheux ont retenu le contenu en glace et le comportement dynamique (Barsch, 1996; HAEBERLI, 1985), bien que la transition entre les catégories est continue (Kääb et al., 2014). D'autres classifications ont été proposées pour les glaciers rocheux, illustrant la grande variabilité de ses structures et la confusion académique qui en a parfois résulté. Les critères retenus ont successivement relevé de leur morphologie (Wahrhaftig and Cox, 1959), de la nature du mélange glace-roche (Elizabeth Martin and Whalley, 1987), de leur genèse (Barsch, 1977; HAEBERLI, 1985), ainsi que de leur composition interne (Johnson, 1978). Cette diversité des critères montre la difficulté de la tâche en matière de classification des glaciers rocheux, jusqu'à ce que l'étude plus approfondie de leur dynamique permette l'émergence de critères relevant de la cinématique, qui sont aujourd'hui communément validés pour inventorier ces objets d'étude :

- Les glaciers rocheux actifs, avec présence de glace et dynamique active (du cm/an jusqu'à plusieurs m/an) ;
- Les glacier rocheux inactifs, qui contiennent de glace mais qui ne montrent plus de mouvements. La présence de végétation, révélatrice de l'absence de dynamique, permet souvent de les distinguer des glaciers rocheux actifs ;
- Les glaciers rocheux fossiles, qui ne montrent plus aucun signe d'activité ni de mouvement, du fait de la disparition totale de la glace auparavant contenue.

Dans un contexte de réchauffement des milieux de montagne, la dégradation du permafrost au sein de débris périglaciaires, comme les glaciers rocheux, a une influence majeure sur la stabilité des pentes (Roer et al., 2008). Afin de mieux documenter, localiser et surveiller ce risque émergent, il est apparu nécessaire de classifier les sites en fonction de leur propension à générer l'aléa correspondant à ce risque.

Dans cette optique, une classification des glaciers rocheux selon leur degré de déstabilisation a donc été proposée (Marcer et al., 2019b; Schoeneich et al., 2015), selon une méthodologie fondée sur la détection de caractéristiques géomorphologiques et cinématiques (apparition de crevasses et développement d'escarpement et de fissures) à partir d'ortho-images.

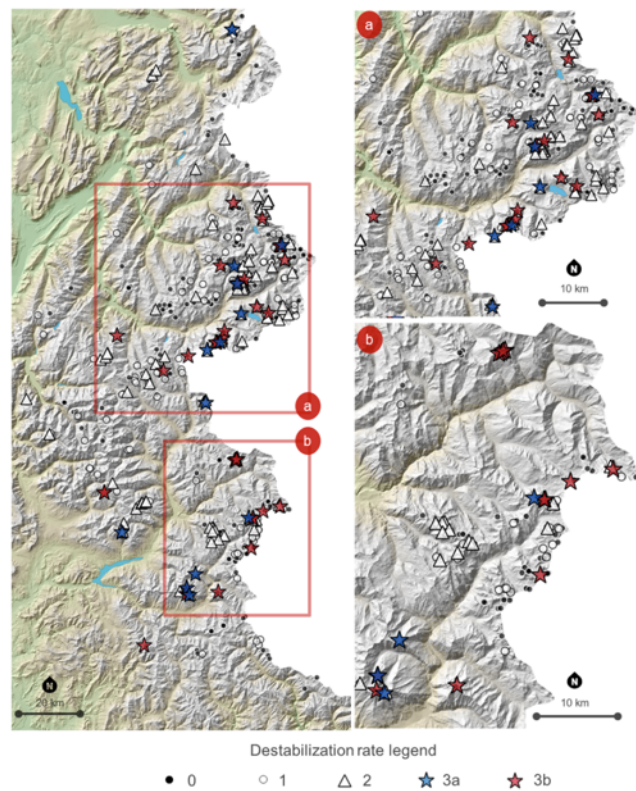


Figure 3 : cartographie des glaciers rocheux déstabilisés recensés dans les Alpes françaises, d'après Marcer et al., (2019b). Plusieurs degrés de déstabilisation sont précisés dans la légende.

Dans les Alpes françaises, des marques évidentes de déstabilisation ont été inventoriées sur 46 glaciers rocheux (ce qui représente 10% des glaciers rocheux actifs dans cette région). En revanche, environ la moitié des 500 glaciers rocheux français ne présente aucune forme de déstabilisation. Cette déstabilisation peut être subdivisée en plusieurs niveaux, suivant l'évolution et la non-linéarité des critères cinématiques et géomorphologiques en fonction du temps.

En parallèle, des prédispositions topographiques et lithologiques ont été statistiquement repérées : les sites dont les débris rocheux sont composés d'ophiolites et de schistes sont plus susceptibles d'être déstabilisés que ceux composés de roches cristallines.

Les caractéristiques des glaciers rocheux déstabilisés ont été recensées, et se révèlent à plusieurs points de vue :

- cinématique : vitesses de surface horizontales élevées (supérieures à 4m/an) ;
- topographique : modification rapide de la géométrie du front, ou du taux d'avancement de celui-ci, rugosité élevée due à la formation de crevasses ;
- géomorphologique : développement de fissures ou de crevasses pouvant atteindre plus de 10 m de profondeur, indiquant une augmentation significative du taux de cisaillement.

Malgré la connaissance encore limitée des processus liés à la dynamique des glaciers rocheux, le développement de crevasses et la vitesse de déplacement rapide sont des indicateurs assez sûrs de la présence de glace tempérée (proche du point de fusion) dans la couche de permafrost (Delaloye et al., 2013), dont les propriétés rhéologiques sont fortement sensibles à la température du milieu. Le changement de contenu en glace et des caractéristiques de celles-ci, combiné à celui de la structure interne du milieu, peut mener à une augmentation de la déformation générale, se traduisant par des signatures géomorphologiques observables. De ce fait, l'occurrence de ces caractéristiques est fortement liée à un aléa de déstabilisation en réaction au réchauffement du milieu. De surcroît, les effets hydrologiques peuvent également constituer un aspect important dans l'évaluation de ce risque : au sein de la couche active, mais aussi dans le corps de permafrost et même sous celui-ci, l'eau de fonte peut contribuer significativement au déclenchement de mouvements gravitaires importants, en augmentant la pression des pores et diminuant la friction (Delaloye et al., 2013; Ikeda et al., 2008; Lambiel, 2011). L'influence de la topographie (pente supérieure à 25/30°, convexité du terrain) peut également favoriser la déstabilisation du glissement de terrain (Delaloye et al., 2013; Roer et al., 2008), de même que des contraintes mécaniques (réarrangement du régime d'accumulation des débris rocheux, éboulements importants ou écroulements, glissements de terrain à proximité) (Delaloye et al., 2013).

À l'aide de cette classification des glaciers rocheux, les diverses causes de déstabilisation ont pu être davantage cernées. L'étude de la structure interne des glaciers rocheux apparaît donc primordiale pour investiguer plus en profondeur les mécanismes qui interviennent en leur sein.

#### 1.1.4 Structure interne des glaciers rocheux

La structure interne et le contenu en glace sont des facteurs-clés contrôlant la dynamique et l'évolution des glaciers rocheux actifs (Hausmann et al., 2007). La connaissance de la structure interne (composition, origine des constituants, localisation et épaisseur des différentes couches stratigraphiques) est également utile pour mieux comprendre les processus hydrologiques qui y ont lieu (Jones et al., 2019). Malgré la difficulté d'observations directes (forages, affleurements naturels), plusieurs techniques géophysiques, géotechniques et hydrologiques permettent d'enrichir la connaissance sur chaque site d'étude et d'imager la subsurface. Plusieurs reviews exposent ces principales méthodes indirectes (Hauck, 2013; Kneisel et al., 2008; Maurer and Hauck, 2007) qui feront dans la suite l'objet d'une sous-partie dédiée.

De façon très générale, la structure interne d'un glacier rocheux se compose de plusieurs couches (Jones et al., 2019), réparties comme suit depuis la surface :

- Une couche de surface composée principalement de débris grossiers. Son épaisseur est de quelques mètres (entre 2 et 8 m usuellement (Arenson et al., 2002a; Hausmann et al., 2007)). Du fait du forçage climatique saisonnier, sa température est supérieure au point de fusion de l'eau en été. Cette zone est donc soumise à un processus de gel et dégel complet, ce qui définit thermiquement la couche active. La granulométrie est très variable, et souvent décroissante avec la profondeur. Des matériaux plus fins (sable, terre) se trouvent en abondance à sa base, et peuvent même se trouver majoritaires (Haeberli et al., 2006) ;
- Une couche de permafrost riche en glace, d'une épaisseur variable pouvant atteindre jusqu'à plusieurs dizaines de mètres (Arenson et al., 2002a; Hausmann et al., 2007). La température étant en permanence inférieure à 0°C, les matériaux sont gelés et les pores sont remplis majoritairement de glace. Suivant l'état thermique, la lithologie et les conditions de formation du glacier rocheux, la glace peut se trouver sous forme de corps massifs ou de lentilles plus ou moins pures (80 à 100% en volume), mais surtout sous forme dispersée dans les interstices entre les particules rocheuses, avec lesquelles elle forme un milieu poreux (entre 20 et 60% de volume des pores environ) (Haeberli et al., 2006). Le contenu en glace peut varier fortement, de 20% à plus de 80% (Arenson et al., 2002a; Hausmann et al., 2007; Monnier and Kinnard, 2015), et la granulométrie peut également être disparate ;
- Une couche de permafrost pauvre en glace, présente ou non suivant l'épaisseur et la composition lithologique du glacier rocheux. Elle est composée de sédiments sans glace apparente, souvent des dépôts glaciaires fins avec une granulométrie plus faible que celles des couches supérieures (Arenson et al., 2002a; Haeberli et al., 2006; Hausmann et al., 2007) ;
- Le bedrock, ou lit rocheux, qui constitue la couche lithologique stable constituée de roche mère, sur laquelle reposent les sédiments rocheux composant le glacier rocheux.

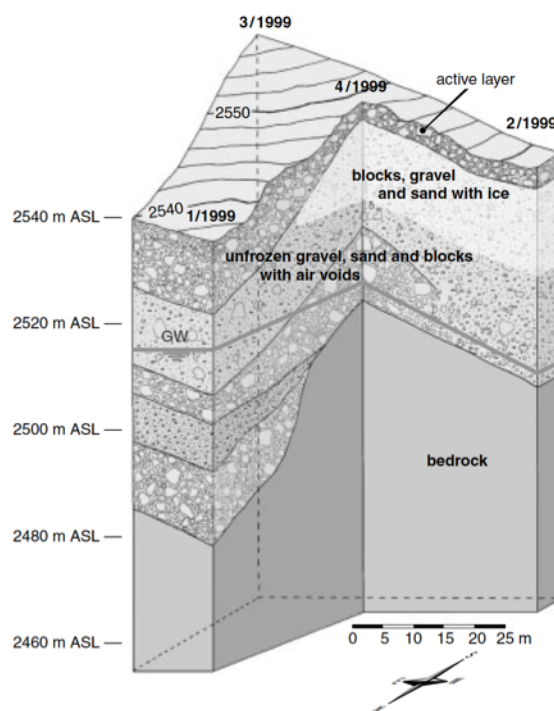


Figure 4 : structure interne du glacier rocheux de Muragl (Suisse), d'après Arenson et al., (2002a).

L'épaisseur de la couche active dépend des conditions météorologiques locales (épaisseur et durée de la couverture neigeuse hivernale) et des caractéristiques lithologiques, déterminant ainsi l'état thermique local et donc la profondeur maximale à laquelle le forçage atmosphérique permet un dégel saisonnier du milieu. La granulométrie est également un facteur-clé déterminant la diffusion thermique ; elle décroît habituellement avec la profondeur. Au niveau du toit du permafrost (limite supérieure), les particules fines peuvent même devenir prédominantes. Les interactions thermo-mécaniques régulent également l'épaisseur de la couche active, suivant que le milieu subisse une compression mécanique (épaississement) ou une extension (amincissement), entraînant respectivement une dégradation ou une aggradation du permafrost sous-jacent (Haeberli et al., 2006).

Sur le long terme, la structure interne des glaciers rocheux et des pentes récemment déglacées peut enregistrer les différents épisodes climatiques survenus dans une région donnée, notamment ceux liés aux passages de conditions glaciaires à périglaciaires, et ainsi nous renseigner sur les conditions de formation des objets d'étude (Buchli et al., 2018; Ribolini et al., 2010).

La formation initiale d'un glacier rocheux requiert une zone épaisse d'accumulation de débris rocheux, sous des conditions climatiques propices au permafrost. Les débris peuvent être formés par divers processus érosifs, comme les avalanches de neige et de roche, les éboulements et écroulements rocheux. L'apport en matériaux est donc contrôlé par des facteurs topographiques des parois rocheuses en amont, mais aussi par la géologie et le climat locaux dont dépend leur altération. Les débris sont ensuite advectés par gravité et par le mouvement général du glacier rocheux. La taille des blocs composant la couche



active est généralement supérieure à la moyenne alentour, et diminue avec la profondeur. L'origine de ce tri granulométrique reste une question ouverte : outre la cinétique propre des éboulements rocheux, on peut imaginer également un « effet de tamis », où les particules les plus grosses d'un milieu granulaire soumis à de petites perturbations mécaniques se retrouvent progressivement en surface. Dans le cas des mouvements internes d'un glacier rocheux liés à sa cinématique, les particules fines sont donc susceptibles de s'enfouir plus profondément dans le milieu : on peut observer alors une granulométrie stratifiée (Haeberli et al., 2006; Springman et al., 2012) qui n'est cependant pas observée systématiquement.

De ces observations, il demeure une grande hétérogénéité verticale et horizontale de la structure interne des glacier rocheux (Jones et al., 2019). Beaucoup d'études géophysiques montrent qu'elle est en réalité très variable suivant les sites étudiés (Arenson et al., 2002a; Kääb and Kneisel, 2006; Krainer et al., 2015).

Néanmoins, cette connaissance de la structure interne et du contenu en glace peut être très utile pour implémenter des modèles rhéologiques qui calculent la vitesse de déformation à partir de lois d'écoulements dynamiques (loi de Glen par exemple) et des contraintes mécaniques (compression et cisaillement) appliqués au milieu stratifié. Pour estimer la proportion volumique et la distribution verticale des quatre principaux constituants (roche, glace, eau et air) au sein de chaque couche, on peut utiliser un modèle à 4 phases utilisant les données géophysiques mesurées sur le site (Hauck et al., 2011; Jones et al., 2019; Mewes et al., 2017; Schneider et al., 2013). Les vitesses de surface ainsi modélisées peuvent être comparées à celles mesurées par géodésie (Hausmann et al., 2007). La majorité de la déformation se concentre au niveau de zones de cisaillement et de décollement, qui sont souvent situées à la base de la couche de permafrost riche en glace, conformément aux données inclinométriques recueillies sur le terrain (Merz et al., 2015).

En plus de renseigner sur ses conditions de formation, la structure interne des glaciers rocheux permet donc d'améliorer les connaissances sur les processus dynamiques de déformation qui interviennent en leur sein. Le contenu en eau peut également indiquer l'importance des processus hydrologiques de subsurface (Jones et al., 2019), lesquels feront l'objet d'une description détaillée.

### 1.1.5 Hydrologie des glaciers rocheux

Les études traitant du rôle hydrologique des glaciers rocheux sont limitées (Duguay et al., 2015).

Cependant, dans une perspective d'évaluation de ressources en eau, on peut estimer la valeur hydrologique des glaciers rocheux en calculant la quantité d'eau stockée à long terme sous forme de glace. En se fondant sur un inventaire des sites à l'échelle mondiale, et en supposant un contenu volumique moyen en glace de 50%, l'ensemble des glaciers

rocheux contient environ (83,72 +/- 16,74 Gt) d'eau (Jones et al., 2018a). En agrégeant les résultats, le ratio du volume équivalent en eau entre les glaciers et les glaciers rocheux est évalué à 456. Ces estimations sont bien évidemment des approximations imprécises et incomplètes, car le contenu en glace est spatialement très hétérogène selon les sites, de même que l'épaisseur et la densité des sites est mal connue à l'échelle du globe. Elle indique néanmoins des stocks potentiels d'eau significatifs dans des régions montagneuses comme l'Amérique du Sud qui, réchauffement climatique oblige, feront face à des problématiques de manque de ressources en eau (Jones et al., 2018a).

Au sein d'un glacier rocheux, le stockage d'eau sous forme de glace, de neige ou d'eau liquide peut s'appréhender sur des échelles de temps variées (Jones et al., 2019) : à long terme (siècle ou millénaire), le stockage concerne la glace située en-dessous de la couche active, dans la couche de permafrost (Krainer et al., 2015). Le stockage à moyen terme comprend l'infiltration et l'évacuation d'eau provenant de la fonte et des précipitations au sein de la couche active, selon un rythme saisonnier. A l'échelle journalière, la variation de débit et d'apport en eau peut également être significative.

Les mesures directes de débit sont très difficiles, car les résurgences sont rares et les réseaux de drainage très mal connus. Les seules mesures à disposition estiment le débit de fonte entre 1 et 1000 L/s (Jones et al., 2019). L'eau peut provenir de la fonte du manteau neigeux, de la fonte des glaciers en amont du bassin versant, de la fonte de la glace contenue dans le glacier rocheux (au niveau de la couche active lors de la saison chaude, mais aussi au niveau de la couche de permafrost du fait de la dégradation de celui-ci), des pluies intenses (particulièrement durant les orages) et de la circulation d'eau souterraine (Krainer and Mostler, 2002).

Malgré leur faible nombre, les études dédiées à l'hydrologie des glaciers rocheux ont toutes montré que le temps d'infiltration de l'eau au sein de la couche active était de quelques heures (Buchli et al., 2013; Ikeda et al., 2008; Krainer and Mostler, 2002). La couche de permafrost étant elle-même perméable, l'eau peut également percoler à plus grande profondeur et atteindre des zones de cisaillement plus ou moins rapidement (Wirz et al., 2016). La présence de larges pores au sein du milieu poreux, ainsi que l'ouverture de fissures dans les zones d'extension ou de forte pente, contribuent naturellement à la formation de chemins d'écoulement préférentiels (Ikeda et al., 2008), par lesquels une grande quantité d'eau de fonte sera drainée.

Plusieurs analyses isotopiques au niveau de résurgences ont permis de relier ces différentes sources à la variabilité du débit mesuré (Haeberli et al., 2006; Williams et al., 2006). Au début de la période de fonte, les écoulements d'eau augmentent progressivement avec la fonte du manteau neigeux ainsi que celle de l'eau regelée l'hiver précédent au sein de la couche active. Le pic de débit est atteint au plus fort de la période de fonte, avec un cycle diurnal marqué. En fin d'été, les écoulements diminuent de façon générale, et sont principalement sensibles aux fortes précipitations. Le niveau d'étiage moyen est assuré par l'écoulement souterrain, qui peut atteindre de grandes profondeurs jusqu'à la base du glacier rocheux ; le temps de résidence de l'eau passe alors de quelques jours à

plusieurs semaines, voire quelques mois (Harris, 1994). Bien évidemment, le régime hydrologique reste très variable suivant les glaciers rocheux considérés : les conditions météorologiques locales, l'état thermique de la couche active et les propriétés physiques du milieu (perméabilité, lithologie, porosité,...) sont fortement variables d'un site à l'autre.

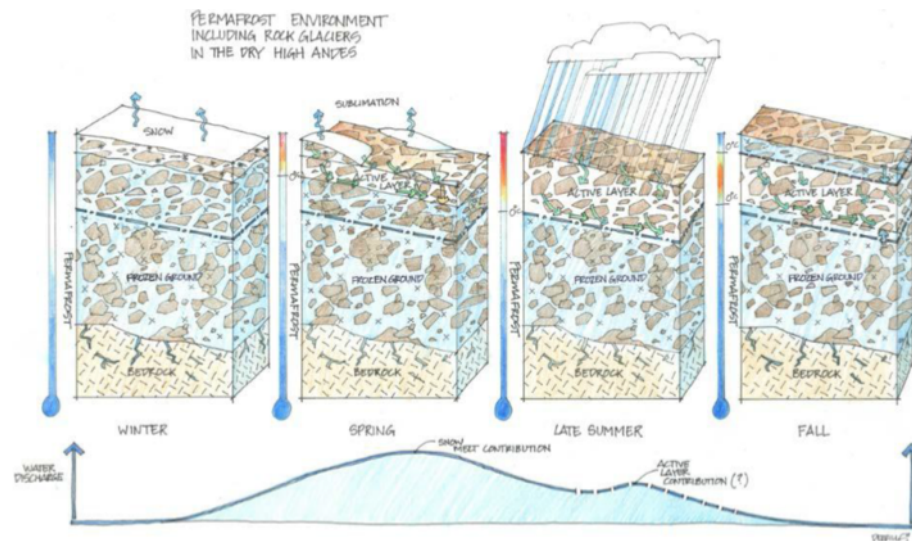


Figure 5 : Coupes schématiques de l'état hydrologique d'un glacier rocheux au cours d'une année, avec l'hydrographe moyen associé, d'après Duguay et al., (2015).

Les processus hydrologiques au sein d'un glacier rocheux sont difficiles à quantifier. A l'échelle saisonnière, deux principales sources d'apport en eau sont à prendre en compte :

- la couverture neigeuse, qui joue un rôle de premier ordre sur l'hydrologie du glacier rocheux. Ainsi, l'épaisseur et la distribution chronologique (dates de début, de fin, et durée totale de la présence de neige) sont des variables d'importance pour quantifier et dater l'apport en eau dû à la fonte du manteau neigeux dans la couche active. Le regel de cette eau de fonte doit également être pris en compte dans les transferts d'énergie. Globalement, l'influence de l'eau de fonte conduit à un réchauffement du sol à 0°C, entraînant une réduction significative des forces cohésives entre les particules constituant le milieu poreux, et conduit finalement à une diminution de la résistance de cisaillement du milieu gelé (Arenson et al., 2007; Arenson and Springman, 2005).
- les précipitations estivales, jouant également un rôle important sur l'hydrologie du glacier rocheux. Peu d'études ont quantifié précisément le cycle de l'eau local : les réponses hydrologiques, les stocks et les débits d'eau ont rarement été modélisés dans le détail (Krainer et al., 2007; Krainer and Mostler, 2002). Suivant la période de l'année, les échelles de temps peuvent être diverses : lors de la période de fonte, le débit de sortie d'un glacier rocheux peut être fortement dépendant des conditions locales, avec une réponse hydrologique rapide (de l'ordre de quelques heures à quelques jours (Krainer et al., 2007) ; en revanche, en période

chaude et sèche de fin d'été, le débit de sortie sera majoritairement dépendant de l'écoulement souterrain, réagissant à de plus longues échelles temporelles.

En plus du changement de géométrie du front dû à l'avancée du glacier rocheux, l'activité d'érosion qui survient au front des glacier rocheux est induite par l'augmentation de la quantité d'eau dans la matrice de débris rocheux, due au processus de fonte et aux précipitations (Kummert et al., 2017). Le rôle de l'hydrologie est donc primordial dans la compréhension des mécanismes responsables du transfert de sédiments vers l'aval du glacier rocheux. Dans la plupart des cas, l'activité érosive (chutes de blocs, éboulements, flux superficiels ou concentrés) suit un régime saisonnier, avec un pic initialisé dès le début de la période de fonte, et qui se prolonge ensuite au gré des forts événements de précipitations. Quant aux laves torrentielles, leur occurrence est souvent corrélée à une fonte intense du manteau neigeux et à des pluies ou des orages répétés, qui entraînent tous deux des écoulements d'eau souterraine importants, pouvant résurger en aval (Kummert et al., 2017).

L'apport en eau provoque une diminution de la cohésion entre les particules solides, et joue ainsi un rôle majeur dans l'érosion et la déstabilisation du milieu. Plusieurs sources sont recensées : les pluies ou la fonte du manteau neigeux au niveau du glacier rocheux et sur l'ensemble du bassin versant en amont, la fonte de la couche active puis, le cas échéant, la fonte de la couche supérieure du permafrost, ainsi que les écoulements latéraux d'eau souterraine. Ces derniers peuvent circuler à une plus grande profondeur que celle de la couche active, et résurger au niveau du front du glacier rocheux ou en aval de celui-ci. L'eau souterraine participe donc activement à l'érosion régressive du front et au déclenchement de laves torrentielles en aval (Kummert et al., 2017).

L'apport en eau provoque aussi une accélération de la cinématique. Les mesures continues de vitesse de surface à haute résolution temporelle permettent de détecter des variations à court terme, de l'ordre de la journée. De tels pics de vitesse ont été régulièrement observés sur plusieurs glaciers rocheux, montrant des réactions cinématiques à une fréquence plus élevée que le signal saisonnier (Wirz et al., 2016). L'origine de ces pics de vitesse de court terme a été investiguée : alors qu'aucune relation claire avec les pics de température n'apparaît, leur occurrence est statistiquement corrélée à l'apport en eau, sous forme de précipitations ou de fonte de la neige. Ce résultat suggère que l'infiltration d'eau, par l'advection d'énergie (Rist and Phillips, 2005) et l'augmentation de la pression des pores (Terzaghi, 1947) qui en résultent, joue un rôle important dans la cinématique intra-annuelle ; l'étude de hydrologie des glaciers rocheux permet ainsi de mieux appréhender les processus à l'origine de leur dynamique (Wirz et al., 2016).

En approfondissant les interactions multiples de l'eau avec les autres processus, on peut donc souligner la nature complexe et non-linéaire de la dynamique des glaciers rocheux.

### 1.1.6 Réaction au climat

À l’instar des nombreuses études montrant la diminution spectaculaire de la surface des glaciers des chaînes de montagne tempérées depuis les dernières décennies, on peut s’interroger sur la sensibilité des glaciers rocheux aux variations climatiques, et plus particulièrement au lien entre le réchauffement climatique et leur réaction cinématique. Plusieurs études menées dans des régions variées des Alpes ont montré une accélération nette du mouvement des glaciers rocheux, probablement en réponse à un réchauffement du permafrost à la suite de celui de l’atmosphère (Delaloye et al., 2008; Käab et al., 2007; Roer et al., 2005). Des variations inter-annuelles de vitesse de déformation de glaciers rocheux dans les Alpes suisses ont montré une augmentation significative depuis les années 1970 (Buchli et al., 2018), en cohérence avec une trentaine d’autres sites de la région des Alpes suisses, et en corrélation avec l’élévation des températures en haute altitude dans les Alpes (Vaughan, n.d.). La comparaison de la cinématique de 16 glaciers rocheux différents depuis 1999, couvrant une large région des Alpes européennes, montre également un comportement similaire (homogène et synchronisé) entre eux, suggérant davantage un lien prédominant des facteurs climatiques à grande échelle (dont l’indicateur principal est la température moyenne annuelle du sol) plutôt que des facteurs locaux liés au site (géographie, topographie, taille, vitesse moyenne,...). Du simple fait que la majorité des glaciers rocheux soient tempérés, c’est-à-dire dont la température du permafrost est proche du point de fusion (entre  $-5^{\circ}\text{C}$  et  $0^{\circ}\text{C}$  usuellement), ils se révèlent hautement sensibles à des faibles changements de température (Käab et al., 2007).

De façon générale, on peut étudier la cinématique des glaciers rocheux selon trois types de temporalité (Delaloye et al., 2010; Kenner et al., 2017) :

- Une tendance décennale, qui montre globalement une accélération depuis les années 1980, en concordance avec les températures atmosphériques plus chaudes (Delaloye et al., 2008; Käab et al., 2007; Roer et al., 2005; Vonder Mühll et al., 2007). L’exemple du glacier rocheux de Doesen (Autriche) est significatif : on y a mesuré des vitesses moyennes élevées entre 1950 et 1970, puis une baisse de la cinématique jusqu’au début des années 1990, suivie par une forte accélération depuis, ce qui est bien corrélé aux variations décennales de température atmosphérique (Kaufmann and Ladstädter, n.d.) ;

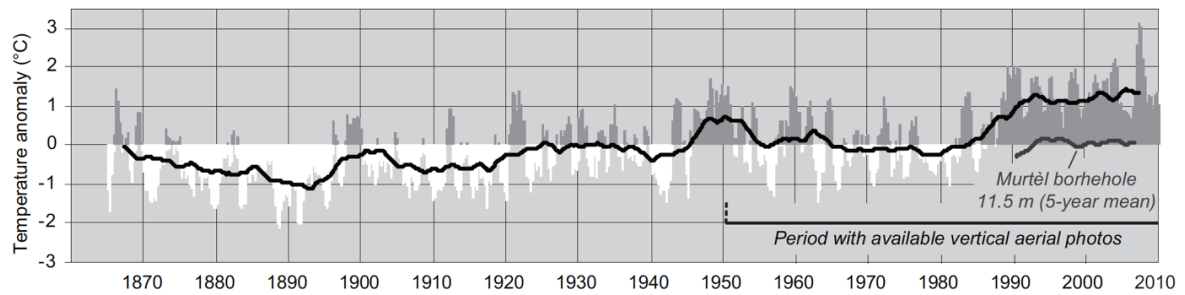


Figure 6 : écart de la température moyenne annuelle de l'air (moyenne mobile sur 12 mois) par rapport à la moyenne 1864-2008 au Sântis (2472m), avec moyennes glissantes sur 5 ans (courbe noire), et écart à la moyenne glissantes sur 5 ans de la température du permafrost à 11.5m de profondeur dans le glacier rocheux du Murtel comparée à la moyenne 1987-2007 (données Permos). Les séries de températures du Sântis et de Murtel sont les plus longues disponibles respectivement pour des conditions proches de l'atmosphère libre à haute altitude, et pour le permafrost dans les Alpes suisses, d'après Delaloye et al., (2010).

- Des variations interannuelles : en comparant les vitesses annuelles moyennes sur plusieurs années, on observe de fortes variations de cinématique sur une large région des Alpes (Bodin et al., 2009; Delaloye et al., 2008). Ces variations sont également bien corrélées avec la température moyenne annuelle de la surface du sol (notée usuellement MAGST pour Mean Annual Ground Surface Temperature), avec un déphasage de quelques mois (Delaloye et al., 2010) ;

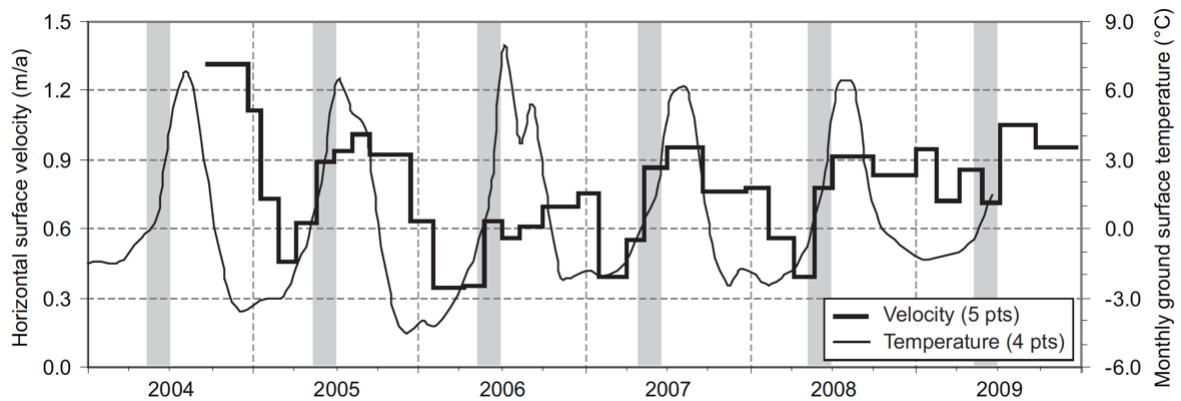


Figure 7 : vitesse horizontale saisonnière et température mensuelle de la surface du sol sur le glacier rocheux des Becs-de-Bosson. Les barres grises représentent les périodes de fonte de neige. De fortes fluctuations saisonnières se produisent chaque année, avec approximativement le même rythme. D'après Delaloye et al., (2010).

- À l'échelle intra-annuelle : des variations saisonnières significatives sont observées pour la majorité des glaciers rocheux (HAEBERLI, 1985; Hausmann et al., 2007; Käab et al., 2003; Roer et al., 2005), lesquelles peuvent s'élever à 50% au-dessus

de leur valeur moyenne. Quelques rares cas présentent une vitesse constante tout au long de l'année (Krainer et al., 2007). Le maximum de vitesse est généralement atteint en été, et se prolonge jusqu'au début de l'hiver ; le minimum est quant à lui atteint au printemps (Delaloye et al., 2010).

En l'état actuel des connaissances, la cinématique des glaciers rocheux est contrôlée :

- À long terme (échelle pluri-annuelle voire décennale) : par un forçage climatique, qui se traduit par des variations de température atmosphérique. Plutôt que cette dernière, il est préféré d'utiliser la température annuelle du sol (notée usuellement MAGST) comme indicateur de ce forçage, afin de s'affranchir de l'effet d'isolation thermique complexe de la couverture neigeuse. Une période de MAGST élevée est suivie d'une vitesse de déformation plus élevée, ce qui suggère un processus thermique, qui peut être quantifié par l'intensité de gel hivernal du sol (indice de gel annuel) : plus celui-ci est faible (dû à un forçage climatique anormalement chaud, mais aussi une isolation efficace de la neige), plus l'activité des glaciers rocheux est maximale (Delaloye et al., 2010).
- À court terme (échelle saisonnière, jusqu'à journalière) : principalement par l'apport en eau liquide (fonte de la neige et pluies), avec des accélérations brusques initiées par de fortes précipitations, dans la plupart des cas (Buchli et al., 2018; Kenner et al., 2017; Wirz et al., 2016).

Grâce à des mesures répétées en profondeur, on peut estimer l'évolution temporelle de l'état thermique général du permafrost, et ses réactions aux variations climatiques. Ainsi, l'impact de l'été caniculaire de 2003 s'est révélé durable sur plusieurs années, avec l'épaississement spectaculaire de la couche active de plusieurs mètres sur un exemple de glacier rocheux (Hilbich et al., 2008) ; les événements climatiques extrêmes peuvent donc avoir une influence irréversible sur la dégradation du permafrost en profondeur.

En somme, les interactions entre le climat et les mécanismes de déformation du permafrost se manifestent donc par des échanges d'énergie contrôlant l'état thermique de la couche de permafrost : par conduction en profondeur (Noetzli and Gruber, 2009) , et plus rapidement par convection avec la percolation d'eau liquide (Hasler et al., 2011). Les changements induits de rhéologie du milieu gelé provoquent en réaction des variations de taux de déformation en profondeur, qui se traduisent en surface par une modification significative de la cinématique.

### 1.1.7 Interactions entre dynamique et conditions thermo-hydro-mécaniques

Les processus de déformation des glaciers rocheux et la dynamique qui en résulte sont principalement contrôlés par la rhéologie de la couche de permafrost. Cette zone est soumise à des échanges d'énergie sous forme de chaleur et de changements d'état de l'eau.

L'étude des conditions thermiques, hydrologiques et mécaniques, ainsi que leurs interactions respectives, constitue donc le cœur de l'interprétation physique des processus en jeu lors de la déformation interne du glacier rocheux.

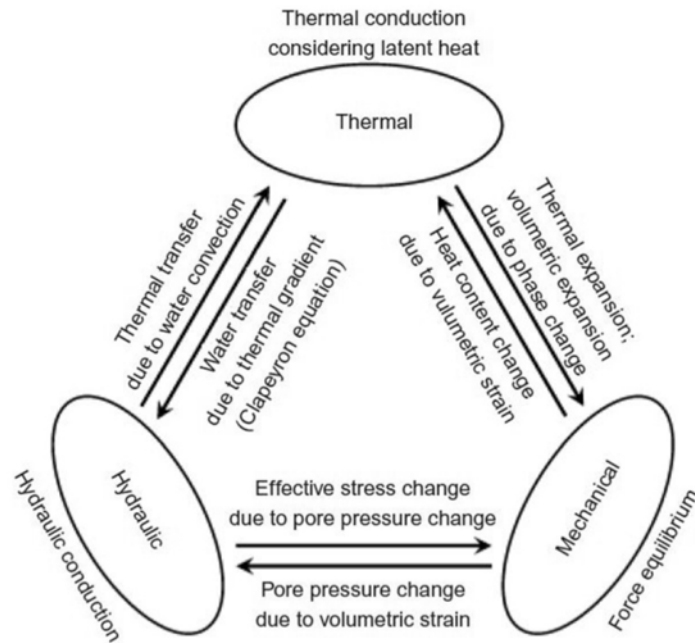


Figure 8 : Diagramme des couplages thermiques, hydrauliques et mécaniques des processus physiques ayant lieu au sein d'un milieu gelé. D'après Thomas et al., (2009).

Pour synthétiser ces interactions, on peut tout d'abord s'intéresser au lien entre la déformation et les processus thermiques induits par le forçage climatique. Dans cette optique, on peut alors développer des modèles numériques empiriques qui couplent la conduction thermique à un modèle rhéologique dérivé pour les sols riches en matériaux gelés. L'objectif est l'estimation de l'effet de la diffusion thermique sur les variations intra- et interannuelles de l'écoulement d'un glacier rocheux.

On modélise usuellement la propagation de l'onde de diffusion thermique par la résolution de l'équation du 2<sup>e</sup> degré classique en température avec la diffusivité thermique du milieu comme paramètre supposé constant (Cicoira et al., 2019). Un modèle rhéologique peut ensuite être appliqué, en utilisant le champ de température modélisé par diffusion. Ce modèle utilise habituellement une extrapolation de la loi d'écoulement de Glen pour un modèle 1D homogène à 3 phases (roche, glace, air), représentant un permafrost riche en glace. Cette loi relie le taux de déformation à la contrainte de cisaillement, à l'aide de plusieurs paramètres dépendant de la température, de la composition du milieu, des contenus en glace et en air (Arenson and Springman, 2005; Hausmann et al., 2007). L'ajustement de ces paramètres est réalisé à l'aide des vitesses de surface observées. En interprétant les résultats, l'effet ainsi modélisé de la conduction thermique sur la vitesse d'écoulement en surface est limité, et ne peut expliquer plus de 25% des amplitudes saisonnières observées, tandis que le délai de réponse est surestimé. D'autres processus, comme l'advection d'énergie et le changement de rhéologie par l'infiltration



d'eau, doivent donc être pris en compte pour expliquer les variations rapides de déformation, à l'échelle saisonnière ou inférieure (Buchli et al., 2018; Cicoira et al., 2019).

C'est pourquoi l'hypothèse du rôle prépondérant de l'infiltration d'eau, en particulier au niveau des zones de cisaillement où se situe la majorité de la déformation, a récemment été investiguée (Arenson et al., 2002a; Buchli et al., 2018; Kenner et al., 2017; Wirz et al., 2016). Les résultats suggèrent que les variations saisonnières du taux de déformation observées ne dépendent pas directement de la température en profondeur, mais sont plus probablement contrôlées par des processus hydrologiques (Buchli et al., 2018). En effet, lorsque l'eau souterraine remplit la matrice poreuse et atteint la zone de cisaillement, elle augmente la pression interstitielle des pores, diminuant ainsi les contraintes normales effectives. L'état mécanique se retrouve alors modifié, changeant alors la réponse en déformation du milieu (Cicoira et al., 2019). L'écoulement de l'eau liquide au sein du glacier rocheux se modélise classiquement par la loi d'écoulement de Darcy, en milieu confiné. Des observations montrent que le nombre de jours durant lesquels de l'eau liquide est disponible au sein de la couche active est corrélé à la vitesse de surface moyenne. Cette période correspond à une couche active dégelée, et dépend donc fortement du régime thermique de surface ; le timing et l'épaisseur de la couverture neigeuse jouent donc également un rôle indirect (Kenner et al., 2019).

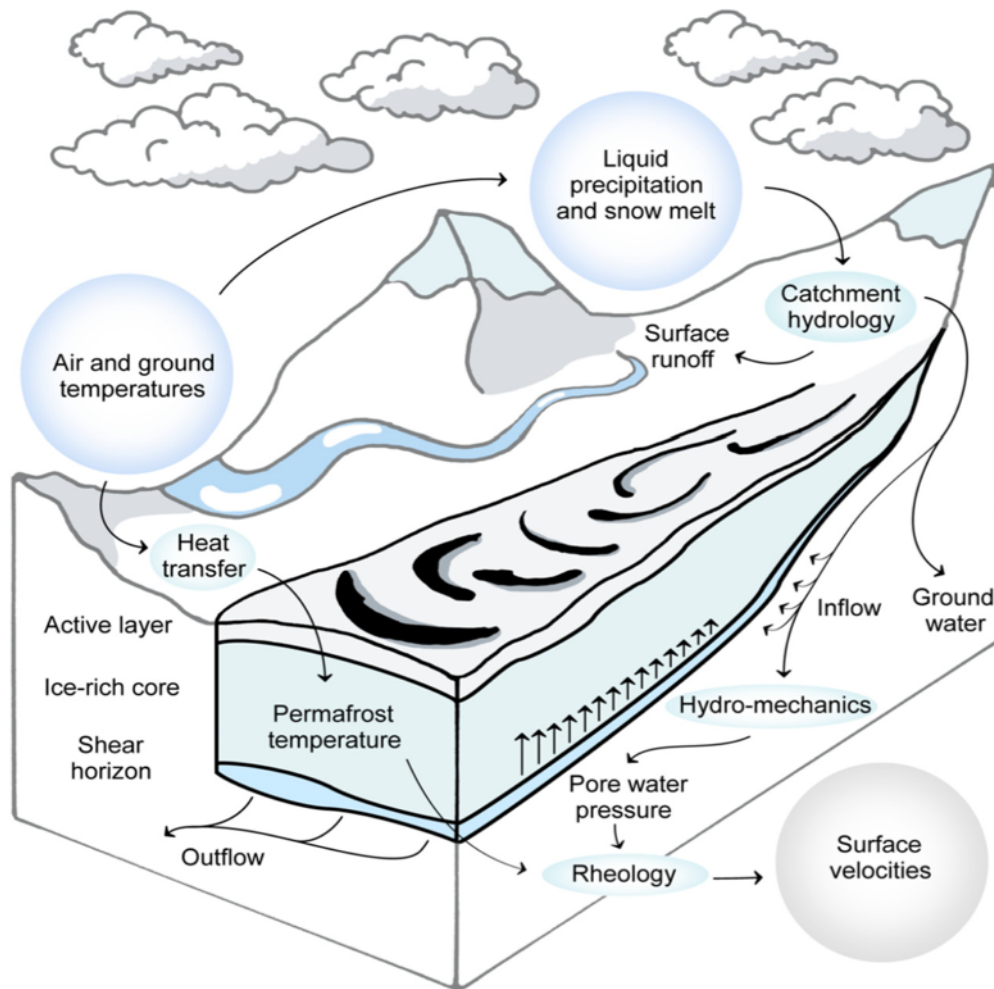


Figure 9 : Schéma simplifié d'un modèle de glacier rocheux et des processus physiques mis en jeu. Les forçages climatiques (en bleu foncé), les unités du modèle (en bleu clair) et les vitesses de surface modélisées (en gris) sont symbolisés par des bulles colorées. Les interactions entre les unités et les variables physiques sont marquées par des flèches. D'après Cicoira et al., (2019).

En dépit de la grande hétérogénéité du milieu et de ses composants, la connaissance des mécanismes physiques mis en jeu dans la déformation en profondeur des glaciers rocheux permet donc d'appréhender davantage les conditions de leur déstabilisation, et les risques naturels associés.

### 1.1.8 Déstabilisation et risques naturels

Depuis quelques décennies, on observe un changement de dynamique des glaciers rocheux dans les Alpes européennes (Schoeneich et al., 2015). Certains sites subissent une grande accélération de leur cinématique, voire une déstabilisation partielle, due principalement à un changement de régime thermique à cause du réchauffement atmosphérique. Ainsi, on dénombre actuellement environ 46 glaciers rocheux déstabilisés dans les Alpes

françaises (Marcer et al., 2019b). Ce changement induit également des risques gravitaires, avec la déstabilisation de la partie frontale des glaciers rocheux (Arenson et al., 2002a; Evin, 2007) et une augmentation de l'activité rocheuse (HAEBERLI, 1997; Noetzli et al., 2003). Des glissements de terrain de plus grande ampleur peuvent également avoir lieu, comme l'exemple de la déstabilisation totale du glacier rocheux du Bérard en août 2006, qui généra entre 250 000 et 500 000 m<sup>3</sup> de débris rocheux sur une distance de 500m en quelques jours.

Les laves torrentielles constituent également un aléa indirectement lié aux glaciers rocheux. Lorsqu'ils sont connectés à des lits torrentiels, le front des glaciers rocheux constitue une importante source de débris dans la cascade de sédiments du bassin versant correspondant (Kummert et al., 2017). En effet, les débris rocheux accompagnent la déformation globale du glacier rocheux de la zone d'apport jusqu'à la partie terminale, et peuvent être évacués par érosion gravitaire vers des systèmes torrentiels en aval. Ce processus de transfert gravitaire est favorisé par une rupture de pente dans la zone du front, ainsi qu'une augmentation du contenu en eau liquide au sein des sédiments, provenant d'épisode de fonte ou de précipitations. Ces débris rocheux déstabilisés peuvent de nouveau être mobilisables en laves torrentielles s'écoulant dans les chenaux en aval. Celles-ci, composées d'un mélange boueux d'eau, de sédiments fins et d'éléments rocheux de taille parfois très importante (métriques), accumulent une énergie cinétique telle qu'il est difficile d'en contrôler l'écoulement et la zone d'arrêt. Les laves torrentielles induisent des risques naturels majeurs pour les territoires en aval des systèmes torrentiels de versants, et sont régulièrement estimés dans les plans de préventions des risques et l'aménagement du territoire. L'apport en sédiments peut provenir de plusieurs processus d'érosion (Kummert et al., 2017) :

- Les éboulements rocheux (« rockfalls ») : un ou quelques blocs chutant du front, provenant souvent de la partie superficielle (couche active) non gelée du glacier rocheux ;
- Les glissements de débris (« debris slides ») : mouvements de translation gravitaires d'un volume modéré de débris rocheux (3-30 m<sup>3</sup>), sans rupture ;
- Les laves superficielles (« widespread superficial flows ») : évènements diffus associés à une circulation d'eau superficielle pouvant entraîner des coulées de boue de taille modérée ;
- Les laves torrentielles concentrées (« concentrated flows »), mobilisant un volume plus grand de matériaux (plusieurs centaines de m<sup>3</sup>) et associées à un apport d'eau plus important et plus profond. Elles peuvent se transformer en laves torrentielles plus diffuses, se déplaçant sur plusieurs kilomètres.

L'occurrence de ces évènements se date majoritairement en période de fonte (mai/juin), et s'explique par le rééquilibrage du front après l'arrêt (ou plutôt le ralentissement) de l'érosion différentielle en période d'hiver, du fait de la présence de neige et de l'englacement général du milieu. Les laves torrentielles coïncident souvent avec des épisodes de

pluie intenses et/ou répétés. En été et en automne, ces évènements deviennent plus rares, mais des éboulements peuvent encore subsister.

L'augmentation des deux principales causes (avancement du glacier rocheux et apports d'eau) favorise le transfert de matériaux entre le glacier rocheux et le système torrentiel en aval, modifiant la cascade de sédiments, et perturbant ainsi l'ensemble du bassin versant (Kummert and Delaloye, 2018).

La quantification de cette activité de transfert sédimentaire due aux glaciers rocheux peut être réalisée par télédétection, et comparaison de Modèles Numériques de terrain (MNT) (Kummert et al., 2018). Les volumes calculés dépendent fortement des sites étudiés, mais les taux moyens annuels sont de l'ordre de 1500 à 8000 m<sup>3</sup>/an. Par exemple, il a été mesuré que le glacier rocheux de Gugla (étudié dans la suite de ce manuscrit) transfère entre 7800 et 5600 m<sup>3</sup> de sédiments par an entre le front et la partie amont du lit torrentiel de Bielzug (Kummert and Delaloye, 2018). La majeure partie de ce transfert se déroule entre juin et octobre, quand le taux d'érosion du front est le plus élevé. La fréquence et l'intensité des laves torrentielles résultantes varient également selon les sites. Elles dépendent fortement de la connectivité torrentielle, des facteurs locaux de topologie et de géologie ainsi que de la disponibilité en eau du milieu, tout comme celle des sédiments. Néanmoins, il est établi que l'augmentation des évènements de lave torrentielle, témoignant d'un apport croissant en sédiments rocheux, est souvent corrélée à de fortes vitesses de déformation des glaciers rocheux en amont. C'est pourquoi les glaciers rocheux les plus actifs, et *a fortiori* ceux qui présentent des signes de déstabilisation, font l'objet d'une surveillance d'autant plus attentionnée qu'ils conditionnent fortement l'augmentation de l'aléa naturel lié aux mouvements gravitaires en général, et aux laves torrentielles en particulier.

Dans certains cas, les instabilités causées peuvent menacer les zones à risque comme les infrastructures locales (téléphériques, bâtiments, voies de communication) mais aussi les zones situées en aval, avec l'émergence du risque d'éboulements et de laves torrentielles directement alimentés par la dégradation du front du glacier rocheux en amont (Haeberli et al., 2010; Schoeneich et al., 2015). D'après un inventaire réalisé dans les Alpes françaises, il subsiste plus de 1000 constructions dont l'assise repose sur une zone de permafrost. Parmi elles, vingt-quatre font l'objet de détériorations répétées, la plupart des dommages étant maintenant reliés au phénomène de dégradation du permafrost sous-jacent (Duvillard et al., 2019).

Usuellement défini comme le produit d'un aléa par une vulnérabilité, le risque lié aux glaciers rocheux est donc bien émergent : la dégradation du permafrost engendre des déstabilisations de versants et des laves torrentielles, intensifiant ainsi l'aléa gravitaire, tandis que les infrastructures exposées augmentent la vulnérabilité. La surveillance des sites à risque, en parallèle de l'étude approfondie des processus en œuvre, constitue un besoin nécessaire pour une meilleure compréhension des phénomènes associés à ce risque. Les diverses méthodes actuelles de surveillance et de suivi des glaciers rocheux seront donc présentées dans la suite.

## 1.2 Surveillance actuelle des glaciers rocheux : méthodes et résultats

### 1.2.1 Suivi de la cinématique en surface

La détection et la surveillance des glissements de terrain, comme celles des instabilités de versants, requièrent des estimations de vitesse fiables (Wirz et al., 2014). Pour cela, de nombreux outils de mesure sont habituellement choisis, en fonction de la précision, la fréquence et l'utilisation de la mesure. Dans le cas du suivi des glaciers rocheux, et notamment de l'étude de sa cinématique (champ de déplacement en fonction du temps et de l'espace) liée à son mouvement de déformation, plusieurs méthodes mesurant la vitesse de surface sont habituellement choisies.

Originellement, le marquage et le suivi de gros blocs rocheux particulièrement repérables sur le site permettaient, par relevés successifs, d'estimer les déplacements verticaux et horizontaux de ces points en fonction du temps (Bodin et al., 2009).

Pour éviter des relevés trop fréquents, on installe depuis des points GPS sur des blocs qui fournissent une géolocalisation en continu des points en question (Wirz et al., 2014). Le GPS différentiel, usuellement nommé DGPS (Differential Global Positioning System), est ainsi particulièrement adapté à l'étude des mouvements lents (quelques centimètres à quelques mètres par an) comme les glissements de terrain (Coe et al., 2003; Gili et al., 2000; Malet et al., 2002; Squarzoni et al., 2005) et les glaciers rocheux (Delaloye et al., 2008; Lambiel and Delaloye, 2004). Parmi ses avantages, on peut noter la possibilité de mesure dans les trois directions spatiales, une haute résolution temporelle, une relative indépendance aux conditions météorologiques et une facilité d'installation. La résolution de la mesure est inférieure au cm, permettant de mesurer des vitesses de l'ordre du cm au m/an (Wirz et al., 2015). À partir d'une série temporelle de coordonnées mesurées en un point du site, on peut calculer plusieurs observables (vitesse, direction, accélération) permettant de reconstruire la cinématique du point en question. En dépit d'un niveau de bruit de mesure parfois élevé, plusieurs méthodes permettent d'obtenir des estimations de vitesse fiables selon le type d'objet étudié. Les vitesses sont généralement calculées par régression linéaire sur une fenêtre glissante de quelques jours (Buchli et al., 2018). Parfois, une correction de l'inclinaison du capteur due à des événements météorologiques (chutes de neige par exemple) ou à la déformation même de l'objet en mouvement est à prévoir (Wirz et al., 2014) ; on peut alors positionner deux points sur le même mât pour estimer l'inclinaison, puis la corriger (Buchli et al., 2018)

Pour ces différentes méthodes de géodésie, les blocs étant advectés à la surface du glacier rocheux, le résultat correspond alors à une vitesse lagrangienne qui suit une particule précise évoluant au sein d'un champ de déplacement. Cependant, c'est également l'évaluation complète de ce champ de déplacement, pouvant varier en temps et en espace, qui peut être visée dans l'étude de la cinématique d'un glacier rocheux ; il s'agit donc d'une vitesse eulérienne (qui concerne alors une surface élémentaire fixée du site, que les

particules mobiles traversent au rythme de cette vitesse) qu'il faut mesurer. Les méthodes de télédétection sont alors utilisées dans ce but (Kääb et al., 2005).

La photogrammétrie est basée sur la comparaison diachronique d'images photographiques. La méthode de corrélation entre deux images est régie par des algorithmes repérant des motifs (« patterns ») particuliers, afin de fournir une estimation du champ de déplacement (Kenner et al., 2017). La précision de cette méthode est importante, et sa résolution temporelle intéressante. Néanmoins cette méthode optique est mise à défaut lorsque la réflectivité du milieu n'est pas assez importante : la présence de couverture neigeuse et de nuages empêche ainsi d'utiliser cette méthode, ce qui peut limiter fortement la résolution temporelle des résultats. De même, l'utilisation d'une station totale permet de localiser plusieurs points situés sur le glacier rocheux, et de les suivre temporellement par comparaison d'images entre deux périodes, selon le même principe et grâce aux mêmes outils algorithmiques que la photogrammétrie (Kenner et al., 2017).

Utilisés en géomorphologie glaciaire (Avian and Bauer, 2006), les outils d'émission optique (Terrestrial Laser Scanning, Aerial Terrestrial Laser) sont aussi fréquemment appliqués aux glaciers rocheux (Bodin et al., 2018; Buchli et al., 2018; Kenner et al., 2018). À partir d'une campagne de mesures enregistrant un nuage de points de la surface du glacier rocheux, on peut construire un Modèle Numérique de Terrain (MNT) qui reconstruit la surface 3D du glacier rocheux à très haute résolution (environ 20 cm (Kenner et al., 2018, 2017)), que l'on peut projeter ensuite sur un système de coordonnées géoréférencé. Les MNT successifs sont comparés au MNT de référence pour estimer par différence un champ de déplacement entre les 2 périodes de mesure. L'erreur d'alignement entre 2 nuages de points est estimée à environ 30 mm. Pour améliorer la résolution temporelle de ces techniques optiques, on peut également utiliser un interféromètre opérant toutes les 10 min (Caduff et al., 2015; Caduff and Rieke-Zapp, 2014).

De plus, une nouvelle méthode de stéréophotogrammétrie (« georeferenced monoscopic time-lapse photography » (Kenner et al., 2018)) permet de projeter des images régulièrement recueillies par une caméra sur un MNT préalablement établi par relevé laser, afin de géoréférencer les informations de surface, et quantifier les déplacements et volumes. Cette méthode est efficace et légère pour surveiller les processus d'érosion et de mouvements gravitaires (Delaloye et al., 2013; van Herwijnen et al., 2013), sous réserve d'une uniformité de la direction du mouvement et de changements limités de géométrie ; elle a été testée avec succès au front d'un glacier rocheux (Kenner et al., 2017).

Les diverses méthodes de géodésie *in situ* (Lambiel and Delaloye, 2004), combinées à celles de télédétection (Kääb et al., 2005) permettent donc des mesures précises de vitesse à haute résolution temporelle, afin de comprendre la déformation en surface des zones instables de permafrost de montagne (Bodin et al., 2009). Dans le but d'investiguer le lien entre les forçages environnementaux et la dynamique de déformation, ainsi que les processus physiques mis en jeu, il est nécessaire de compléter ces données de surface par des mesures en profondeur réalisées au moyen d'outils géotechniques.

## 1.2.2 Suivi en profondeur : méthodes géotechniques

Collectées au moyen de forages ponctuels au sein du glacier rocheux, les données géotechniques ont pour objectifs une caractérisation du milieu (par carottage), ainsi qu'un suivi temporel de la déformation (mesurée par inclinométrie) et de l'état thermique (mesuré par des thermistors) en profondeur (Buchli et al., 2018).

Les carottages peuvent atteindre 70 m de profondeur, mais doivent être très soignés pour obtenir des échantillons de sol préservés (Arenson et al., 2002a), et représentent donc un défi technique d'ampleur. Une fois récoltés, ils servent à la caractérisation du milieu formant le glacier rocheux : la structure interne est ainsi mieux connue (Arenson et al., 2002a; Kenner et al., 2017). Un profil stratigraphique peut être constitué, avec la composition relative de chaque constituant (débris rocheux, glace, eau liquide, air) selon les couches, ainsi que la granulométrie et l'hydrologie de chaque couche. On peut aussi localiser les limites du permafrost (toit et base), et les paramètres mécaniques représentant la réponse temporelle de chaque couche selon la profondeur (Maurer and Hauck, 2007; Springman et al., 2012).

Le suivi temporel de la déformation est assuré quant à lui par des inclinomètres. Installés dans un forage, ceux-ci mesurent l'inclinaison de segments en plastique dans deux directions orthogonales, le long du forage. Le déplacement relatif par rapport au segment le plus profond (supposé fixe s'il s'agit du bedrock) est déduit de l'inclinaison et de la longueur du segment (Buchli et al., 2016). On mesure le déplacement du forage au cours du temps, donnant ainsi une estimation ponctuelle de la déformation en fonction de la profondeur. Dans la plupart des cas, la déformation s'effectue « en bloc » : tout le corps du glacier rocheux glisse selon un mouvement d'ensemble qui montre une certaine homogénéité de la rhéologie du milieu. Le déplacement est alors approximativement constant jusqu'à une certaine profondeur. La zone séparant le milieu déformé du milieu non déformé peut être très localisée, et s'appelle usuellement un horizon de cisaillement : matérialisant un changement important de rhéologie entre les deux milieux, cet horizon indique alors la profondeur de la couche cisillant l'autre (Wagner, 1992). Les données inclinométriques aident donc à comprendre le comportement mécanique et rhéologique des glaciers rocheux (Haeberli et al., 2010). Celui-ci est d'autant plus complexe à modéliser qu'il présente une importante variabilité de composition ; plusieurs lois de déformation ont été proposées (Andersland and Ladanyi, 1994; Arenson and Springman, 2005). Intermédiaires entre milieux totalement englacés et milieux rocheux, les propriétés en jeu dépendent fortement de celles de la matrice gelée, elles-mêmes fortement non-linéaires et contrôlées par la température, les contraintes et le taux de déformation. Les propriétés intrinsèques des matrices de roche et de glace ainsi que leur interaction sont également fortement dépendantes de la cohésion entre particules ainsi que de la température ; plusieurs reviews ont été publiées sur le sujet (Arenson et al., 2007; Springman, 2008). Les données inclinométriques sont donc précieuses pour approfondir la compréhension des

lois de comportement géotechnique, afin de relier la déformation du milieu en réponse à des contraintes mécaniques données.

De même, l'état thermique du glacier rocheux peut être suivi grâce aux forages : la température en profondeur est ainsi mesurée à l'aide d'une chaîne de thermistors disposée dans un forage vertical à différentes profondeurs (souvent plusieurs mètres). Espacés de 50 cm à plusieurs mètres, ils fournissent des données continues (toutes les 30 min à 3h, selon les modèles) (Hilbich et al., 2008; Staub and Delaloye, 2017). Les données sont souvent discontinues et doivent être recalibrées et post-traitées avant d'être réellement exploitables (Staub and Delaloye, 2017). Malgré la grande hétérogénéité de l'état thermique sur les premiers mètres, due à la différence de contenu en eau (plus le contenu en eau est important, moins l'amplitude saisonnière est élevée, et plus longtemps dure la période de *zero-curtain*), les résultats montrent généralement une réponse saisonnière au forçage climatique, avec déphasage croissant avec la profondeur, et amplitude décroissante (Hilbich et al., 2008). On peut également localiser avec précision les profondeurs respectives du toit et de la base du permafrost (Springman et al., 2013).

Les forages permettent également de fournir des informations utiles pour contraindre les interprétations des prospections géophysiques (décrites dans la suite). Il est souvent conseillé d'effectuer un ou plusieurs forages dans les zones étudiées pour calibrer les valeurs des tomographies 2D issues des données géophysiques, et d'en faciliter l'interprétation (Maurer and Hauck, 2007).

En somme, les forages géotechniques permettent d'effectuer un suivi temporel de la déformation et de l'état thermique en profondeur. Ils jouent également un rôle crucial dans les modélisations mécaniques, rhéologiques et thermiques du glacier rocheux en leur apportant des contraintes précises et robustes (Springman et al., 2012). Néanmoins, leur difficulté de mise en œuvre et de maintenance, associée à leur coût important, limite drastiquement la fréquence de leur utilisation (Kneisel et al., 2008; Maurer and Hauck, 2007; Staub and Delaloye, 2017). Pour améliorer la résolution temporelle et spatiale du suivi des glaciers rocheux, on peut alors compléter les investigations par des méthodes géophysiques.

### 1.2.3 Suivi en profondeur : méthodes géophysiques

Dans le but de caractériser la structure interne des glaciers rocheux et son évolution en profondeur, les méthodes géophysiques peuvent apporter des informations complémentaires de celles déduites de l'étude géomorphologique et géotechnique (Hilbich et al., 2009; Kellerer-Pirklbauer et al., 2018b; Mewes et al., 2017; Springman et al., 2012). Elles fournissent des informations sur les propriétés physiques de la subsurface, la distribution spatiale de ces propriétés et, par déduction, la structure de la subsurface. Compte tenu



des changements significatifs des propriétés physiques qui surviennent lors du changement d'état d'un milieu non gelé à un milieu gelé, elles sont particulièrement adaptées à l'étude de régions de permafrost (Haeberli et al., 2010) ; plusieurs reviews ont été publiées à ce sujet (Hauck et al., 2008; Kneisel et al., 2008).

On peut classer ces diverses méthodes par le type de propriétés physiques qu'elles caractérisent :

- Les méthodes géoélectriques (usuellement « Electrical Resistivity Tomography » ou ERT) : mesurant principalement la conductivité diélectrique (ou son inverse, la résistivité) qui quantifie la capacité d'un matériau à conduire un courant de charges électriques injecté en son sein par l'imposition d'une différence de potentiel à ses bornes. Le contraste entre la faible conductivité de la glace et/ou de la zone de permafrost d'une part, et la forte conductivité des sédiments non gelés ou du bedrock rocheux d'autre part, rend facile la discrimination de ces milieux respectifs (Kneisel et al., 2008). Cette technique a ainsi été utilisée pour détecter la présence de lentilles de glace massive au sein de glaciers rocheux (Hauck et al., 2003; Kneisel, 2004). Une couche gelée présente généralement des résistivités entre  $10^4$  et  $10^6$   $\Omega$ .m, suivant la porosité et les proportions respectives de glace et de débris rocheux. Les zones de très faible résistivité peuvent indiquer la présence d'eau liquide (Bodin et al., 2009). Cependant, malgré l'utilisation d'éponges mouillées pour pallier le faible couplage galvanique avec des roches cristallines hautement résistives, le courant injecté et les potentiels mesurés peuvent encore être trop faibles, rendant cette méthode peu adaptée. Le manteau neigeux empêchant l'injection de courant, il est aussi recommandé de mener ces prospections géoélectriques en été.
- Les méthodes sismiques actives : mesurant la capacité du milieu à propager une onde élastique. Celle-ci est représentée par divers modules élastiques représentant la résistance du matériau sous l'effet de contraintes normales ou tangentielles, qui peuvent être déduits de la mesure de la vitesse de propagation des ondes sismiques (ondes P de compression et ondes S de cisaillement) (Kneisel et al., 2008; Maurer and Hauck, 2007). Lors d'une prospection de ce type, on déploie une ligne de plusieurs géophones régulièrement espacés, qui enregistrent la propagation des ondes créées par une source sismique active, que l'on déplace le long du profil à chaque nouvelle acquisition. Pour améliorer le couplage, il est conseillé de forer la roche sur quelques centimètres afin d'insérer le géophone dans le trou formé. Malgré la forte diffusivité des ondes et le faible niveau d'énergie, on peut relever dans les cas favorables les temps d'arrivée des ondes P et des ondes S réfractées aux interfaces de forte impédance (par exemple l'interface du glacier rocheux avec le bedrock). Cette technique, appelée sismique réfraction, peut alors estimer la profondeur de l'interface mise en évidence. Lorsque l'énergie des sources n'est pas suffisante, il est parfois plus aisé de suivre les ondes de surface (de type Love ou Rayleigh) afin d'en déduire, par des techniques d'inversion dédiées (de type

MASW, utilisée dans cette étude), les profils de vitesse sismique voulus. Les valeurs de celles-ci dépendent du contenu en eau, en glace, de la porosité et de la nature de la matrice rocheuse. Usuellement, on trouve des vitesses d'ondes de compression entre 500 et 1500 m/s dans la couche active (Springman et al., 2013), entre 3000 et 4000 m/s dans la couche de permafrost (Maurer and Hauck, 2007; Musil et al., 2002), autour de 2000 m/s pour un permafrost dégradé, et supérieures à 4500 m/s dans le bedrock (Springman et al., 2013). L'augmentation des vitesses sismiques avec le phénomène de gel sera détaillée dans la suite de ce manuscrit, avec une modélisation des phénomènes poro-élastiques déterminant fortement les résultats observés dans cette étude ;

- Les méthodes de géoradar (usuellement « Ground Penetrating Radar ») : mesurant la capacité à propager une onde électromagnétique imposée en surface, représentée alors par la permittivité diélectrique du milieu (Kneisel et al., 2008). Celle-ci est déduite de la vitesse de propagation de l'onde électro-magnétique mesurée, laquelle varie de façon significative dans les milieux périglaciaires (Maurer and Hauck, 2007). Un fort contraste de permittivité à une interface stratigraphique induit une réflexion de l'onde électromagnétique, et permet ainsi de localiser par exemple la profondeur du bedrock. Des antennes de plusieurs fréquences peuvent être utilisées (1 à 100 MHz), offrant un choix d'arbitrage entre la profondeur maximale investiguée et la résolution des résultats (Maurer and Hauck, 2007). Pour une antenne de 35MHz, la profondeur de pénétration est d'environ 30 m, ce qui est une valeur typique pour un glacier rocheux (Hausmann et al., 2007). Il est conseillé de réaliser la prospection en présence d'une fine couverture neigeuse, offrant alors le couplage optimal entre l'antenne et le sol. Lorsque la zone d'intérêt est petite (par exemple 50m x 50m), il est possible d'échantillonner le milieu de façon suffisamment dense pour obtenir une imagerie du milieu en 3D (Gross et al., 2004; Heincke et al., 2005).

D'autres techniques de géophysiques ont été appliquées aux glaciers rocheux de façon plus épisodique. Par exemple, la polarisation induite est également une méthode électrique qui mesure la capacité d'un milieu poreux à stocker réversiblement des charges électriques en réponse à l'application d'un champ électrique primaire. Appliquée au permafrost de montagne, elle permet de fournir des informations sur le contenu en eau liquide et de glace dans le milieu (Duvillard et al., 2018). Par ailleurs, les techniques de gravimétrie ont été appliquées à quelques glaciers rocheux (Barsch, 1996). Elles fournissent des informations additionnelles sur la densité et le contenu en glace du milieu investigué. Pour contraindre l'inversion des données mesurées, on peut utiliser un modèle issu des résultats de GPR et de sismique réfraction, afin d'évaluer des densités moyennes pour chaque couche. Une estimation du volume de glace peut ensuite être calculée, en utilisant un modèle simple à trois phases (roche, glace et air) (Hausmann et al., 2007).

En théorie, l'ensemble de ces méthodes géophysiques peuvent utiliser des forages pour disposer les sources et récepteurs en profondeur (Maurer and Hauck, 2007). Dans ce cas, la fiabilité et la résolution des données enregistrées sont améliorées, grâce à une illumination affinée de la subsurface. Cependant, cette option est rendue difficile à mettre en œuvre en terrain de haute montagne, où les rares forages effectués n'offrent pas de conditions optimales pour la géophysique (Arenson et al., 2002a).

L'interprétation des résultats de géophysique s'effectue en comparant les données mesurées avec les données synthétiques obtenues d'un modèle initial (Kneisel et al., 2008). La procédure peut se décomposer en plusieurs étapes :

- La constitution d'un modèle géologique initial, fondé sur les connaissances *a priori* du milieu (lithologie, stratigraphie, épaisseur,...) ;
- La résolution du problème direct pour obtenir des données géophysiques synthétiques de ce modèle initial ;
- La comparaison des données géophysiques mesurées sur le terrain, avec les données synthétiques, et le processus d'itérations minimisant l'écart entre les deux jeux de données ;
- La résolution du problème inverse afin d'obtenir un modèle géologique final, qui peut prendre la forme d'une tomographie 2D du profil investigué, caractérisant sa structure interne.

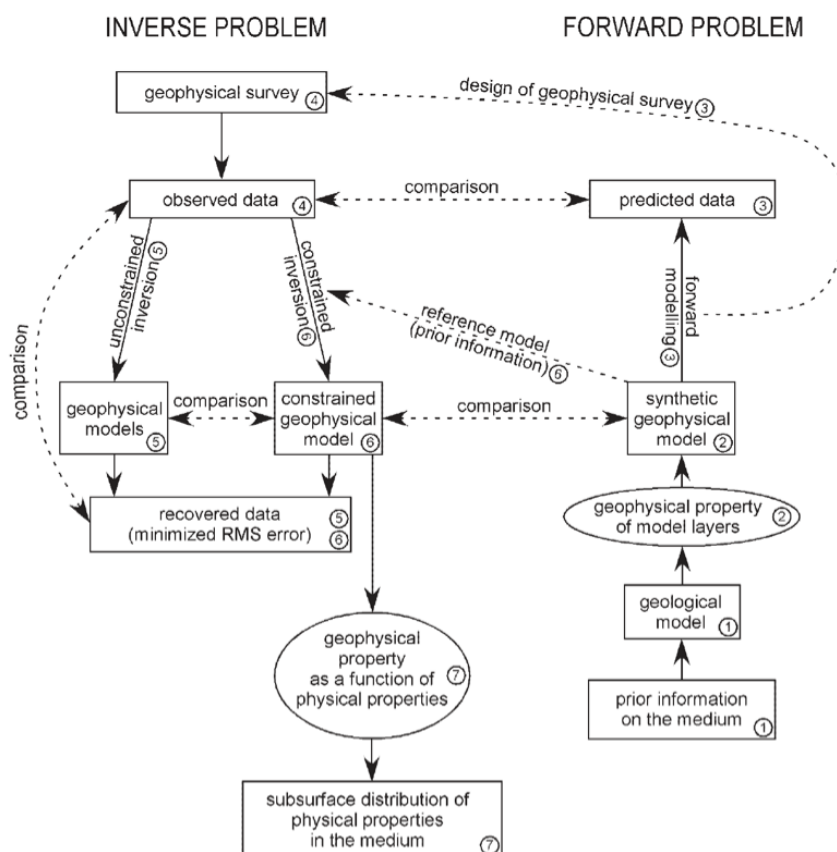


Figure 10 : Diagramme conceptuel des problèmes directs et inverses en méthodes géophysiques, d'après Kneisel et al., 2008, inspiré de Fortier et al., 2008.

Lors de cette procédure, il est important d'inclure la topographie du milieu dans le modèle, laquelle peut jouer un rôle d'autant plus significatif qu'elle est complexe. Les paramètres d'inversion sont également à choisir avec précaution, notamment celui de régularisation qui contrôle le degré de lissage et donc le niveau de détails de la tomographie obtenue (Hauck et al., 2003; Kneisel et al., 2008). Une régularisation trop faible peut mener à des solutions non uniques, et donc à des risques de fausse interprétation.

De façon générale, on peut évaluer le contenu en glace et en eau liquide grâce aux méthodes géoélectriques. Des mesures répétées dans le temps ont mis en évidence l'évolution temporelle de ceux-ci, avec dégradation du permafrost (baisse de la teneur en glace, augmentation de celle en eau) et épaissement de la couche active (Bodin et al., 2009; Ribolini et al., 2010). Les données issues de GPR, sismique et gravimétrie, quant à elles, révèlent la structure interne stratifiée : la sismique réfraction permet de localiser clairement l'interface entre la base du glacier rocheux et le bedrock, ainsi que l'interface entre couche active et couche de permafrost riche en glace. Des réflecteurs bien visibles peuvent apparaître sur les données issues de GPR, indiquant l'interface entre couche gelée et matériaux non gelés constituant la base du glacier rocheux (Hilbich et al., 2008).

Les avantages de ces méthodes de suivi sont nombreux : très peu voire pas du tout invasives, elles couvrent une large zone spatiale d'étude (contrairement aux forages, par exemple) (Haeberli et al., 2010). La tomographie 2D se révèle adaptée pour détecter les nombreuses hétérogénéités à petite échelle spatiale pour les sédiments gelés non consolidés (Hilbich et al., 2008; Kneisel, 2006) et les parois rocheuses (Krautblatter and Hauck, 2007). De plus, elles détiennent un réel potentiel pour des prospections et imageries 3D : les campagnes sur le terrain peuvent en effet être facilitées par des systèmes hélicoptères (hélicoptère ou drone) qui permettent d'appliquer les méthodes de géoradar à des zones bien plus larges, en densifiant le maillage des profils et en accédant à des zones risquées (Merz et al., 2015). Les résultats de tomographie 2D peuvent ensuite être interpolés pour obtenir une imagerie 3D du glacier rocheux.

Cependant, les prospections géophysiques en surface des zones de permafrost de montagne sont souvent rendues difficiles par l'accès, la logistique et la rugosité du terrain, souvent couvert de large blocs de débris rocheux (Merz et al., 2015), et de neige plus de la moitié de l'année. En plus de ces difficultés logistiques, la grande diffusivité des ondes sismiques et radar, due à la forte hétérogénéité du milieu contenant de larges débris non consolidés, produit de nombreuses réflexions inexploitable (Maurer and Hauck, 2007). De plus, il est nécessaire de combiner plusieurs techniques géophysiques pour résoudre l'ensemble des hétérogénéités de la subsurface, et ainsi obtenir des résultats convaincants (Springman et al., 2012). Ainsi, la fréquence d'investigation est souvent faible, ce qui limite la résolution d'un éventuel suivi temporel. C'est pourquoi l'application de méthodes de sismique passive, qui fournissent des données continues dans le temps, et ce sur une large zone spatiale, est apparue intéressante pour le suivi en profondeur des glaciers rocheux ; de telles méthodes de surveillance seront donc décrites en détail dans la suite.

## 2 Passive seismic methods for landslides monitoring

This part puts forward the main passive methods that are usually applied with the aim of monitoring landslides. Through a state of the art about landslide monitoring studies, we now focus on ambient noise interferometry (also called ambient noise correlation), microseismicity and spectral analysis from seismic continuous recordings. As shown here, these three methods are commonly applied for deep- or shallow-seated landslides. They provide interesting tools to better understand internal processes of destabilization, together with robust precursors of failure. In the context of slope destabilization, applying this methodology to rock glaciers appears relevant to obtain accurate indicators for monitoring and preventing a global destabilization of such mountainous rockslopes. While the monitoring of rock glaciers through remote sensing, geodesy and active geophysics (presented in the latter part) is widely used, passive seismic methods put an other tool for with strong benefits. Continuous data provide an optimal (daily or hourly) temporal resolution, while a large and dense seismic network surveys a extended medium with a wide range of depth. Therefore, the parallel between landslides and rock glaciers is fruitful for monitoring issues, and requires an overview of passive seismic methods. This following part is largely taken from a publication of review ((Le Breton et al., 2020)) that has been co-authored and recently submitted.

### 2.1 Introduction

Slope destabilization costs more than 4000 casualties and tens of billion dollars in material loss every year (Froude and Petley, 2018; Alimohammadlou et al., 2013). Such risk can be reduced (Dai et al., 2002) by anticipating slope failures with early warning systems (Intrieri et al., 2012). They are usually based on the monitoring of ground deformation, meteorological events or groundwater level (Intrieri et al., 2019). More recently, geophysical methods appeared as alternative ways to investigate the internal structure, hydrology and mechanical properties of a landslide (Jongmans and Garambois, 2007), and provide insights about their dynamics along time using monitoring techniques (Whiteley et al., 2019).

Geophysics measure contrasts of physical properties of the subsurface such as conductivity, permittivity, mass density, rigidity or electrical potential. Electrical methods are mostly sensitive to the bulk material, pore water salinity and circulation of water, and give useful insights to understand landslide hydrological dynamics. However, groundwater levels measured directly with piezometers cannot alone predict a rupture, therefore

its indirect estimation using geophysics is unlikely to provide better precursors (Carrière et al., 2018). Quadrature conductivity measurements on landslides (Flores Orozco et al., 2018; Gallistl et al., 2018) might provide indicators on the solid matrix alteration (Revil et al., 2017a, 2017b), but they are still operationally difficult for permanent and accurate monitoring.

In contrast, near-surface seismology provides also a direct insight into the mechanical alterations of the subsurface that could lead to a failure. Furthermore, long-term monitoring fits well with passive seismic methods : microseismicity, spectral amplification ratios, and more recently passive seismic interferometry (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Sens-Schönfelder and Brenguier, 2019).

Passive seismic methods have shown clear precursory signals several hours to days before a failure in multiple contexts (Larose et al., 2015a). The microseismic activity of a rock cliff was shown to increase 2–15 hours before its rupture (Amitrano et al., 2005; Senfaute et al., 2009). The resonance frequency of a rock column decreases several weeks before failure (Lévy et al., 2010a). Micro-earthquakes and tremors were also detected on some landslides a few hours/minute before a failure (Poli, 2017; Schöpa et al., 2018; Yamada et al., 2016). Finally, a drop of shear-wave velocity was measured several days before the rupture of clayey landslides using ambient noise interferometry (G. Mainsant et al., 2012; Renalier et al., 2010a). All these methods are thus promising to provide insight into potential new precursor signals before extreme events on landslides or rockslides.

Whereas all these methods are related to failure, such precursor based on ambient noise interferometry is promising because the drop of seismic velocity should represent a drop of rigidity in the underground layers. Its usage is rising in landslide research : to date, nine landslides were monitored with passive seismic interferometry (Renalier et al., 2010a; G. Mainsant et al., 2012; Larose et al., 2015a; C. Voisin et al., 2016a; Bertello et al., 2018; Bièvre et al., 2018; Valentin et al., 2017; Colombero et al., 2018c; Le Breton, 2019a; Guillemot et al., 2020a; Bontemps et al., 2020; Fiolleau et al., 2020). Yet, this method still encounters obstacles that seem to prevent early-warning usage. Thus this study aims at identifying the key developments, recently made or still required, to integrate the ambient noise interferometry method in an operational early warning system.

First, this part focuses mainly on ambient noise interferometry that is applied as a new geophysical method based on passive seismology, and discusses the potential and limitation to include it in a landslide early warning system. In particular, the choice of an appropriate processing workflow together with the deep understanding of environmental influences appear crucial to provide robust alerts and accurate interpretation of the results. Secondly, the other methods based on passive seismology are also presented : microseismicity on the one hand, and spectral analysis and resonance frequency on the second hand. Finally, a discussion is proposed on the multiple applications of those ambient noise methods, and the potential and limitations of their combination.

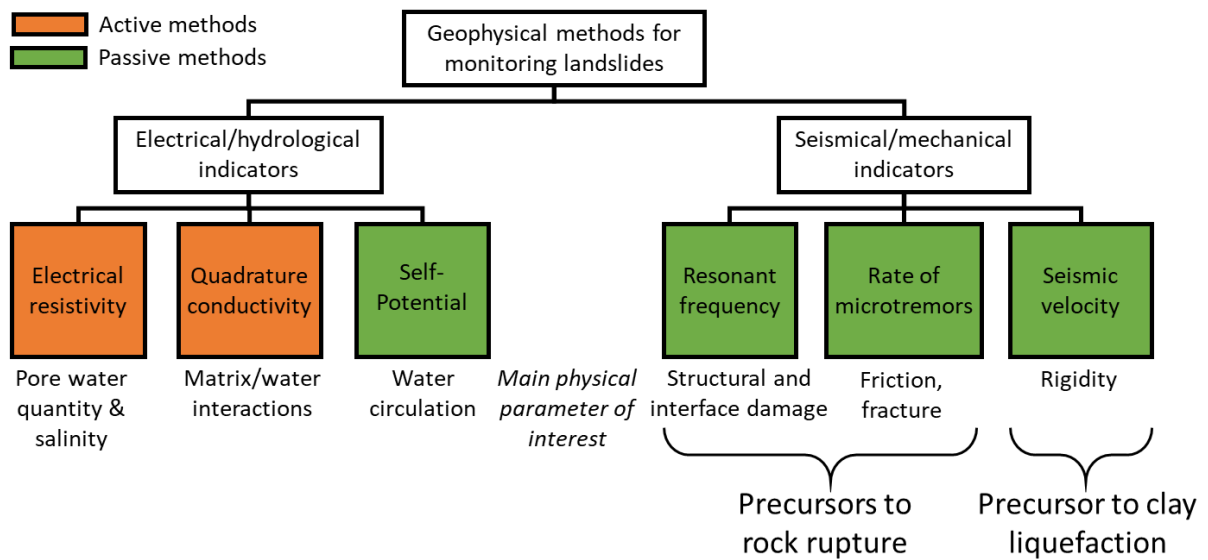


Figure 11 : Geophysical methods used for monitoring landslides, adapted from Whiteley et al., 2019.

## 2.2 Ambient seismic noise interferometry

The basic principle of ambient noise interferometry (also called “ambient noise correlation”) is to reconstruct the approximated response of a medium to an impulse excitation (or Green’s function), by cross-correlating the seismic noise passively recorded by a pair of two sensors. That has been done at a decimetric scale on a solid block using ultrasonic receivers and a pulse generator (Weaver and Lobkis, 2001), then on a larger scale using the late seismic coda of a timely and localized earthquake that has diffused within the crust (Campillo and Paul, 2003a). Hence, exploiting the diffused ambient seismic noise from multiple sources helps to reconstruct a more stable Green’s function approximation (Shapiro and Campillo, 2004). These studies used the reconstructed early-arrival direct surface waves (usually Rayleigh waves) to retrieve their group velocities and thus infer a crustal tomography of the seismic velocity of the materials at depth. [Larose et al. \(2006\)](#) showed experimentally that the late arrivals of the reconstructed Green’s function—the coda of the cross-correlations—provide information on the wave scattering within the medium between two sensors. Sens-Schönfelder and Wegler (2006) proposed to monitor the later part of the cross-correlations (i.e., from wavetrains mixing surface and body waves from various directions and polarizations) over time on a volcano, to measure the relative variations of apparent velocity that would occur from a small velocity perturbation in the bulk caused by structural changes in the crust. Later, the apparent velocity was observed to decrease slightly before a volcanic eruption (Brennguier et al., 2011, 2008b, 2016; Obermann et al., 2013a; Nakata et al., 2016), to decrease abruptly and then slowly recover after an earthquake (Wegler and Sens-Schönfelder, 2007; Brennguier et al., 2008a; Rivet et al., 2011; Hobiger et al., 2016), and to decrease even



more after an earthquake in a volcanic area (Brengruier et al., 2014; Taira and Brengruier, 2016). On smaller scale objects, velocity decreases were observed during a seepage on dams or levees (Planès et al., 2016, 2017; Olivier et al., 2017) or during seasonal thawing of permafrost (James et al., 2017a). Interferometry monitoring may also exploit other indicators than apparent velocity, such as the coherence correlation of the cross-correlation functions (CCFs) across time. This coherence has been observed to decrease during the filling/drainage of a glacier-dammed lake (Preiswerk and Walter, 2018; Walter et al., 2015) or the fluid injection on a geothermal site (Obermann et al., 2013a). These indicators may be used for monitoring landslides.

### 2.2.1 Processing workflow

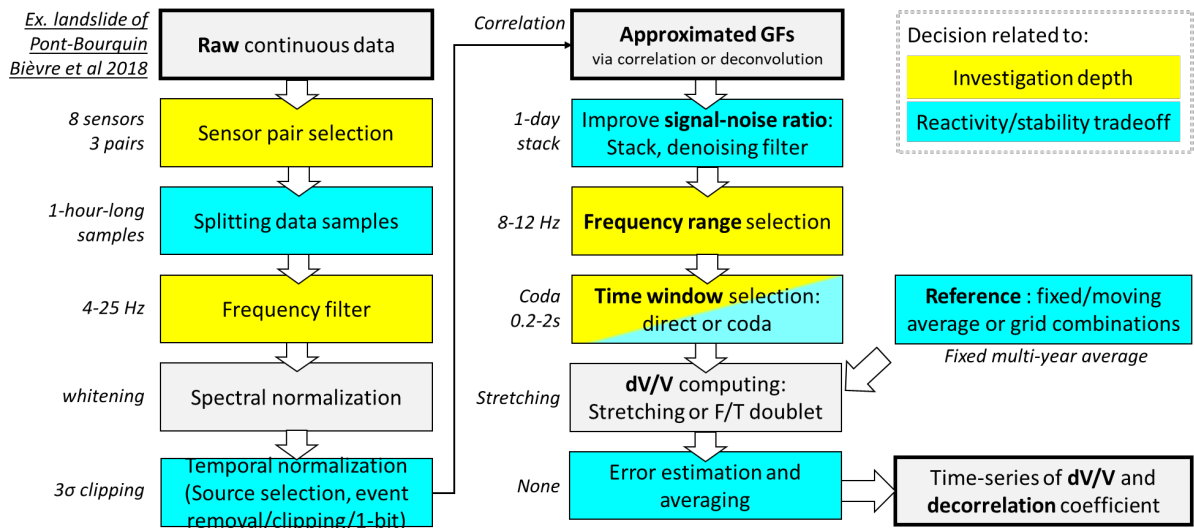


Fig. 1: General workflow to process ambient seismic noise correlation and extract daily relative velocity changes  $dv/v$  and decorrelation coefficients. Modified after Larose et al., (2015a).

A general processing workflow is presented in Fig. 1, based on the ones proposed by Bensen et al. (2007), Larose et al. (2015), Sens-Schönfelder and Brengruier, (2019) and Ritzwoller and Feng, (2019). For an early warning system, the workflow should rapidly detect changes of  $dv/v$  and raise a warning with the shortest possible lead time. However, increasing the responsiveness usually deteriorates the signal-to-noise ratio and may lead to false early warnings. A tradeoff is then required between responsiveness and stability (Fig. 1, in blue). The precursor should also be detected automatically with a minimal human intervention and prior knowledge about the landslide. Indeed, the process should constrain the parameterization at best with minimal manual tuning. A prior knowledge of the structure of the landslide at depth (a seismic velocity profile, for instance) helps to choose the frequency band, the time window of the correlation and the pairs of sensors (Fig. 1, in yellow). These parameters are presented in more details later in this section.

The workflow starts by preparing the continuous raw data (or “traces”) recorded by the seismometers. Traces consist of ground vibration measurements in one (vertical) or the three directions. Data is typically sampled every 1–10 milliseconds and accurately timed by a GPS-synchronized clock to avoid drifts (Sens-Schönfelder, 2008, p.; Stehly et al., 2007). Sensors are selected by pairs within the area of investigation. Their traces are split in time into segments of equal duration and time base. The length chosen for these segments, typically one hour, sets the shorter resolution of the  $dv/v$ . The whitening operation then consists of filtering the traces within a large frequency band and equalizing the contribution of each frequency (Bensen et al., 2007). Filtering the selected bandwidth  $[f_{min}, f_{max}]$  can be applied in the frequency domain with an apodization window  $A^{f_{min}, f_{max}}(\omega)$ . This apodization term permits a smooth transition from 0 out of the bandwidth to 1 within the selected bandwidth, leading to a spectral normalization:

$$S_i^{filtered}(\omega) = \frac{S_i^{raw}(\omega)}{|S_i^{raw}(\omega)|} A^{f_{min}, f_{max}}(\omega)$$

The next step consists of the removal of strong events emerging from noise, such as earthquakes. Several methods include 1-bit normalization, running-average normalization, removing the data that contains the event from the traces, clipping the traces that exceeds a multiple of the root mean square (*rms*) (Bensen et al., 2007), or making iterative clipping (Machacca-Puma et al., 2019).

The cross-correlation  $CCF_{AB}(t)$  of two traces  $a(t)$  and  $b(t)$  (or the same trace from one single sensor using autocorrelation) gives an approximation of the Green’s function  $h_{AB}$  between the two sensors:

$$CCF_{AB}(t) = \int a(\theta)b(t + \theta) d\theta \approx h_{AB}(t)$$

The resulting cross-correlation functions (CCF) can be normalized by the energy of each trace  $\sqrt{(\sum a^2(t))(\sum b^2(t))}$ . Alternatively, the Green’s function can be estimated using a deconvolution instead of a cross-correlation (Mehta et al., 2007). This method provides a more stable estimation of the Green’s function when using borehole sensors (Nakata and Snieder, 2012).

The CCFs are then stacked—over one or several days typically—and filtered within the investigated frequency range. The choices in the processing workflow such as averaging, frequency range, reference selection and time window, depend on the investigation depth and on the tradeoff between stability and responsiveness, discussed in the next section.

Each CCF is then compared to a reference CCF (e.g., the average CCF over the whole monitoring period, see 0). The  $dv/v$  between these two CCFs is computed within a given time window, using either the stretching or doublet method. The doublet method (Ratdompurbo and Poupinet, 1995; Brenguier et al., 2008b) consists of measuring the time shift  $dt$  between two similar signals on a narrow moving window—in time or frequency domain—and extracting the slope  $dt/t = -dv/v$  (Fig. 2b). The stretching method (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006) consists of simulating an artificial seismic velocity change by stretching the waveform through a factor  $\varepsilon$ , using the transformation  $h(t) \rightarrow h((1 - \varepsilon)t)$ . The CCFs are then stretched for several possible  $\varepsilon$  and reinterpolated to a common same time base. The optimum velocity change  $dv/v$  at a given date maximizes the correlation coefficient (CC) computed between the stretched and reference CCF (Fig. 2c), as below :

$$CC(\varepsilon) = \frac{\int h((1 - \varepsilon)t)h_{ref}(t)dt}{\sqrt{\int h^2((1 - \varepsilon)t)h_{ref}^2(t)dt}}$$

Both methods were compared by Hadziioannou et al. (2009). The doublet method would better eliminate localized decorrelation of the waveforms, spot non-linear velocity variation along the time windows, and provide the same contribution from every part of the CCF whatever their amplitude. On the other hand, the stretching method would work with a lower signal-to-noise ratio and requires less parametrization, which seems preferable for an automatic early-warning system.

This processing can be applied on several pairs of sensors, providing multiple  $dv/v$  time series measured between each pair of sensors. These spatialized measurements can serve to localize the velocity change spatially (Brenguier et al., 2008b), or to compute the average and standard deviation of the  $dv/v$  over the whole area where the sensors are placed.

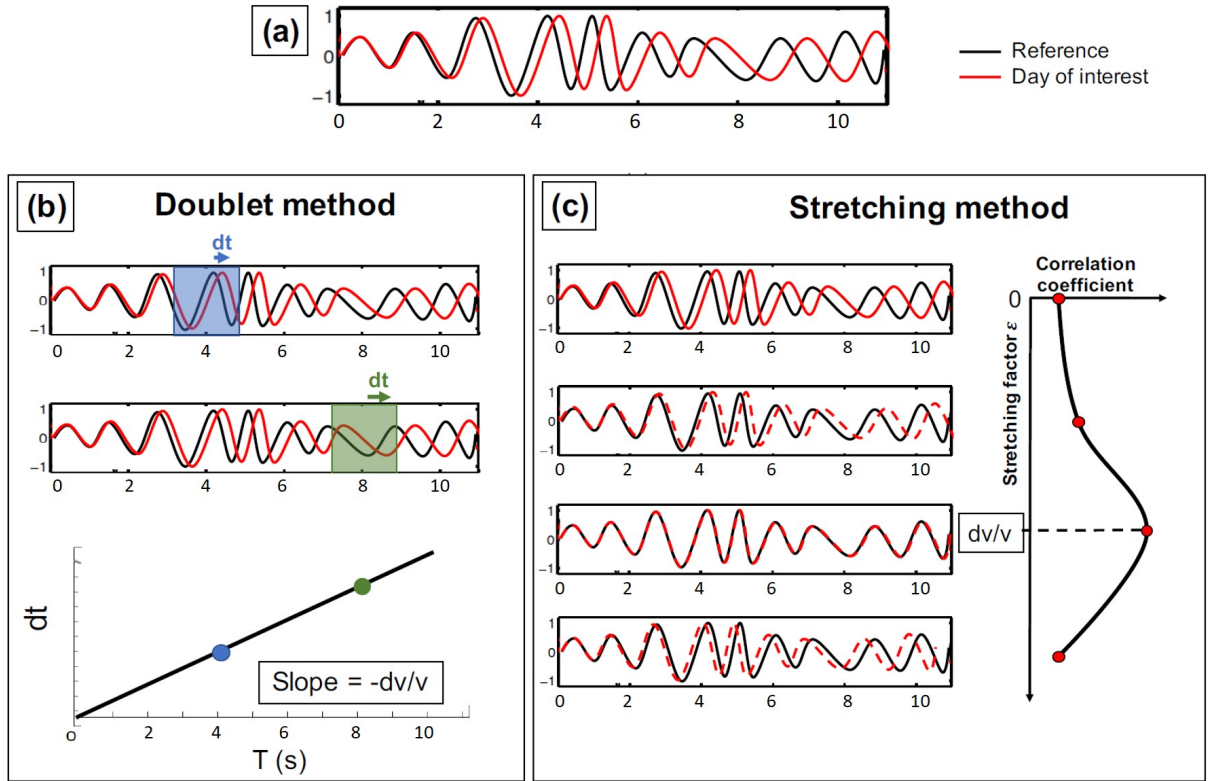


Fig. 2: Illustration of (left) doublet and (right) stretching methods, for estimating a  $dv/v$  value from an example of signals (above), modified from (Hadziioannou et al., 2009a; Hadziioannou, 2011).

### 2.2.2 Investigation depth

Ideally, the CCF reconstructs the response of a pulse originating from a sensor A and measured on a sensor B. It stands for a signature of the direct and scattered propagation in the medium between A and B. This propagation consists of body and surface waves, with a mutual conversion between them due to heterogeneities just beneath the free surface (Larose et al., 2005). As body and surface waves exhibit a different sensitivity depth (Obermann et al., 2013b), separating their influence is required to estimate the sensitivity depth of the apparent  $dv/v$ .

The surface waves considered in the literature are mostly Rayleigh waves, as in this manuscript, because the seismometers used measure only the vertical component. In a multilayer ground, their phase velocity depends on the frequency—they are dispersive. The investigation depth  $z_{max}$  of Rayleigh waves—which is generally shallower than body waves—is approximately half the maximum wavelength (e.g., Park et al., 1999). The maximum wavelength depends itself on the phase velocity (which depends on elastic and inertial parameters, summarized in seismic velocities  $(V_p, V_s)$  and the density of the medium) and the lowest signal frequency. Therefore, to accurately compute the sensitivity depth as a function of frequency (see Fig. 3) requires a model of the body wave

velocities at depth ( $V_p$ ,  $V_s$  and density). The frequency range of the CCFs must therefore be defined according to the depth and material that needs to be monitored—the whole unstable layer on landslides. The stretching time window may also influence the sensitivity depth: surface waves dominate the early coda (direct ballistic waves), while body waves the later coda (Obermann et al., 2013a).

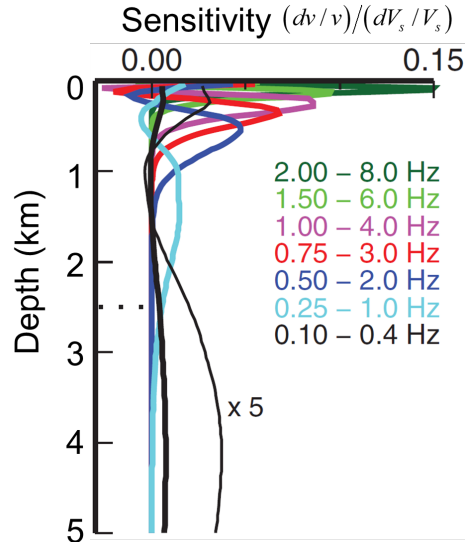


Fig. 3: Example of sensitivity of the Rayleigh phase velocity to a shear velocity perturbation  $dV_s$ , for different frequency ranges, computed for the Deep Heat Mining Project in the city of Basel, Switzerland. A  $\times 5$  ratio magnifies the 0.1–0.4 Hz curves, in black. Modified from (Hillers et al., 2015b).

Scattered body waves are composed of both P and S waves (Hennino et al., 2001). They are generally sensitive to deeper materials than surface waves. Their sensitivity depth can be estimated with the diffusion approximation (e.g. Wegler and Lühr, 2001) or the radiative transfer approximation (Paasschens, 1997), which is more accurate at shallow depth (Obermann et al., 2013b). The sensitivity depth defined by radiative transfer depends on the energy velocity, on the distance between the source and receiver, and on the scattering mean free path. The scattering mean free path—the average travel distance of a wave path before being scattered—is controlled by the degree of heterogeneity of the medium. The observed time window in the CCF also plays a key role, as body waves would dominate above about six mean free times (the propagation time of a mean free path). Therefore, the sensitivity depth of body waves depends on the medium (heterogeneity), on the acquisition (inter-sensor distance) and on the processing parameters (time window). In practice, the medium attenuation also plays a role, as well as the frequency which influences both the attenuation and the degree of heterogeneity (lower frequencies will be less sensitive to small heterogeneities). In short, shallow depth investigation (i.e. a landslide) with body waves would require a short inter-sensor distance, a highly heterogeneous medium, a late time window and a high frequency. The hypothesis of dominating body waves has not been made on existing landslide studies, but they should still partially contribute to the  $dv/v$ .

The relative contributions of body and surface waves have been simulated by [Obermann et al. \(2013, 2016, 2019\)](#) in 2D and 3D. Fig. 4 shows the contribution of surface waves (in red) and body waves (in blue) to the apparent velocity change  $dv/v_{app}$  in response to a bulk velocity change  $dv/v_{bulk}$  of a layer located at a variable depth, in an ideal lossless medium. Surface waves appear sensitive down to about half a wavelength, and scattered body waves are sensitive at a much greater depth. However, the repartition between body and surface waves sensitivity depends not only on the depth of the velocity change, but also on the selected time window and on the mean free path. Surface waves dominate at early times, whereas bulk waves do at late times (but in practice, absorption will reduce them at selected frequencies where landslides are monitored). Ideally, constraining the limit of the time window would require estimating the transport mean free path, which is rarely measured. In practice, the time window is set between the end of the high-amplitude direct surface waves, up to either 5–10 periods of the selected frequency or the limit before the CCF becomes too noisy. This favors the role of surface waves for monitoring landslides.

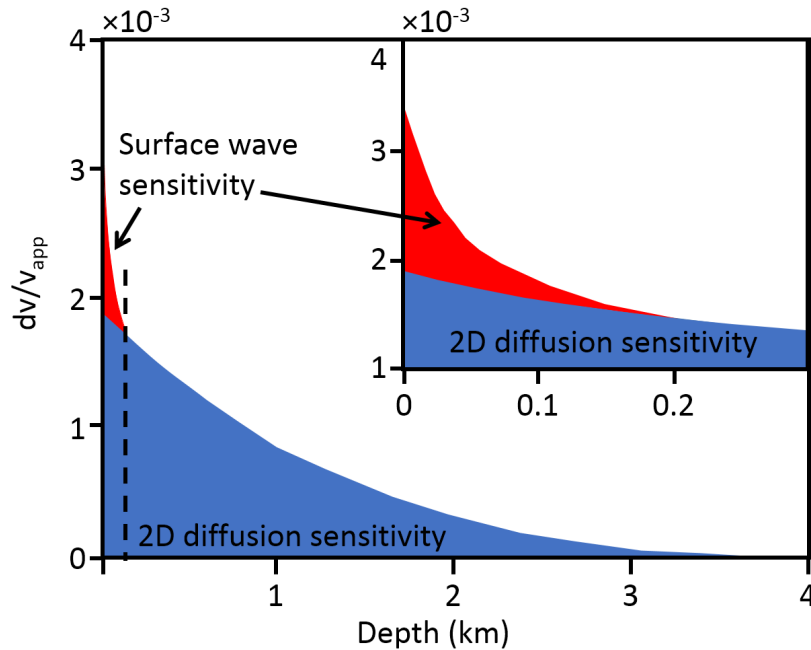


Fig. 4: Simulation of the apparent velocity variations resulting from increasing the velocity by 20% in a 200-m thick layer at depth, depending on the depth of this layer (S-wave velocity of the ground = 3750 m/s, frequency range of the ambient noise = 16–24 Hz, stretching time window = 2.8–4.4s). The surface waves appear sensitive to changes near the surface (in red, up to approximately half the wavelength) and the diffused waves (in blue) are sensitive to much deeper changes (in blue). Redrawn from ([Obermann et al., 2013b](#)).

To estimate sensitivity depth, the dispersion of surface wave velocities—either with passive or active methods—can be used to estimate a shear-wave velocity profile, which in turn would permit estimating the sensitivity depth of a velocity change depending on the frequency. That led to estimate the depth of the liquefied medium during Pont-

Bourquin failure (G. Mainsant et al., 2012), and to estimate the groundwater level fluctuations on Utiku landslide (C. Voisin et al., 2016b). Inversely, knowing the landslide sliding depth and the seismic velocity of its layers could help to select in advance which frequency to select in the cross-correlation monitoring.

### 2.2.3 Stability, responsiveness and signal-noise ratio

A responsive  $dv/v$  monitoring is essential for observing rapid landslide processes (e.g., water infiltration) and to reach a lead time  $< 24\text{h}$  for failure early-warnings. However, increasing the responsiveness often degrades the signal stability or its signal-to noise ratio due to limited signal stacking, requiring a tradeoff between the signal stability and the time resolution (Fig. 5). This trade-off depends on several options : strong or diffuse sources, ballistic or scattered waves, short or long stacking periods, and multiple or unique reference(s). All these choices are detailed in the following subsections.

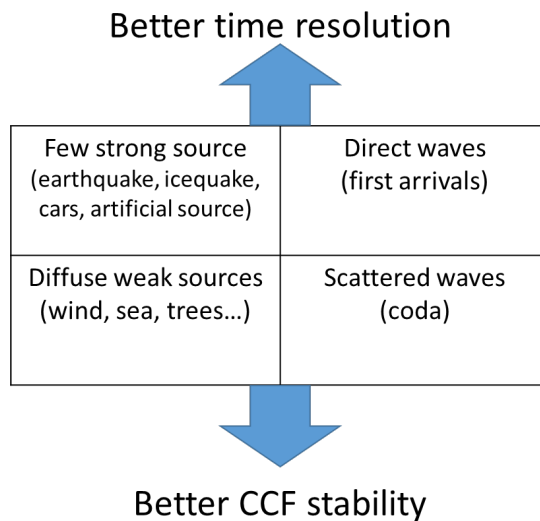


Fig. 5: Tradeoff between the stability of the CCF and the time resolution.

### 2.2.4 Sources: strong events or weak diffuse sources

Seismic signals used for interferometry may originate either from strong unique events, repeating localized sources, or weak diffuse sources. Reconstructing a Green's function requires either sources that are stable and perfectly aligned with the pair of sensors, or a homogeneous spatial distribution of the sources around the sensors, or a highly scattering

medium (scatterers act as secondary sources). In practice, these conditions are rarely respected, but a stable CCF is sufficient for monitoring relative velocity changes, as an approximated Green function (Hadziioannou et al., 2009a).

Ambient noise interferometry was firstly applied to the coda (late arrivals) of strong earthquake events, occurring at multiple locations (Campillo and Paul, 2003a). One drawback of this method is that the selected sources need to be approximately aligned with the two seismometers used for the correlation (Snieder and Larose, 2013a), in order to provide stable and coherent CCFs.

Near-surface applications can also exploit smaller repeating sources that are stable in space and frequency content, such as cars on a given road or wind turbines (Planès et al., 2017). A prerequisite step is to identify and select the sources, and verify for their stability (stability in space and frequency, but not in time), either by their time-domain signature, frequency-domain signature, or spatial/azimuthal signature (Preiswerk and Walter, 2018). Source distribution can be estimated with an array of sensors from the amplitude asymmetry of the cross-correlation (Stehly et al., 2006). The location of each source can also be estimated from the beamforming method. However such process is complicated for a continuous monitoring, and requires human validation.

Strong sources may also be removed, to keep only continuous and weak noise. In such case, the ambient noise may come either from continuous weak sources (e.g., wind, rivers, trees) or from secondary sources after waves being scattered multiple times before arriving on the sensor. Scattered sources will ensure a better spatial repartition of the pseudo-sources (scatterers should be surrounding the sensors) as well as a relative better stability (underground scatterers rarely move in slow-moving landslides). In practice, scattered waves are continuous in time but with low amplitude, and they may be eclipsed by strong events. To remove the contribution of the stronger events in the CCF, their record can be removed in the trace, or their amplitude attenuated (Bensen et al., 2007; Fichtner et al., 2017). The attenuation usually provides better results. The stronger events can be attenuated by a moving average normalization, or by clipping the signal to a maximum threshold value. The threshold can be a percentile of the amplitude (with an optional iterative clipping), or the smallest measured signal (one bit) (Larose, 2004). When the source energy is concentrated within a given frequency content, it may also be preferable to filter the trace on this frequency band before clipping (Bensen et al., 2007). All these methods increase the contribution of scattered waves (very stable) and continuous weak sources (often stable) compared to strong events, which provides more stable CCFs.

Other solutions may limit the influence of source noise instability, such as whitening the coda of the correlation—instead of the traces only—(Daskalakis et al., 2016), correcting for the source anisotropy using C3 method with an array of sensors (Stehly et al., 2008), or estimating and accounting for the error caused by the noise source variations (Delaney et al., 2017).



### 2.2.5 Waves: ballistic or scattered

Ballistic waves (early arrivals) have a stronger signal than scattered waves (coda of the correlation) but are more impacted by a minor change of source direction or by a small alteration of the ground surface between the two sensors. The emergence of scattered waves in the correlations provides more stability but requires a better signal-to-noise ratio and a longer time of observation than for reconstructing ballistic waves. Furthermore, it is easier to measure velocity variations using long coda of scattered waves (more than 10 periods of the filtered frequency) instead of short early arrivals: exploiting multiple periods allows a more accurate estimation of  $dt$ , and using high time delays  $t$  allow for a more accurate computation of  $dt/t$  and therefore  $dv/v$  (particularly for landslide applications where the short inter-sensor distance leads to ballistic waves arriving at times near to zero). Scattered waves are more often used, but ballistic waves can also be exploited (e.g., Voisin et al., 2016). The discrimination between the ballistic and scattered waves is not always straightforward. In particular, computing the  $dv/v$  on the full cross-correlations, or by including very early times of the CCF, would include both contributions, but the higher amplitude of the ballistic wave may dominate when using the stretching method (but not the doublet method, because it uses constant weights along the whole moving window).

### 2.2.6 Stacking/Filtering: long period or short period

Using longer traces recording times improves the CCF stability and the signal-to-noise ratio, at the cost of a lower time resolution. On a landslide, correlations are typically computed every hour and then averaged over 24h to improve the signal-to-noise ratio and to eliminate sub-daily variations due to source variability. 24-hours averaging appears sufficient for detecting  $dv/v$  variations with a  $<0.1\%$  resolution. Still, a 24h resolution may be too long for a landslide early-warning system. A shorter resolution would increase the effective lead time (precursory signals are often required for redundancy before making a warning). However, reducing the time resolution requires to work with noisier correlations (Hadziioannou et al., 2011) and to handle daily cyclic  $dv/v$  fluctuations of potentially a few %, either true velocity variations or a bias due to anthropogenic noise fluctuations. Let us take the example of moving from 1 day to 1 hour time resolution. The simplest method would be to stack the hourly cross-correlations over a 1-day moving average window. However, that would filter the rapid velocity variations and degrade warning lead times. To reduce only the daily fluctuations (and not the noise level nor the responsiveness), references could be computed separately for each of the 24 hours of the day, and compared with each CCF of the same hour of the day, as a variant of the method used in Richter et al. (2014). The fluctuations could also be reduced by

subtracting a predictive model of these fluctuations to the  $dv/v$  curve, based on meteorological inputs or on a fitted sinusoid (Gassenmeier et al., 2016; Bottelin et al., 2017). Finally, the signal-to-noise ratio can be increased using an SVD-Wiener filter that removes the noise that is not coherent between neighboring CCFs (Moreau et al., 2017a).

### 2.2.7 Reference: single or multiple

Selecting the reference CCF affects the responsiveness to detect strong variations. Most studies compare each CCF with one single reference CCF. The single reference is usually obtained by stacking all the CCFs over the whole investigated period, or over a selected stable period only. Stacking has the advantage to increase the signal-to-noise ratio of the reference. Using a single reference has the advantage to ensure consistency between all the computed  $dv/v$ . However, the CCFs may evolve along time, due to changes in the sources or in the velocity or structure of the observed material. Stacking CCFs that are not consistent along time may induce bias within the averaged CCF, and may decrease the accuracy of the  $dv/v$  computation. To obtain more accurate  $dv/v$ , the variations of the cross-correlations have been handled with a more advanced reference computation, in different ways.

(i) **Unique reference:** This is the standard method.

(i) **Iterative reference:** The  $dv/v$  can be estimated classically within a first round with a standard reference. Then, the resulting  $dv/v$  values can be used to correct for the velocity variation of each CCF. The corrected CCF will then be more coherent for stacking, leading to a more accurate reference CCF. This new reference is then used for recomputing the  $dv/v$  more accurately (Richter et al., 2014).

(ii) **Moving reference:** Sometimes, changes in scattering and interference have altered the waveforms so much that they are too dissimilar to be accurately compared. To minimize the influence of this unwanted effect, a moving reference of the adjacent day stack before the day of interest can be used. Results provide greater coherence, and finally a better estimation of  $dv/v$  (James et al., 2017a). On permafrost for example, the thawing process strongly alters the correlation over time. In that case, computing the reference over a moving window averaged over 3 to 10 days allows resolving large short term (1-10 days) velocity variations (James et al., 2017a), discarding longer term effects (a long-term drift of the resulting  $dv/v$  due to the cumulation of variation values computed on a local time window) at the cost of a lower signal-to-noise ratio of the reference.

(iii) **Comparing every pair of CCF:** The  $dv/v$  can also be computed between every possible couple of dates  $i, j$ , resulting in a 2-D grid of velocity variations  $\left(\frac{dv}{v}\right)_{i,j}$ . The optimal 1-D time series of  $\left(\frac{dv}{v}\right)_i$  is then inverted, to minimize every  $\left(\frac{dv}{v}\right)_{i,j} = \left(\frac{dv}{v}\right)_j - \left(\frac{dv}{v}\right)_i$  and provide a  $dv/v$  time series that best fits the grid (Brenquier et al., 2014;

Machacca-Puma et al., 2019) (see Fig. 6). This technique is suggested to better process CCFs whose shape has been strongly altered (resulting in a low coherence compared to a single reference), without the drift resulting from the moving reference. Indeed, a higher weight is given to CCFs that are mutually coherent (potentially close in time), while still accounting for CCF couples that are distant in time to avoid a drift. This may result in a better responsiveness/stability tradeoff, but at the cost of a greater computational complexity.

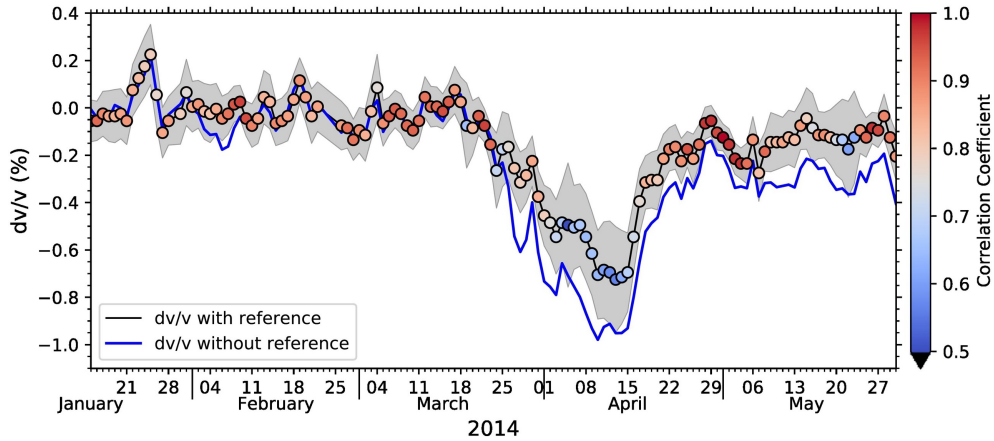


Fig. 6: Comparison of an inverted  $dv/v$  time series with the standard stretching method, and with the full CC matrix, from (Machacca-Puma et al., 2019)

Choosing an appropriate reference method may resolve problems like cycle skipping. Cycle-skipping is a common drawback of  $dv/v$  computing methods that may create large instantaneous jumps of  $dv/v$ , or miss resolving a rapid variation of  $dv/v$  (e.g., the gray square in Fig. 7). It may occur both with the stretching method, due to picking the wrong maximum of coherence, and with the doublet method, due to a wrong phase unwrapping. This problem is favored by rapid  $dv/v$  variations, by a low signal-to-noise ratio of the cross-correlations, by testing for a large range of velocity variations during the stretching, or by using small time windows, late time windows and high frequency ranges. Richter et al. (2014) proposed to tackle the problem using an iterative reference.

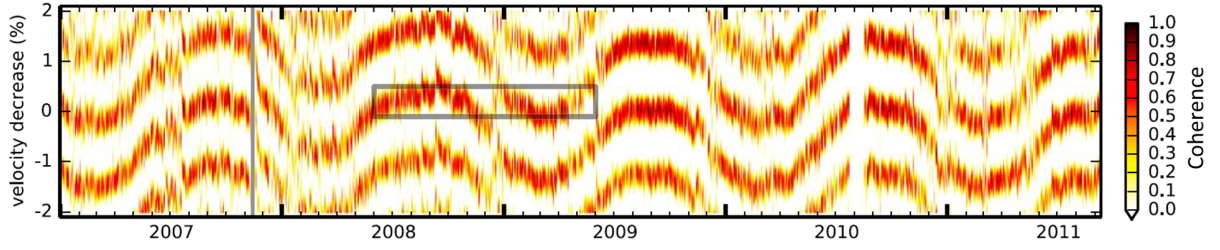


Fig. 7: Coherence coefficient between the CCFs, when testing for different velocity variations during the stretching. The  $dv/v$  is at the maximum coherence coefficient. The figure emphasizes on potential aliasing problems after a sudden  $dv/v$  change, highlighted by the vertical gray line (earthquake) and the gray box. The resolution of rapid velocity changes may be better resolved using an iterative reference (Richter et al., 2014).

### 2.2.8 Assessing the uncertainty

The reliability of a warning system relies on estimating  $dv/v$  uncertainty. To ensure for the stability of the cross-correlations over time, its coherence can be computed with the reference, or even between each pair of sensors (Lesage et al., 2014). The correlations with a low coherence (typically  $< 0.6$ ) may be discarded in the  $dv/v$  computation to avoid computing wrong velocity variations. Yet, the drop of coherence can be an indicator itself of a physical process (Guillemot et al., 2020a) and may even provide a precursor signal before failure (Fiolleau et al., 2020). Another indicator of quality is the spatial homogeneity and stability of the sources, which can be estimated from the consistency between the positive and negative sides of the cross-correlations (e.g., Brenguier *et al.* 2008a), or between different station pairs with different azimuths (e.g., Meier *et al.* 2010).

When using the stretching method, a theoretical formulation was introduced to estimate an error when computing  $dv/v$  (Weaver et al., 2011a). This error is based on the statistical fluctuations of the stretching factor due to ambient noise variability, modeled as a statistical noise that simulate the influence of any spurious measurement. This noise induces an apparent stretching factor that can fluctuate statistically, introducing the root mean square (*rms*) of its variations. This *rms* error depends on the maximized correlation (or coherence) coefficient  $CC$  between the stretched and reference cross-correlations, but also on the frequency bandwidth  $F$ , on the time window  $[t_1, t_2]$ , and on the central pulsation  $\omega_c$  (Weaver et al., 2011b):

$$rms_{dv/v} = \frac{\sqrt{1 - CC^2}}{2CC} \sqrt{\frac{6\sqrt{\frac{\pi}{2}}}{F\omega_c^2(t_2^3 - t_1^3)}}$$

In practice, this means that extending the frequency bandwidth  $F$  or the time window duration  $t_2 - t_1$  reduces the *rms*, and that a lower CC induces higher *rms* error.

More empirically, the  $dv/v$  can be statistically computed for different configurations (e.g., multiple time windows and/or multiple sensor pairs) in order to extract their average, standard deviation or probability density function (C. Voisin et al., 2016b). For the best possible robustness, both approaches should be combined. In the case of arrays of several seismometers, the averaging approach would increase the robustness but would also reduce the spatial sensitivity of locating the precursory signal. Therefore, rules for warnings should be based on multiple indicators at the same time: the average  $dv/v$  value, the statistical standard deviation over multiple pairs or multiple time windows, and the *rms* computed from the *CC*.

## 2.3 Spatio-temporal variations in the noise field

### 2.3.1 Sources of ambient noise

Identifying seismic noise sources is a key challenge for passive seismic interferometry, as they may influence the apparent  $dv/v$ . The sources of seismic noise vary along space and time, and frequency band (Bonnetfoy-Claudet et al., 2006; McNamara and Boaz, 2019). At frequencies mainly used for landslides monitoring (1–20 Hz), most of the noise is anthropogenic, i.e., produced by human activities like vehicle traffic, machines, factories and wind turbines (Planès et al., 2017). The noise is also produced by regular natural sources like wind turbulence around topography irregularities (McNamara and Buland, 2004; Young et al., n.d.), the coupling of the trees motion to the ground through their roots (McNamara and Buland, 2004; Withers et al., 1996), local surf in the sea, glaciers displacement and melting (Gimbert et al., 2016a; Preiswerk and Walter, 2018). Their distribution across space promotes a more homogeneous noise field, providing better interferometry results. Landslides (F. Provost et al., 2018b) or avalanches (Lacroix et al., 2012; Suriñach et al., 2005; van Herwijnen and Schweizer, 2011a, 2011b) can also generate noise above 1 Hz due to frictions of the material. The location, amplitude and frequency content of the noise sources may also fluctuate along time. For example, anthropogenic noise often displays daily and weekly cyclic variation, due to the diminution of human activity at night and weekends (Bonnetfoy-Claudet et al., 2006; McNamara and Buland, 2004). Similarly, natural noise can vary seasonally or daily due to environmental forcings.

The level of noise may vary between regions (Peterson, 1993), and may be lower for example in a rural environment (away from anthropogenic noise). The data processing may therefore have to adapt to the noise level, particularly in case of very low noise levels.

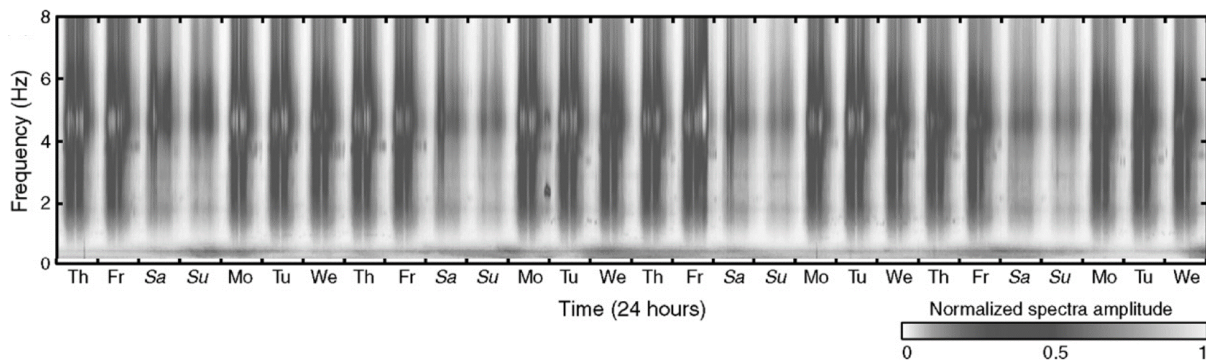


Fig. 8: “Normalized Fourier spectra amplitude recorded in an urban area (Grenoble, French Alps) from 10.06.2004 to 22.07.2004”, vertical component. At frequencies  $> 1$  Hz, the noise displays daily and weekly fluctuations, due to anthropogenic activity. From Bonnefoy-Claudet et al., (2006).

These fluctuations of the sources are problematic to accurately reconstruct Green's function for  $dv/v$  computing (Hadziioannou et al., 2009a). Indeed, a variation in the frequency content or in the location of the sources may alter the apparent  $dv/v$  independently of the physical variations of the propagation medium that are thought to be measured (Zhan et al., 2013; Froment et al., 2010).

For example, the discharge of water during snow melting on a glacier can induce daily noise peaks and alter the apparent  $dv/v$  (Preiswerk and Walter, 2018).

A change in noise sources locations (Froment et al., 2010), a change in noise amplitude (making the overall flux of energy change direction (Preiswerk and Walter, 2018)) or the addition/deletion of new sources (road, antennas, factories) can also generate spurious  $dv/v$  variations.

For example, [Delaney et al., 2017](#), recorded a  $dv/v$  fluctuation of 0.25% at [0.55-1.55] Hz, and attribute it to the variation of the mean noise source azimuth ( $\approx 90^\circ$ ) that could occur between two consecutive days in a petroleum platform.

As an other example, [Zhan et al., 2013](#) suggested that the seasonal velocity variation of 0.05% (at  $f < 0.5$  Hz) observed on Los Angeles Basin using the stretching method (Meier et al., 2010) could originate from the different wave field frequency content between winter and summer, instead of from a true velocity variation of the bulk. At higher frequencies, [Mikesell et al., 2015](#) modeled the variation in frequency content of a source by using the stretching method between a 14 Hz source wavelet and a 16 Hz wavelet. At these higher frequencies, they found variations lower than 0.1%, only due to a change in the frequency content.

Nevertheless, these instabilities of apparent velocity variations may remain inferior to the precursor signals before destabilization, of several %. Therefore, they may not prevent from using the interferometry method for landslides early warning applications. Besides, anthropological noise often comes from cities, roads and rivers, that, if averaged over a day or more (which prevents its usage for sub-daily early warnings), can be considered stable (Delaney et al., 2017; C. Voisin et al., 2016b). This assumption, of course, precludes the addition of a new source such as new roads, factories or antenna installations

in the close vicinity of the landslide. These modifications in noise sources could generate a clear change of  $dv/v$  by emitting strong amplitude noise in a frequency band that was not enlightened before.

To summarize, a variation of location, amplitude or frequency content of the sources may alter the apparent  $dv/v$  computed with interferometry. Therefore their stability should be verified. When processing the  $dv/v$ , the variations of sources in time and space within the study frequency should be investigated to ensure their sufficient stability.

### 2.3.2 Correction of source fluctuations

The anisotropy of the sources—and its fluctuation in time—can be measured with a network of sensors. Using microseismic methods allows to detect, localize and categorize the local sources of microtremors. Unstable location of the source may be corrected by detecting and categorizing the sources, to compute separate CCFs for each category of events (Planès et al., 2017). This approach has the advantage to use stronger sources, leading to cross-correlations with a higher stability and signal-to-noise ratio, used for example to reach a sub-daily resolution. The anisotropy can also be quantified by measuring the asymmetry of the cross-correlations (Renalier et al., 2010b; Stehly et al., 2006). The sources that are not homogeneous in space might be homogenized using the C3 method with a network of sensors, where each sensor is used as a virtual source (Stehly et al., 2008).

Alternatively, the influence of source noise instability on the  $dv/v$  can also be reduced by whitening the coda of the correlation—instead of the traces only—(Daskalakis et al., 2016), by correcting for the source anisotropy using C3 method with an array of sensors (Stehly et al., 2008), or by estimating and accounting for the error caused by the noise source variations (Delaney et al., 2017).

#### 2.3.2.1 Exemple d'illustration pour les glaciers rocheux

En période de fonte, la présence et l'écoulement d'eau souterraine peuvent influencer non seulement sur le régime de diffusion des ondes, mais également sur le niveau énergétique du bruit de fond sismique et le contenu spectral de celui-ci. Dans le cas des écoulements en rivière (Gimbert, 2016) ou sous-glaciaires (Nanni et al., 2020), cet effet de l'eau sur le bruit sismique est significatif, ce qui permet d'étudier en profondeur les processus hydrologiques qui entrent en jeu (mesures de débit, de variations du gradient hydrostatique et de la géométrie des conduits) aux échelles saisonnière et journalière.

Dans le cas des glaciers rocheux, notre suivi sismologique a permis de mettre en évidence des variations de densités de puissance spectrale du bruit de fond sismique enregistré au cours du temps. En effet, nous avons comparé le contenu énergétique de deux périodes bien différenciées sur les glaciers rocheux de Gugla et du Laurichard : une période hivernale représentative correspondant au mois de février 2020, ainsi qu'une période de fonte bien marquée correspondant au mois de mai 2020.

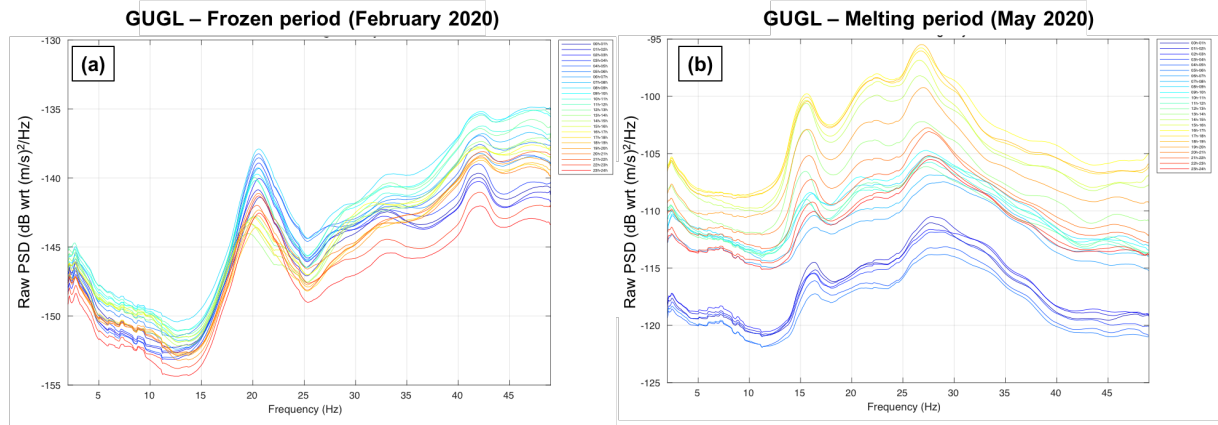


Figure 12 : Densités de puissance spectrale brutes moyennées sur un mois au glacier rocheux de Gugla, en fonction de la fréquence : une période hivernale stable (a) et une période de fonte stable (b). Les résultats sont moyennés suivant l'heure de la journée (légende sur le panneau à droite).

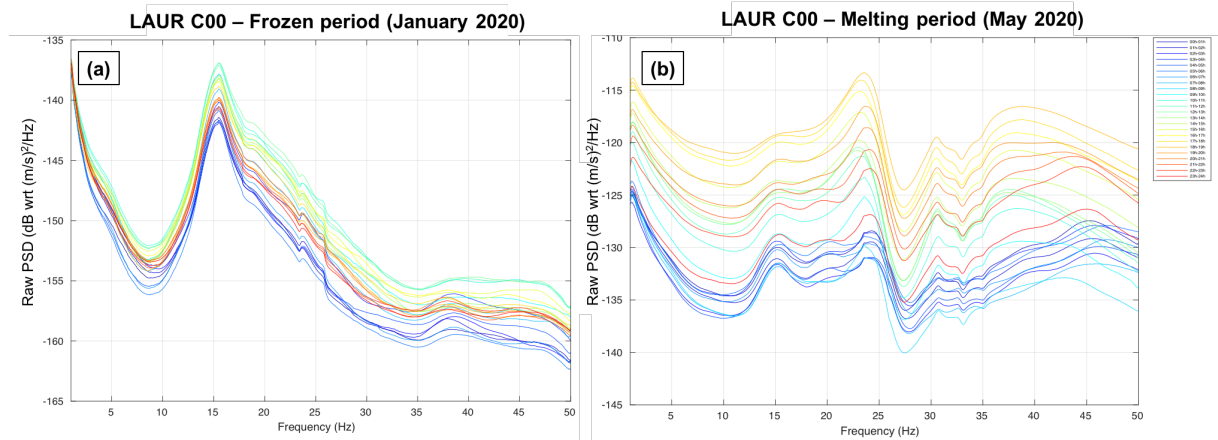


Figure 13 : même légende que Figure 12, pour le glacier rocheux du Laurichard (capteur C00).



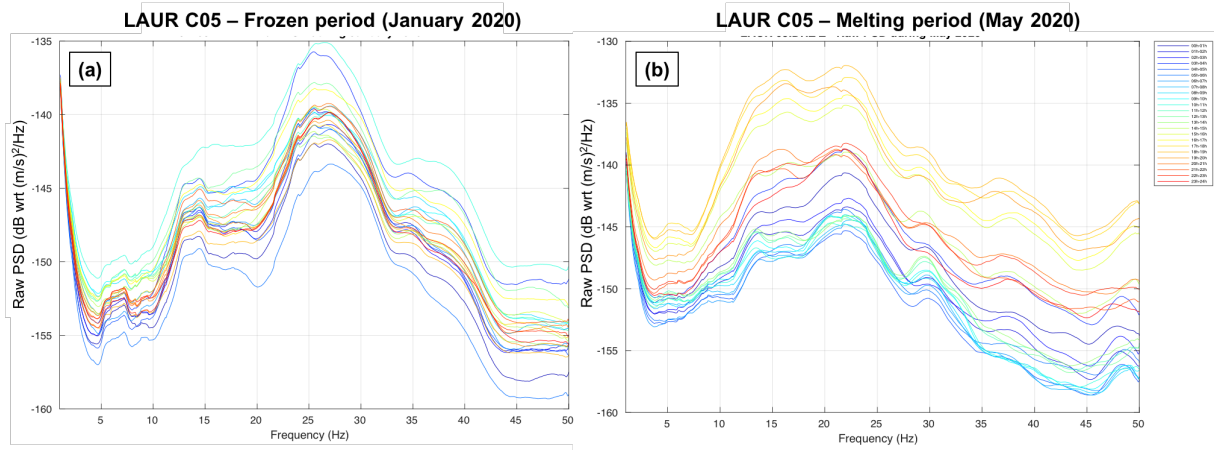


Figure 14 : même légende que Figure 12, pour le glacier rocheux du Laurichard (capteur C05).

D'après les PSD (Power Spectral Density) bruts moyennés sur ces périodes (Figure 12, Figure 13, Figure 14), il apparaît que le bruit de fond provoqué par l'écoulement de l'eau de fonte est détectable, car il entraîne une augmentation significative de l'énergie sismique enregistrée par les capteurs (différence d'environ 20 dB pour Gugla, entre 5 et 20 dB pour Laurichard) : il s'ajoute ainsi au bruit de fond anthropogénique présent toute l'année, et supposé relativement constant sur les deux périodes comparées. De plus, on remarque également une variabilité journalière plus importante en période de fonte qu'en période hivernale ; cette différence est causée par les fortes variations de débit suivant l'heure de la journée, et marque ainsi l'effet de l'infiltration de l'eau de fonte sur les données de bruit sismique ambiant. Dans le cas de Gugla et de Laurichard, le bruit de fond d'origine hydrologique semble maximal en fin d'après-midi (16h-18h heure locale), en cohérence avec les débits hydrologiques classiques de fonte glaciaire.

La signature spectrale des processus hydrologiques n'a pas clairement été identifiée ; néanmoins on peut observer une variabilité à l'échelle journalière des fréquences de résonance du glacier rocheux de Gugla. Celles-ci varient en effet de l'ordre de 1 Hz suivant les heures de la journée, ce qui marquerait également un rôle détectable de l'infiltration d'eau sur les modes de vibration du glacier rocheux à l'échelle journalière.

## 2.4 Environmental influences on $dv/v$

Seasonal variations of  $dv/v$  were clearly highlighted on the shallow and deep-seated landslides of Pont-Bourquin (Fig. 9) and Utiku, respectively (Larose et al., 2015a; Bièvre et al., 2018; C. Voisin et al., 2016b). These variations were suggested to be caused by yearly cycles of environmental conditions, such as soil temperature and water content. Freezing processes and snow are also expected to have an influence on  $dv/v$  measurements. Understanding and predicting these effects are necessary to discriminate ordinary

fluctuations due to environmental forcings from possible precursory signals, and thus reducing false warning rates and increasing the lead time.

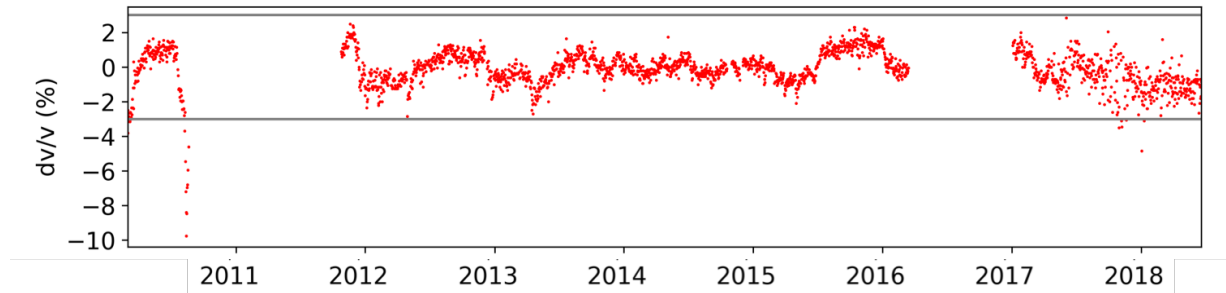


Fig. 9: (a) Relative daily velocity changes  $dv/v$  at Pont-Bourquin landslide between March 2010 and June 2018, computed by stretching at frequencies of 10–14 Hz and a time window of  $\pm/[0.2,0.6]$  s. The horizontal gray lines in the  $dv/v$  represent a possible threshold of  $\pm 3\%$ . The 2010 drop and the seasonal amplitude are slightly higher here than in previous studies (G. Mainsant et al., 2012; Larose et al., 2015a; Bièvre et al., 2018) because they used the 10–12 Hz frequency.

### 2.4.1 Groundwater

Precipitation and groundwater levels have early been suggested to influence the apparent  $dv/v$  (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006). [Clements and Denolle \(2018\)](#) found recently that the  $dv/v$  reproduces the ground water level changes, marked by long depletion and rapid recharge generated by the succession of droughts and floods. They observed a decrease of the  $dv/v$  with the increase of the water table level. Planès et al. (2017) monitored the tidal response of a sea levee in Netherlands thanks to the ambient noise interferometry technique. The tidal cycle being of 12 hours, the effect of temperature, which has a cycle of 24 hours, can be precluded (Fig. 12). The  $dv/v$  fits very well the groundwater level obtained from an underground pore-water pressure sensor. They also observed a lag time of 100 minutes between the low tide and the low pore-water pressure and a lag time of 40 minutes between the high tide and the high pore-water pressure, due to progressive draining and pore filling. Nevertheless, this confirms that the pore pressure is generated by the tidal variations. Thus, they found a negative correlation between the  $dv/v$  and the pore pressure under the sea levee generated by the tides. The effect of ground water level and precipitation has also been observed on landslides. For example, Voisin et al. (2016a) saw a clear negative correlation between the water table level and the  $dv/v$  in the Utiku Landslide in New Zealand (Fig. 10.a), and [Bièvre et al. \(2018\)](#) also found a relation between precipitations and the  $dv/v$  in the Pont Bourquin landslide. Indeed, the cross-correlation between  $dv/v$  and rainfall over four years shows a clear peak of negative correlations 2–5 days after the rainfall event, due to water infiltration delays (Fig. 10.b).

Groundwater levels would influence the  $dv/v$  through two mechanisms: poroelasticity and direct water loading. In the poroelastic mechanism, the water filling of open pore space would alter the elastic moduli and density of the soil, and therefore the seismic waves velocity (Grêt et al., 2006a). This direct poroelastic effect mainly affects the shallow layers where the water table fluctuates (Meier et al., 2010; Hillers et al., 2014). In this mechanism, groundwater would both increase the P-wave velocity and decrease the S-wave velocity, resulting in a clear decrease of surface wave velocities (Biot, 1962), since the latter are mostly (90%) sensitive to S-wave changes (Grêt et al., 2006b). The second mechanism, due to the additional load of the water, may also have two opposite effects depending on the waves sensitivity depth (i.e., related to the studied frequencies). Near the surface, the load of the water mass will increase the pore pressure (Voisin et al., 2017; Wang et al., 2017; Clements and Denolle, 2018). Pore pressure opens cracks and decreases the area of grains in contact, hence decreasing seismic velocities and generating a negative  $dv/v$  (Rivet et al., 2015). At deeper layers, under the ground water table or under impermeable layers, the load of the water will increase the stresses on the granular matrix, increasing seismic velocities, hence generate a positive  $dv/v$  (Obermann et al., 2014).

To conclude, precipitations and rising groundwater levels should decrease the apparent seismic surface velocity on shallow landslides. However, other influencing factors such as atmospheric pressure (Hillers et al., 2014, 2015a) or temperature (Lecocq et al., 2017; Bièvre et al., 2018; Clements and Denolle, 2018) should also influence the  $dv/v$  at the same orders of magnitude, and can be difficult to discriminate from the groundwater influence.

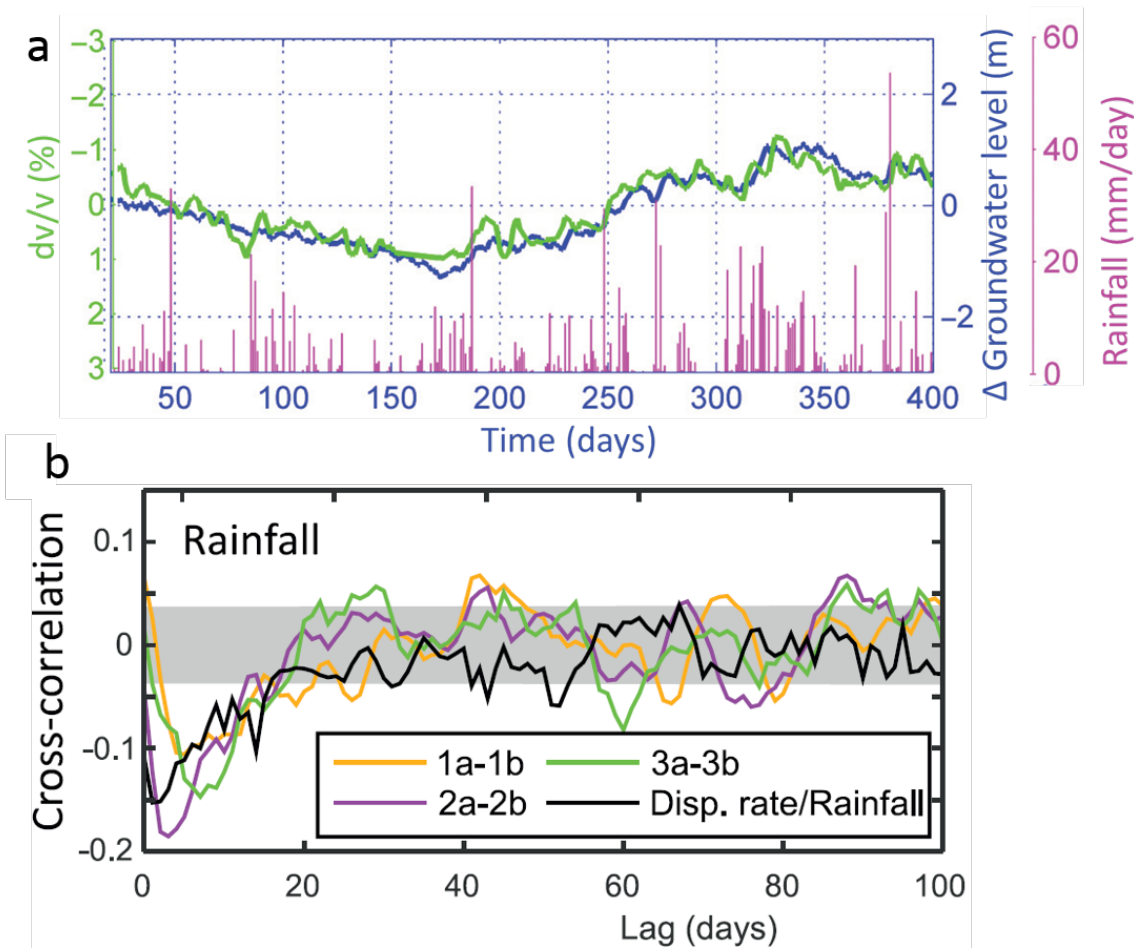


Fig. 10: Influence of water shown on two landslides. (a) On Utiku landslide, the measurements of  $dv/v$  (inverted axis) over a year show a clear negative correlation with the measured groundwater level—from (C. Voisin et al., 2016b). (b) On Pont-Bourquin landslide, the cross-correlation between  $dv/v$  and rainfall (in color for 3 pairs of sensors) over four years shows a clear peak of negative correlations 2–5 days after the rainfall event, due to the infiltration delay. A shorter delay was observed between rainfall and displacement rate (in black)—from Bièvre et al., (2018).

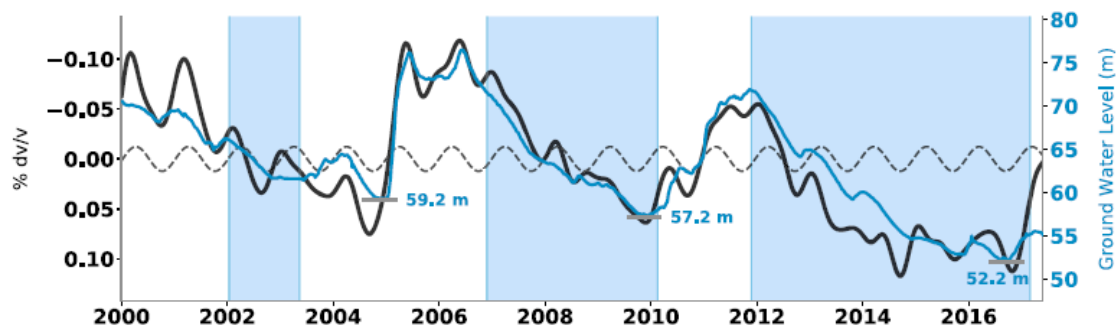


Fig. 11: Relating seismic wave speed temporal perturbations (in black) to groundwater levels (in blue) and modeled thermoelastic strain (dashed) in the Baldwin Park Key Well, in California Basin. From Clements and Denolle, (2018).

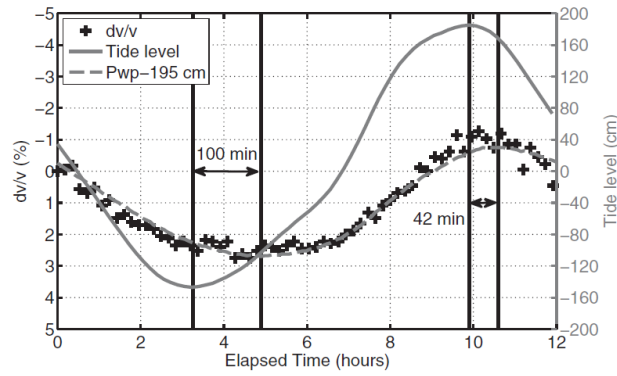


Fig. 12: Highlighting the correlation on a coastal levee between  $dv/v$ , tide level, and a measurement of the groundwater level (Pwp) shifted by  $-195$  cm to superimpose with the  $dv/v$ . From Planès et al., (2017).

### 2.4.2 Thermoelasticity

In many studies, the air temperature correlated positively with the  $dv/v$ , with a time lag. The same was observed on the Pont-Bourquin landslide, with  $\approx 30$  days of lag (Bièvre et al., 2018). This correlation suggests a probable control of the temperature on the material rigidity, through soil moistening or drying. The 30-day lag would locate the sensitivity of  $dv/v$  in the shallow layer (2 m or less), according to a 1D heat wave diffusion modeling (Bièvre et al., 2018). However, other parameters such as groundwater levels, or snow fall and melting, are often mutually correlated with temperature over a year, making them hard to discriminate at a seasonal scale.

By using autocorrelation of ambient noise in northern Chile, annual periodic variations have been measured, together with daily ones (Fig. 7) (Richter et al., 2014). Another positive correlation has been found in the San Jacinto fault area (Southern California), which excluded any strong influence of source variations, wind, rainfall, atmospheric pressure or groundwater level. Atmospheric temperature shows a strong relation with measured  $dv/v$ , with a time delay of around 20 days (Hillers et al., 2015a). To ensure that seasonal variations are actually due to thermal-induced stresses, requires analyzing the possible other source mechanisms.

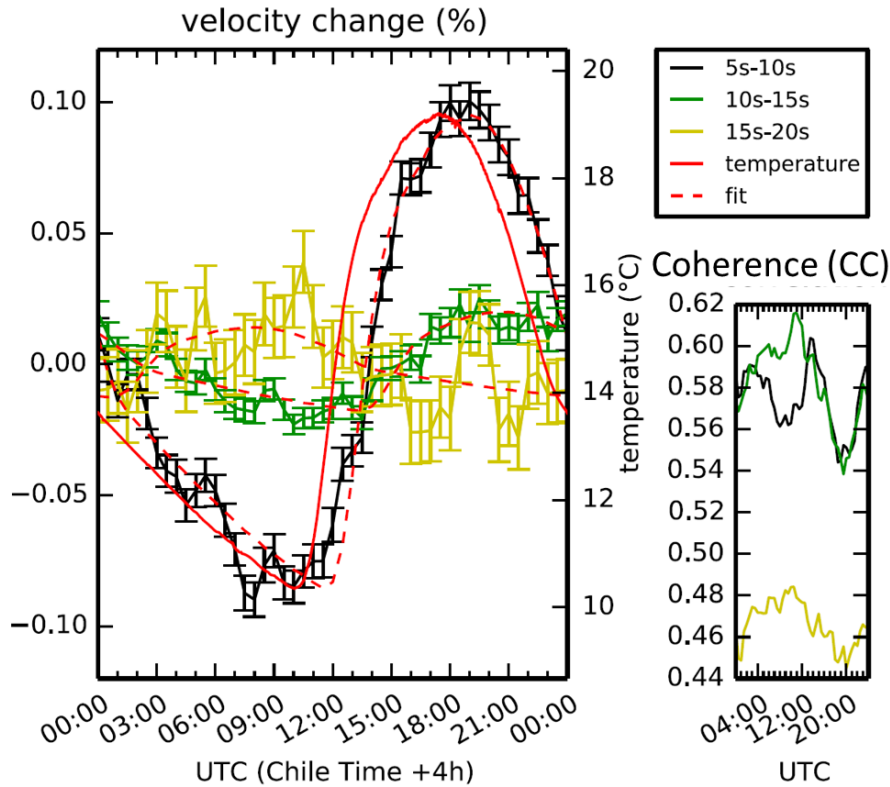


Fig. 13: Daily fluctuations of velocity and coherence at a frequency range of 4–6 Hz for three time windows, along with the measured air temperature, measured at Atacama Desert on a dry rocky ground. The apparent fluctuations of velocity appears well correlated with air temperature, with a delay of 1.5 h for the 5–10s time window. The fit curves represent the temperature curve, scaled and shifted to fit the  $dv/v$  data. From Richter et al., (2014).

Seasonal variations of  $dv/v$  correlated with temperature may be induced by thermal stresses or hydrological loading. Modelling their effect can help to estimate the amplitudes and time lags of  $dv/v$  with respect to these two forcings. Thermo-elastic models can account for the positive effect of temperature on seismic velocity (Tsai, 2011; Richter et al., 2014). Assuming a constant pressure, the material can freely expand, so that increasing temperature decreases the rigidity, and therefore correlates negatively with the  $dv/v$  (Anderson et al., 1968). But assuming a “confined” medium that cannot expand freely, thermally induced stressing is a plausible mechanism explaining the observed positive correlation. Hence, a variation of temperature can lead to an accommodation of stresses, and thus modify the hydrostatic pressure. A higher pressure then increases the apparent seismic velocity measured with the interferometry method (Larose and Hall, 2009). Considering a 1-year or 1-day periodic thermal forcing at the surface as boundary conditions, temperature fluctuations propagate with a depth-dependent lag through heat conduction waves. Associated strain and stress changes are computed thanks to a thermally induced equation from (Berger, 1975), and finally total seismic velocity changes are obtained by integrating autocorrelation sensitivity kernels. Such models fit the observations well, but some parameters remain still unrealistic, as the third (Munaghan) order elastic constants (Tsai, 2011). Neither hydrological models (poroelastic and direct

hydrologic) based on the same framework (seismic velocity sensitive to environmental induced stresses) are likely to explain all the observations (Tsai, 2011). But poorly constrained parameters and large uncertainties due to potential heterogeneity of the medium make conclusions about these models not definitive. To conclude, the thermo-elastic model may be the most plausible mechanism responsible for the positive correlation that may occur between atmospheric thermal forcing and the  $dv/v$  response.

### 2.4.3 Soil freezing and thawing

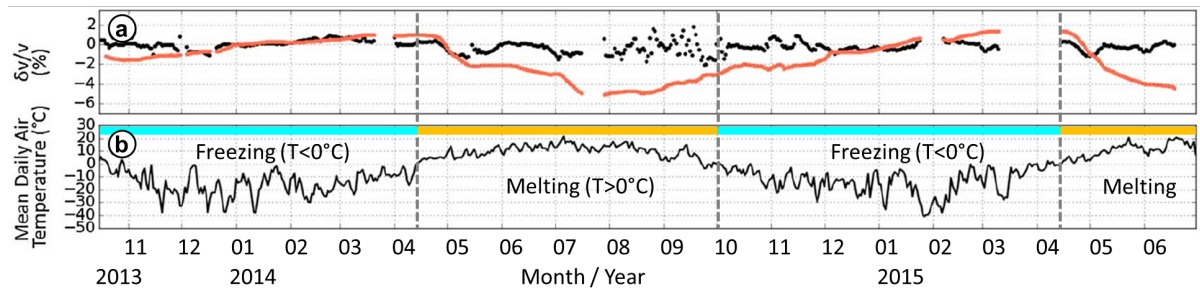


Fig. 14: Variations of (a) apparent seismic velocity computed with a fixed reference in black and moving windows reference in red, from 2013/10 to 2015/07, on Poker Flat Research Range, Alaska. (b) Measurements of air temperature. The permafrost may melt with air temperature  $>0$  °C and freeze when  $<0$  °C. From James et al., (2017a).

In polar and mountainous regions, several types of permafrost have been monitored by passive seismology, including sites subject to possible destabilization due to global warming (Gariano and Guzzetti, 2016). James et al. (2017) investigated discontinuous permafrost composed of frozen loess and alluvial deposits. They used ambient noise interferometry to demonstrate that seasonal changes in physical properties (water-ice ratio within the active layer) can be monitored thanks to this technique (Fig. 14). Another example of such seismological monitoring of permafrost (Guillemot et al., 2020a) investigated the Gugla rock glacier (Switzerland) during more than three years. Since active rock glaciers are moving downslope from cm/yr to several m/yr, they can be assimilated into rocky landslides. The monitoring of  $dv/v$  reveals seasonal variations of amplitudes around 2% at 4–8 Hz frequencies, and a negative correlation with air temperature, with a time delay of around 1 month (that corresponds to the diffusion propagation of the thermal waves into the entire active layer, at around 5 m depth), suggesting a freeze-thawing process within the shallow layers.

Through this seasonal freeze-thawing cycle, the mix of coarse blocks, fine matrices, air, liquid water and ice evolves along the year, since freezing processes occur due to thermal forcing and propagation along depth. Seismic velocity modeling shows a higher seismic velocity in winter, due to the increase of global rigidity of the frozen shallow layers,

whereas the seismic velocity is lower in summer, because of the rigidity loss due to melting, together with melt water percolation (Guillemot et al., 2020a).

A similar evolution is highlighted on a geological storage site for CO<sub>2</sub> subject to freezing (Gassenmeier et al., 2015). When the maximal daily temperature decreases below 0°C, the upper part of the soil freezes, inducing a sharp seismic velocity increase. Conversely, a drastic decrease of this velocity is observed when the soil thaws. Such variations are interpreted as the consequence of the strong variations of shear modulus between frost and unfrozen soils. Quantitatively, this correlation between  $dv/v$  and freezing processes can be corrected by an empirical temperature-dependent model. In a frozen soil in Japan, the cumulative freezing degree days is found as an indicator of the frost depth, whereas the current temperature acts as a proxy of the extent of freezing (Miao et al., 2019).

#### 2.4.4 Snow

When located in polar or temperate mountainous regions, landslides are regularly subject to snow and ice cover during cold periods. Among environmental forcings, such presence of snow/ice may locally play a key influence on thermal, hydrological and mechanical context of the site.

Several studies mentioned a positive correlation between the presence of a snow cover and measured seismic velocities. The changes in deep crust (around 3 to 10 km) in Greenland is correlated with the ice sheet mass balance, with a time delay of 2-3 months (Mordret et al., 2016a). Seismic velocity positive anomalies are mainly controlled by snow cover in Japan, especially in western Hokkaido (Wang et al., 2017). In shallower subsurface, such positive relation between  $dv/v$  and snow depth has been found in the volcano Mount St. Helens vicinity, with nearly zero lags (Hotovec-Ellis et al., 2014), while a similar result has briefly been noticed for the case of the Pont-Bourquin landslide (Switzerland), but with a negative drop of  $dv/v$  correlated with intense snowfall and melting periods (Le Breton, 2019b). Another negative relation has been found with intense snowfall events in eastern Hokkaido (Wang et al., 2017), but the underlying cause remains still unclear.

The modification of the thermal state due to the snow, through melting water advection, snow cover insulation and latent heat release, is well known and commonly taken into account for landslides and mountainous slope instabilities like rock glaciers (Goodrich, 1982; Staub and Delaloye, 2017). However, the direct influence of the snow on  $dv/v$  variations stays poorly understood. Direct elastic loading effect due to the weight of the snowpack is the most frequently invoked mechanism to account for the positive correlation between  $dv/v$  and snow (Hotovec-Ellis et al., 2014; Wang et al., 2017). Several geodetic measurements clearly show the deformation of the crust due to snow mass loading and the subsequent strain changes (Grapenthin et al., 2006; Heki, 2001). These strain changes can be modeled by a poroelastic approach, with a pore pressure wave diffusing



in the crust and being modulated by the pressure variations of the ice or snow cover changes at the surface. The accommodation of snow loading within the crust can also be modeled by a viscous rebound response. Even if the poroelastic model fits best the observed lag time of the  $dv/v$  response, a combination of both poroelastic and viscoelastic effects is expected to explain the negative correlation between  $dv/v$  and snow (Mordret et al., 2016b). In addition, snow cover insulation can impede water infiltration and limit the groundwater recharge (Seiler and Gat, 2007; Wang et al., 2017), and thus can be responsible for the increase of seismic velocity. However, mechanisms leading to a negative drop of  $dv/v$  simultaneously with snowfalls are still uncertain (Wang et al., 2017). As a hypothesis, the presence of a thick snowpack causes a thermal insulation buffering the ground from the atmosphere, that can change both water content and thermal state of surface layers, by slowing the soil freezing, together with thawing and moistening the underlying layers. During snow cover melting periods, this advection of heat and water content within the subsurface decreases the shear modulus, and thus may also cause a  $dv/v$  decrease.

In addition, it is worth noticing that the influence of snow on the apparent  $dv/v$  may not only originate from a change of seismic velocity of the bulk material. For example, the presence of snow may create new sources of ambient noise, or might alter the frequency content of noise (through the attenuation of high frequencies). That may distort the partially reconstructed cross-correlation function and lead to apparent  $dv/v$  that are not related to a change in velocity. Thus these questions should be quantitatively addressed in further studies to reinforce future alert systems based on seismological monitoring for mountainous landslides.

## 2.5 Coda Wave Decorrelation

In addition to relative seismic velocity changes ( $dv/v$ ), an other indicator can directly be measured from ambient noise interferometry. In fact, we can easily compute the waveform correlation between the CCFs of the reference period on the first hand, and the CCFs of the day (or hour) of interest on the second hand. When using the stretching method, this waveform correlation is computed straightforward, as the maximized coefficient correlation between the reference signal and the stretched one, which is used to select the best stretching factor, together with its corresponding value of  $dv/v$ . Hence, the ambient noise interferometry uses directly a comparison of the different waveforms, which can be used as an additional indicator itself.

As named as correlation coefficient ( $CC$ ), also called “Coda Wave Decorrelation”, this indicator quantifies the waveform changes, that are highly sensitive to structural and geometrical changes, as cracks opening. Such subsurface changes modify the location of scatterers and wavepaths of diffusive seismic waves, and thus the waveform of the coda part of the CCF. The decorrelation is also used as a proxy of fluid injection into the

porous surveyed medium. This method takes advantage of the high sensitivity of diffusive coda waves (late arrivals) to track tiny water elevation in porous materials, and groundwater table in case of landslides.

When the wavelengths are significantly larger than scatterers, ballistic wave propagation have been studied on sedimentary soils (Konstantaki et al., 2013), on rocks (Winkler and Nur, 1979) or concrete (Abraham et al., 2012; Garnier et al., 2013), which all show variations of elastic waves velocity and attenuation with water content. When the wavelength is smaller or equal to the grain size and the porosity, multiply scattered waves interact more with changes, and thus allow to assess and quantify structural or geometrical changes through Coda Wave Decorrelation. Alongside, [They et al., 2019](#) performed laboratory experiments aiming at monitoring water level elevation in sand and water infiltration in concrete. From active ultrasonic waves, the correlation coefficient is measured by the stretching method, and the decorrelation value  $Kd = 1 - CC$  is then well defined. Results of both experiments show that  $Kd$  is much sensitive to water presence with a clear positive correlation, even more significant than the apparent velocity change  $dv/v$ . Applying this method to a geophysical context involving fluid infiltration in porous media, provides new insight and perspectives for volcanoes, landslide and rock glacier monitoring (They et al., 2019). As an example, a direct demonstration of these results is shown in a following part of this manuscript (see 3.1.5.1.4), where decorrelation correlates well with melting snow infiltration on the Gugla rock glacier.

## 2.6 Microseismicity

Microseismic methods consist in detecting events emerging from seismic noise (Spillmann et al., 2007a), classifying them (Walter and Joswig, 2008; Helmstetter and Garambois, 2010a; Walter et al., 2011; Provost et al., 2017; F. Provost et al., 2018b) and locating them with a network of sensors (P. Lacroix and Helmstetter, 2011; F. Provost et al., 2018a). It has been used on rockslides (Spillmann et al., 2007a; Helmstetter and Garambois, 2010a; P. Lacroix and Helmstetter, 2011) and on softer-material landslides (Amitrano et al., 2007; Walter and Joswig, 2008; Walter et al., 2011, 2013; Tonnellier et al., 2013; Palis et al., 2017; Vouillamoz et al., 2018). The different types of seismic source have also been studied and classified over multiple landslides (F. Provost et al., 2018b). Microseismicity can highlight precursors to extreme events, since an increase of microseismicity rate has been observed a few minutes to hours before a major failure, on a prone-to-failure rock cliff (Amitrano et al., 2005; Senfaute et al., 2009), and on landslides (Poli, 2017; Schöpa et al., 2018; Yamada et al., 2016). In addition, the repeating micro-earthquake pattern was interpreted as a probable stick-slip dynamic in several landslide cases (Poli, 2017; Yamada et al., 2016).

The rate of micro-earthquakes, or their cumulative energy, was shown to be correlated with the deformation of the unstable mass, on prone-to-failure rock columns (Amitrano et al., 2007), rockslide (Helmstetter and Garambois, 2010a; Spillmann et al., 2007a), and soft rock sliding (F. Provost et al., 2018b). In addition, landslide failures or rockfalls generate seismic signals that can be detected with a network of sensors, and used to characterize the size, location and timing of major failures and smaller events (Hibert et al., 2014; Dietze et al., 2017; Le Roy et al., 2019).

However, micro-earthquakes may be difficult to detect, due for example to a smaller energy and stronger attenuation on some sites. As other monitoring methods based on seismic ambient noise, resonance frequency and spectral amplification methods may then help to overcome these issues.

## 2.7 Resonance frequency and spectral amplification methods

Some sites may exhibit resonance frequencies that vary along time (Bottelin et al., 2013). Resonance effects depend mainly on geometrical (characteristic length, cross-section, shape), structural (boundary conditions) and mechanical (density, Young's modulus) features defining the resonating structure. As an example, one can approximate a sedimentary cover underlying bedrock using a 2-D half-space covered by a soft layer of density  $\rho$ , thickness  $h$ , average shear-wave velocity  $V_s$  and shear modulus  $\mu$ . Such simple mechanical modeling leads to the well-known analytic solution of the first resonance frequency  $f_0$  corresponding to the fundamental mode (Parolai, 2002):  $f_0 = \frac{V_s}{4h} = \sqrt{\mu/\rho}/4h$ . Extending this model to a rock glacier shows that in absence of geometrical changes, resonance frequency variations can be related to evolution of its rigidity, through Young's modulus and its density. A variation of the resonance frequencies can be either due to change of these mechanical characteristics, or to the geometrical ones. Such change of both features might also influence the observed  $dv/v$ . Indeed, a stretched CCF could be caused by a change of averaged elastic parameters, but also a change of power spectral density of the seismic recordings. Hence, despite the frequency equalization of the traces (see section 0), a change of resonance frequency modifies the spectral energy content, and may induce fluctuations of the CCF that can lead to  $dv/v$  instability. Regardless, a variation of this resonance frequency might be linked to an apparent variation of  $dv/v$ , because both have common underlying causes : elastic or geometrical changes of the surveyed medium. We suggest this effect to explain the strong correlation between the  $dv/v$  and the resonance frequency time series (H/V method), highlighted by Colombero et al. (2018) on a prone-to failure rock compartment (Fig. 15). In this study, the relative variation of velocity and resonance frequency both fluctuate seasonally within 20% peak-to-peak.

In conclusion, studying the variations of  $dv/v$  within the band of a strong resonance frequency should be made with care. When possible, the stability and amplitude of the resonance frequencies should be verified directly with the horizontal-to-vertical spectral ratio method. After measuring the noise over its 3 directions, its horizontal spectra is normalized by the vertical spectra (H/V, or HSVR) to reduce the influence of the sources compared to the site response.

The spectral amplification ratio method (Nakamura, 1989) measures the site amplification of the ambient noise, depending on the wave frequency and polarization. Its application on unstable slopes, reviewed in (Del Gaudio et al., 2014; Kleinbrod et al., 2019), includes sites such as rock columns (Lévy et al., 2010a; Bottelin et al., 2013), rock slopes (Burjáněk et al., 2010a, 2012a; Kleinbrod et al., 2019), rock slides (Gaffet et al., 2010), and soft-material landslides (Amitrano et al., 2007; Méric et al., 2007; Danneels et al., 2008).

This method is also used to track precursors of slope instability : spectral amplification ratio revealed a decrease of resonance frequency a few days before failure on a rock column (Lévy et al., 2011). Similarly, a decrease of resonance frequency has been observed a few days before the failure of a rock column (Lévy et al., 2010a), and one hour before the failure of a clay column (Fiolleau et al., 2020). Compared to microseismicity and ambient noise correlation, the drawback of the H/V method for monitoring, is its needs of sensors installed at the right place on the unstable zone.

In conclusion, the spectral method aims at tracking the temporal evolution of resonance frequencies of vibrating structures, in order to understand their physical causes and then to monitor any variation of their mechanical properties. The spectral analysis has therefore been applied to rock glaciers, highlighting another tool for freezing-thawing processes monitoring (Guillemot, 2020).

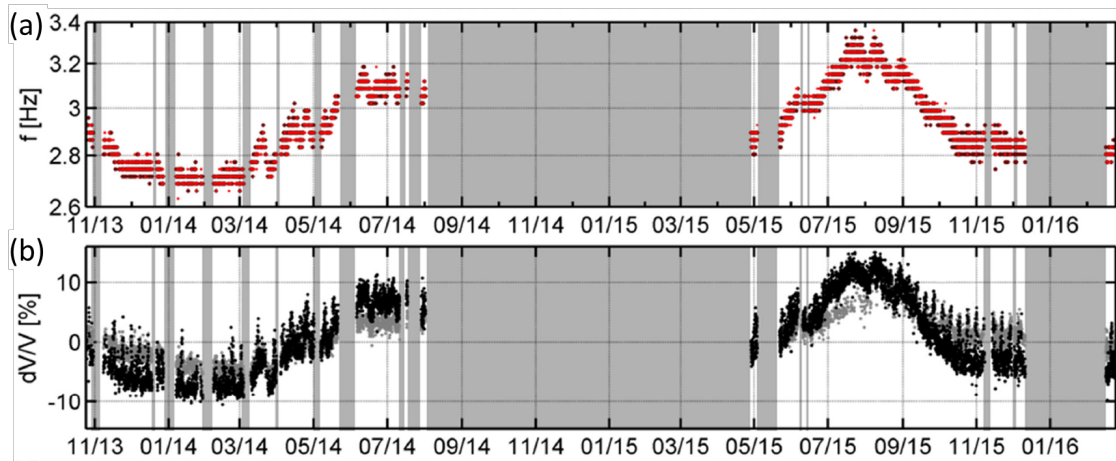


Fig. 15: Time series of (a) the resonance frequency of the Madonna del Sasso rock column computed by H/V, between October 2013 and February 2016. (b) Apparent  $dv/v$  obtained from cross-correlating the horizontal component (North in black, South in gray) of a sensor placed on the rock column with a sensor placed outside, at 2–4 Hz, . Both curves are highly correlated and show a relative peak-to-peak amplitude of 20 % (Colombero et al., 2018a)

## 2.8 Conclusion

The present study reviews several long-term landslide investigations using ambient noise interferometry, and focused on challenges to early-warning applications: using robust processing, improving the time resolution below a day, and understanding environmental influences.

Ambient noise interferometry reconstructs an approximated Green-function between two sensors, represented by the CCF. Studying its evolution along time allows monitoring changes of seismic velocity, which are widely presented here. The latter may be induced by variations of mechanical parameters of the medium (elastic and inertial features), together with structural and geometrical changes in the propagation medium (e.g., changes of scatterers, cracks opening), and also changes of sources (e.g., changes of frequency content or anisotropy). The indicators monitored within the CCF include the apparent velocity ( $dv/v$ ), the correlation coefficient ( $cc$ ) that indicates for temporal change of the waveform, and the CCFs asymmetry that indicates for source anisotropy (Stehly et al., 2006).

Depending on the study site, it might be necessary to check for the stability of the noise source (in space, azimuth and frequency content), for changes of resonance frequencies or scattering structure of the propagating medium, for accurate synchronization and for the stability of inter-sensor distance. The main processing parameters to adapt to each landslide are the time window and the filtering frequency of the correlation functions

on which the velocity is computed. Apparent velocity may fluctuate due to reversible environmental influences. The influence of groundwater levels and soil freezing/melting on these fluctuations were consistent across studies, whereas the effects of temperature and snow are still unclear.

Finally, ambient noise methods—including spectral amplification ratio and microseismicity—allow studying landslides (including rock glaciers) from different angles that can be combined: precursors before failure, environmental forcing including freeze-thawing cycles, water infiltration monitoring and spatial localization of seismic events.

Future developments could focus on confirming the relation between  $dv/v$  and resonance frequencies on additional sites. A better understanding of the effect of snow deposition and melting should also be studied in depth, since the effect of these major triggering factors on the apparent velocity remains unclear.

# 3 Corrélation de bruit de fond sismique : application aux glaciers rocheux

Cette partie présente l'application de la méthode de corrélation de bruit de fond, largement détaillée dans le cadre des glissements de terrain dans la partie précédente, aux deux glaciers rocheux étudiés au cours de cette thèse. Elle se concentre sur les résultats du site de Gugla (Suisse), exposés sous forme d'un article publié dans la revue *Geophysical Journal International* (Guillemot et al., 2020b) ; les résultats correspondants au site du Laurichard sont quant à eux présentés dans une discussion conclusive à la fin de cette partie.

## 3.1 Seismic monitoring in the Gugla rock glacier (Switzerland): ambient noise correlation, microseismicity and modeling

### 3.1.1 Abstract

A network of seismometers has been installed on the Gugla rock glacier since October 2015 to estimate seismic velocity changes and detect micro-seismicity. These two processes are related to mechanical and structural variations occurring within the rock glacier. Seismic monitoring thus allows a better understanding of the dynamics of rock glaciers throughout the year. We observed seasonal variations in seismic wave velocity and micro-seismic activity over the three years of the study. In the first part of our analysis, we used ambient noise correlations to compute daily changes of surface wave velocity. In winter, seismic wave velocities were higher, probably due to refreezing of the permafrost active layer and cooling of the uppermost permafrost layers, leading to increased overall rigidity of the medium. This assumption was verified using a seismic model of wave propagation that estimates the depth of P- and S-wave velocity changes from 0 down to 10 m. During melting periods, both a sudden velocity decrease and a decorrelation of the seismic responses were observed. These effects can probably be explained by the increased water content of the active layer. In the second part of our study, we focused on detecting micro-seismic signals generated in and around the rock glacier. This seismic activity (micro-quakes and rockfalls) also exhibits seasonal variations, with a maximum in spring and summer, which correlates principally with an exacerbated post-winter erosional phase of the front and a faster rock glacier displacement rate. In addition, we observed short bursts of micro-seismicity, both during snowfall and during rapid melting periods, probably due to pore pressure increase.

### 3.1.2 Introduction

Rock glaciers are the most prominent features in alpine permafrost (Schoeneich et al., 2015). They appear as lobate or tongue-shaped bodies of frozen debris with interstitial ice, a varying amount of interlaced or isolated ice lenses, or a core of massive ice (Arenson et al., 2002b) (Whalley and Azizi, 1994)(Jansen and Hergarten, 2006). These geomorphological features are the result of permafrost creep, which corresponds to the steady-state deformation of the ice or the ice-rock mixture (Haeberli et al., 2006)(Jones et al., 2019).

In a context of permafrost, warming of perennially frozen ground significantly alters their resistance to mechanical stress, what frequently causes an acceleration of movement (Kääb et al., 2007; Staub and Delaloye, 2017). As a result, rock glaciers may locally play an increasing role in rock mass transport and gravitational processes (Jansen and Hergarten, 2006).

Active rock glaciers are creeping landforms composed of debris supersaturated with ice, moving downslope at a rate of a few cm/yr to several m/yr (Schoeneich et al., 2015). When their dynamics are altered (rapid acceleration, development of specific morphological features, including cracks), active rock glaciers can be considered to be destabilized (Marcer et al., 2019b). Destabilization and catastrophic collapses of rock glaciers are facilitated by increasing temperatures of permafrost. Their thermal response to climate has been studied over significant periods (Bodin et al., 2009), and shows a high sensitivity when ground temperatures is rising close to 0 °C (Kääb et al., 2007). A destabilization event is characterized by high horizontal velocities, high front advance rates or crevasse-like cracks opening (Roer et al., 2008).

According to Delaloye *et al.* (2012), the main causes of destabilization are: i) morphological forcing, (steep slope angle, higher shear stress, convex bedrock topography, local thinning of the rock glacier); ii) mechanical forcing, due to external factors (overloading, landslides, rock avalanche and rockfalls) ; iii) thermal forcing, affecting the rheological properties of ice (ductility), increasing pore water pressure that decreases friction at depth, where the creeping process develops (shear horizon).

An acceleration of the rock glacier's movement can increase the rate of mass wasting events at its front, as well as altering the front geometry, depending on the material availability and the topography. Secondary processes mobilizing the debris released – such as torrential and debris flows– can further increase the hazard related to rock glaciers.

An example of a huge landslide of frozen debris including part of a rock glacier is provided by the collapse in August 2006 of the frontal part of the Bérard rock glacier, in the southern French Alps. Some 500 000 m<sup>3</sup> of material slid downslope one month after



the first signs of destabilization were observed. The collapse was probably favored by the slope convexity in the area of the main scarp, together with the nature of the fine debris composing the majority of the landslide. The final collapse is presumed to have been triggered by the hydro-niveo-meteorological conditions during the preceding hours or weeks (Bodin *et al.*, 2016).

With these issues in mind, continuous meteorological surveys combined with GPS geodetical recordings are used to link climate evolution to long-term topographic reactions. Although rock glacier deformation is distributed over the whole thickness of the rock glacier, surface displacement is the easiest variable to characterize it (Wirz *et al.* 2016, Buchli *et al.* 2018). In addition, obtaining information about the deeper structure and deformations of a rock glacier is challenging. Geotechnical data collected from field campaigns are very valuable but require substantial resources and maintenance to collect and treat. Despite difficulties of drilling into a rock glacier, boreholes and inclinometers permit to monitor local temperatures, water content and deformation (Bodin *et al.*, 2018). Also, most geophysical investigations (georadar, seismic reflection tomography, electric resistivity tomography) provide numerous valuable results, though a low temporal resolution. Even when several geophysical methods are combined to provide complementary data, interpretation can be very difficult (Kneisel *et al.*, 2008). In particular, the highly heterogeneous nature of rock glaciers (voids, ice, rock debris) tends to attenuate seismic and radar waves, masking the bulk structures (Maurer and Hauck, 2007). However, passive seismic monitoring using relatively low frequency (2-20 Hz) ambient noise and micro-seismicity suffers less from scattering and attenuation in these conditions than active high frequency seismics. Thus, passive monitoring can be used to detect changes in the rock glacier properties at depth and to characterize the damage and deformation processes occurring within the medium, in complement to other investigations (kinematics, geophysics).

Seismic monitoring provides information relating to:

- The evolution of the rock glacier's bulk elastic properties, by estimating changes in seismic surface wave velocity computed from ambient noise correlation processing;
- Damage and fracturing processes, as well as mass wasting events, by detecting seismic signals emerging from the noise that are generated by these processes.

As a result of mechanical waves propagating in a 3D continuous medium, seismic wave velocities depend on elastic features (mostly rigidity and density), and thus are sensitive to changes in water pressure, freezing, and damage. Thanks to recent progress in methodology and computational technology, seismic data can now track very minute changes in the subsurface, induced by the environment (see for instance the growing interest in environmental seismology (Larose *et al.* 2015)). The approaches used consist in placing natural (passive) or artificial (active) seismic sources to study alterations to surface wave propagation related to external environmental changes (thermal and hydro-meteorological evolution, erosion processes).

As a passive seismic method, Coda Wave Interferometry has been successfully used to monitor tiny changes in several subsurface contexts, including volcanoes (Sens-Schönfelder, 2006), landslides (Guénoles Mainsant et al., 2012), and permafrost (James et al., 2017b). This technique is based on ambient noise correlation and consists in comparing correlograms over time (to a reference averaged over a long or stable period, for example). Coda waves arrive later than ballistic waves, and mostly result in partitioned surface and body waves, which have been diffused by scattering at depth (Obermann et al., 2016). The basic idea behind this method is that the ambient noise cross-correlations between two sensors (correlograms) represent the impulse response between them as if one was a source (or a fraction of this impulse response that occurs to be stable from one day to another). Comparing the coda part of correlograms thus makes it possible to analyze changes to seismic waveforms that have extensively surveyed the medium by following a complex path. Repeated measurements make this method compatible with probing the properties of the soil over time. Since sensors are fixed and ambient noise sources (due to natural phenomena or human activity) are statistically stable over time and space (Hadziioannou et al., 2009b), alterations to noise cross-correlations are only due to elastic changes in the subsurface surveyed. These cross-correlation changes may be due to variations in surface wave velocity, but can also be induced by structural changes affecting the waveforms. Using the stretching method (described further below, in Methods), we can separately quantify both effects (Larose *et al.* 2015).

In addition, seismic monitoring of landslides or glaciers can detect, locate and characterize seismic activity induced by several phenomena, such as rock falls, debris flows, crack propagation, basal sliding, or melt-water runoff (Helmstetter & Garambois 2010, Helmstetter *et al.* 2015a,b, Gimbert *et al.* 2016). Properties of the seismic events (frequency, duration, location, temporal distribution, etc.) can be used to discriminate the different mechanisms of deformation (creeping, stick-slip, fracture) (Floriane Provost et al., 2018). The temporal evolution of seismic activity may be related to meteorological variations and displacement rate, and can thus be used in studies to characterize rock glacier dynamics.

This study aims at further our understanding of how environmental forces drive rock glacier dynamics, using passive seismic monitoring. Our long-term goal is to define seismic observables predicting mass wasting events or destabilization, and to implement them in early warning systems.

### 3.1.3 Context and instrumentation of the Gugla rock glacier

In the Valais Alps (southwestern Switzerland), a large number of active rock glaciers have been regularly investigated over the last decade (e.g. (Buchli et al., 2018; Delaloye et al., 2010; Merz et al., 2016; Wirz et al., 2016)). Among them, the Gugla (also called Gugla-Breithorn or Gugla-Bielzug) rock glacier is located above the Bielzug torrent, on the slope between the Breithorn and Gugla summits. Its tongue-shaped morphology covers about 130 m in width, 600 m in length, and is up to 40 m thick in its terminal part. Most of the rock glacier is inclined at less than 20°, although its terminal part (roughly the last 100-150 m) is steeper. From GPS and InSAR data, annual surface velocity was seen to increase continuously from 2.8 m/yr in August 2007 to more than 5 m/yr in November 2010, particularly for the southern terminal part (Delaloye et al., 2012)(Wirz et al., 2016). Since 2010, surface velocities have been about 5 m/yr at the front, with a peak of activity in the southern part culminating, in 2013, at a displacement of more than 15 m/yr. This increase in velocity has also propagated to the rooting zone (from 0.6 m/yr in 2008 to 2 m/yr in 2018, estimated by geodetic measurements). About 150 m upstream of the front (where the topography changes) a fractured area has started to develop around 2010 with visible transverse scars. The still ongoing rock glacier destabilization is the result of a combined effect of the local convex topography, the landform geometry (larger and thicker below the topographical step) and of the increased permafrost temperatures over the last two decades (Delaloye et al., 2012).

The surrounding rock walls are mainly composed of highly fractured paragneiss, from which rocks regularly fall and supply the rock glacier. The steep convex slope dominates a torrential gully, allowing efficient sediment connectivity with a 0.64 km<sup>2</sup> catchment basin. Yearly from 2012 to 2018 (except 2017), one or more debris flows were triggered from an area immediately downslope of the rock glacier front and reached the main valley close to the village of Herbriggen (St Niklaus, VS) (e.g. (Kummert & Delaloye 2018a)). These events threaten railways and roads between Visp and Zermatt (Figure 15a).. Since the risk of runout onto the village remains current, embankments and a reservoir have been erected to mitigate and manage material carried by torrential flows (Oggier et al., 2016). The volumes involved ranged from 500 to more than 5000 m<sup>3</sup> per event (Kummert *et al.* 2018b). The annual mass wasting rate that is produced by the regressive erosion of the rapidly advancing rock glacier front has been measured at varying between 3000 and 8 000 m<sup>3</sup>/yr, since 2013 (Kummert *et al.* 2018b). All recent debris flows occurred in concomitance with intense snow melt in the catchment area upstream of the rock glacier, or following long-lasting or repeated rainfall. Their magnitude also depended on the debris availability downward of the rock glacier's front (Kummert & Delaloye 2018a, Kummert *et al.* 2018b).

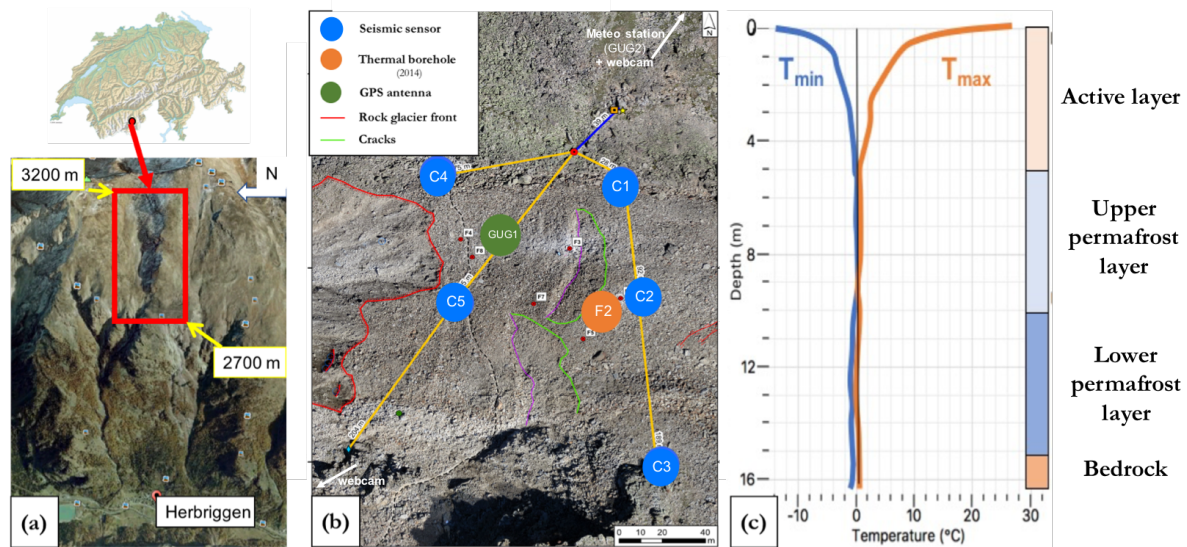


Figure 15 : (a) Location of the Gugla rock glacier in Switzerland, above the village of Herbriggen. (b) Seismic instrumentation on the rock glacier. (c) Temperature profiles measured in a vertical borehole, with the lowest ( $T_{\min}$ , blue line) and highest ( $T_{\max}$ , orange line) annual temperature throughout the depth in 2016, and the corresponding lithological layers observed in several boreholes.

Two deep-seated landslides that affect the site are worth noting. First, the large so-called Breithorn landslide - located along to the entire orographic northern side of the rock glacier, including almost the entire south-west facing slope of the Breithorn summit - which is moving downwards at a rate of 0.1 to 0.5 m/yr (Delaloye et al., 2012). The second landslide, called Längenschnee, is smaller. It is located at the same elevation as the rock glacier front but a few hundreds of meters to the south. The landslide has become increasingly active for the last years, at a rate ranging approximately between 0.1 and more than 1.0 m/yr depending on location (estimated by geodetic and remote sensing measurements). Rockfalls are occurring from its front. Further rock or debris slides are also occurring in close vicinity of the rock glacier on its southern margins but are moving mostly less than 0.1 m/yr . Its displacement rate is about the same order of magnitude than the rock glacier's rate, so that it may still affect the cliffs surrounding the left side of Gugla rock glacier, and thus contribute to gravitational processes.

Eight boreholes and one geophysical campaign for seismic refraction profiles were conducted on the northern part of Gugla rock glacier in 2014 (CREALP, 2016, 2015) to investigate the composition and thickness of surface layers, and locate possible shear stress horizons. The data showed a layered structure of the rock glacier (Figure 15c) with a 4.5 m thick macro-porous active layer composed of gneiss blocks. Deeper layers were found to be permanently at or below 0 °C throughout the year, and thus correspond to permafrost. An intermediate layer between 4.5 m and around 10 m deep, hereafter “upper permafrost layer”, is composed of coarse frozen materials embedded in an icy matrix containing ice lenses. Then, a layer composed of fine frozen sandy materials, termed “lower permafrost layer” hereafter, extends to the bedrock (located at about 20 m below the surface, with high variability). Shear horizon depths are highly variable (from 2 m

to 23 m), but mainly located in the latter layer, and thus the rock glacier moves thanks to an overall creeping dynamic, rather than sliding on the bedrock.

A meteorological station (named GUG2 in this study) continuously records snow height, air surface temperature, and precipitation (Figure 16). It is located 350 m to the North of the rock glacier. Surface displacement rate has been derived from several GNSS sensors installed on different parts of the rock glacier since 2012. We chose to select one of these sensors (named GUG1 in this study, see Figure 16(a), red curve), set up next to our area of study. In addition, three webcams provide hourly images showing different parts of the rock glacier front. One is located 50m from the left side of the rock glacier, on a stable overhang, and it points at the front zone of the rock glacier (see Figure 15). Another one is set 50 m from the right side of the rock glacier, and 100 m upstream from the front. The last one provides an overall view of the gully downstream.

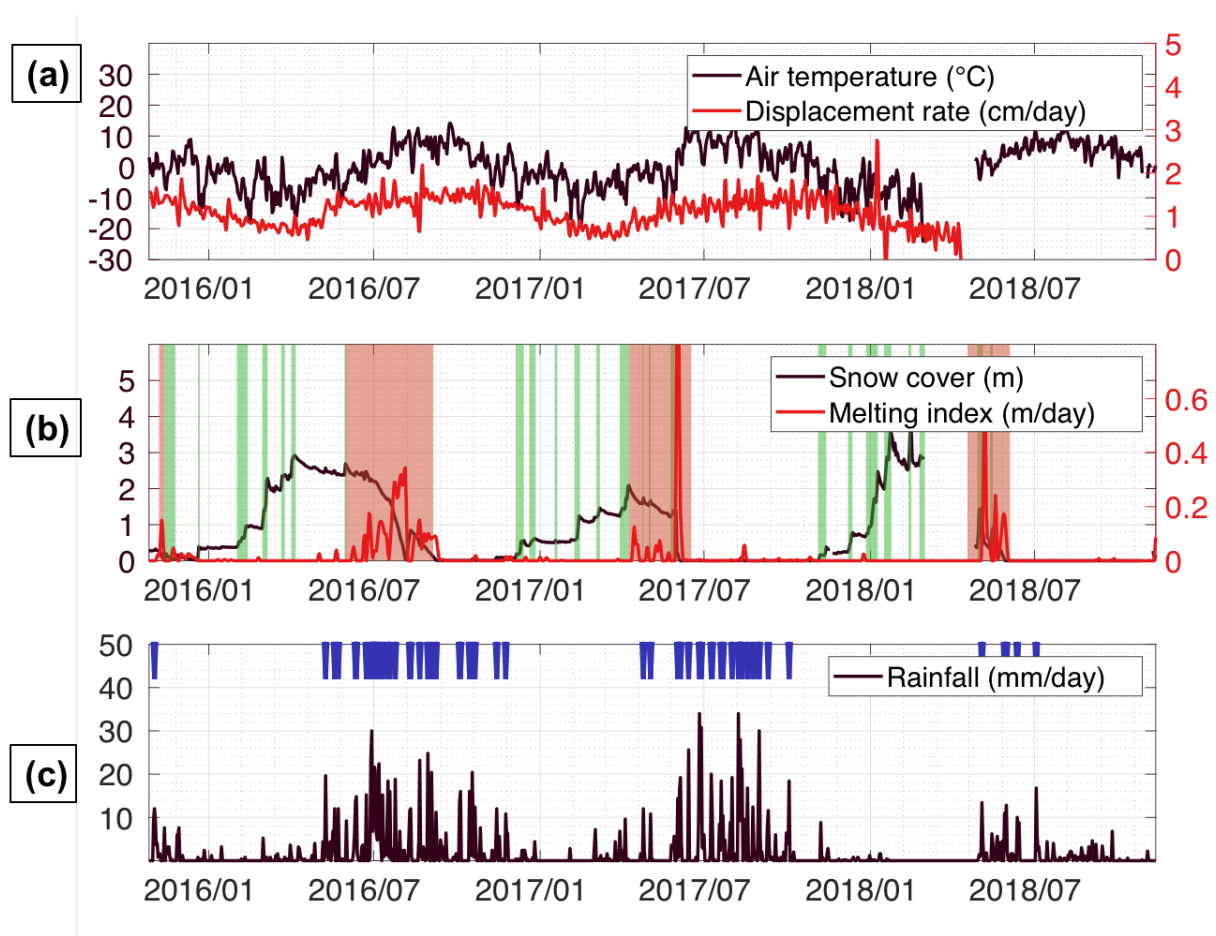


Figure 16 : Meteorological data from the Gugla site during the seismic monitoring period. (a) Air temperature (black) and surface displacement rate (red) computed from GPS measurements. (b) Depth of snow cover (black) and the corresponding daily melting index (red), computed based on the decrease in snow depth over the preceding three days. Green areas indicate the main snowfall events whereas red areas indicate significant periods of melting. (c) Daily rainfall data (black). Blue arrows highlight significant events (>10 mm/day).

With the aim of investigating thermal behavior of the rock glacier at depth, from Autumn 2014 to Summer 2017, two thermistor chains (0.25 °C uncertainty, 0.065 °C resolution) continuously recorded temperatures at different depths (every meter until 19.5m, with few no-data periods)(Figure 17). Over this period, the results show that the depth of the zero annual amplitude (ZAA) is about 10 m, whereas no seasonal variations occur at deeper levels. The active layer thickness was estimated at 4.5 m (+/- 20%), while deeper layers are permanently close to 0° C or less (CREALP, 2016). From these data, we extracted some additional information relating to:

- annual variations in the active layer, by tracking the zero-curtain effect. During phase transition of water/ice, the temperature remains at 0 °C due to latent heat release (freezing) or consumption (thawing). In our case, we observed such zero-curtain phases from 1 m down to 4 m (during around one month in late spring), indicating a gradual complete thawing during summer (Figure 17(b)), and thus a gradual freezing of the active layer during winter ;
- thermal diffusivity of the active layer, by evaluating the time-lag between air temperature at the surface and temperature variations at depth. If latent heat effects due to water phase changes and convection processes are neglected, the temperature is only determined by conduction, and its evolution at depth can be fitted by sinusoidal curves with a 1-year period. Thus, we can estimate the time-lag between changes to surface temperature and effects on ground temperature at different depths, and these data can be directly related to the thermal diffusivity coefficient by a theoretical relation. Finally, we obtained several values of the order of  $1.2 \pm 0.1$  mm<sup>2</sup>/s, which confirms previously published rough estimations (Hartlieb et al., 2015).

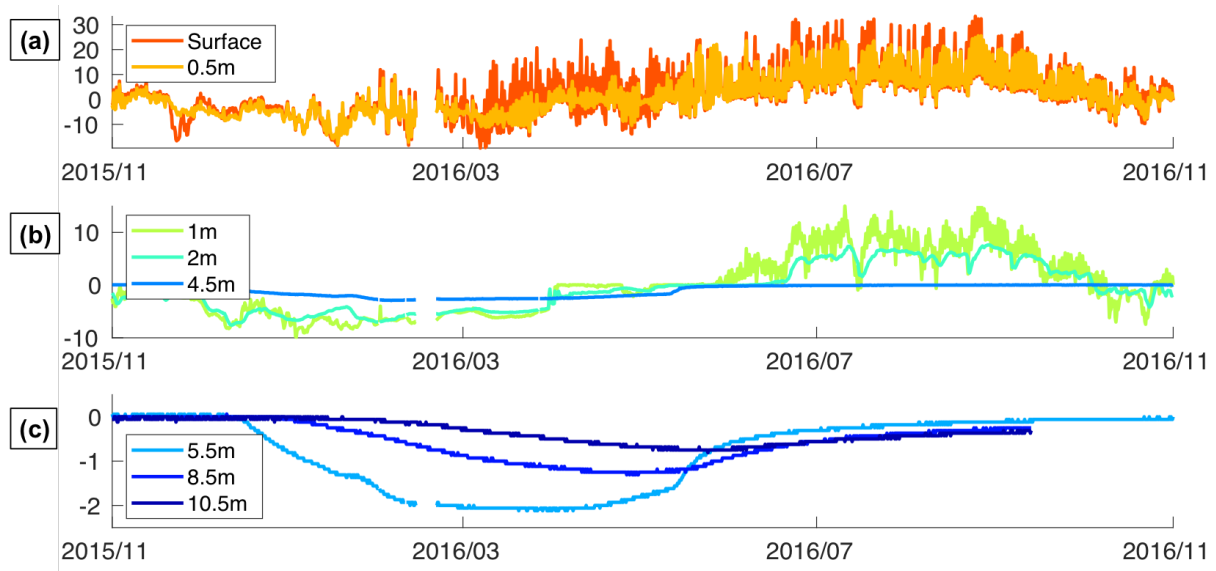


Figure 17 : Evolution of the temperature inside the rock glacier measured in borehole F2 (CREALP, 2016), A whole 1-year data period, corresponding to the first year of seismic monitoring, is shown. (a) In the shallower part of the active layer, where no more freezing effects occur, due to air temperature forcing and convection. (b) In the deeper part of the active layer, where zero-curtain effects are still visible during the thermal transition between winter and summer, together with melt-water percolation and refreezing. (c) In the upper permafrost layer, where the temperature stays below 0 °C and temperature fluctuations are still visible between winter and summer.

The seismological network monitors the lower part of the rock glacier, in the range from 2570 to 2720 m *asl*. It is composed of five seismic sensors (Sercel L22 geophones with a resonance frequency of 2 Hz) that have been recording data on the site since October 2015. Two of them (C2 and C4) are set up on the glacier's longitudinal axis, whereas the others are placed on the two stable sides. Thus, sensors C1-C3 are around 100 m apart, and form a cross-section in the middle part of the glacier, whereas sensors C4-C5 form a half cross-section 100 m downstream (Figure 15(b)). All the seismic sensors have been set up on the surface of the rock glacier, and connected together to the digitizer (Nanometrics Centaur, sampling rate 200 Hz) with wires insulated by sheath. They are cemented on the top of relatively large, stable and flat boulders, ensuring a good signal coupling. A little tube in plastic shelters each of them, and permits to shield off any influence of rain, wind and snow.

### 3.1.4 Methods

#### 3.1.4.1 Ambient noise correlation

Since the last decade, ambient noise correlation techniques have allowed seismic wave propagation data to be extracted from the correlation of continuous noise recordings from two seismometers (Campillo and Paul, 2003b). The cross-correlation obtained is a reconstruction of the impulse response of the medium between the two sensors, and includes ballistic waves together with reflected ones (Larose *et al.* 2006) and the subsequent coda.

Raw seismic data was collected hourly on the Gugla rock glacier site. Pre-processing consisted of pruning and preparing these signals for cross-correlation, and comprised the following steps: (a) zero-mean fixing and detrending; (b) whitening (Fourier transform normalization between 1 and 30 Hz, with a Hanning window apodization) as a spectral normalization to minimize the influence of persistent monochromatic sources and to broaden the frequency range of measurements (Bensen *et al.*, 2007); (c) clipping (high-amplitude removal by setting a maximum threshold equal to three-times the standard deviation of each trace) as a temporal normalization to eliminate spurious influence due to quakes and instrumental irregularities (Bensen *et al.*, 2007).

Subsequently, cross-correlation of signals from the two seismometers can be processed. For this study, only the data from sensors C1 and C2 were processed, because both provided good quality records (no gaps in time), and their locations allowed enough of the rock glacier's area to be investigated (Figure 15). The results were normalized relative to the total energy (computed as the geometric mean of the squared signal traces), and finally time-averaged to produce daily correlograms. This normalization and averaging improved both the Signal-to-Noise ratio (SNR) and the stability of the signal obtained.



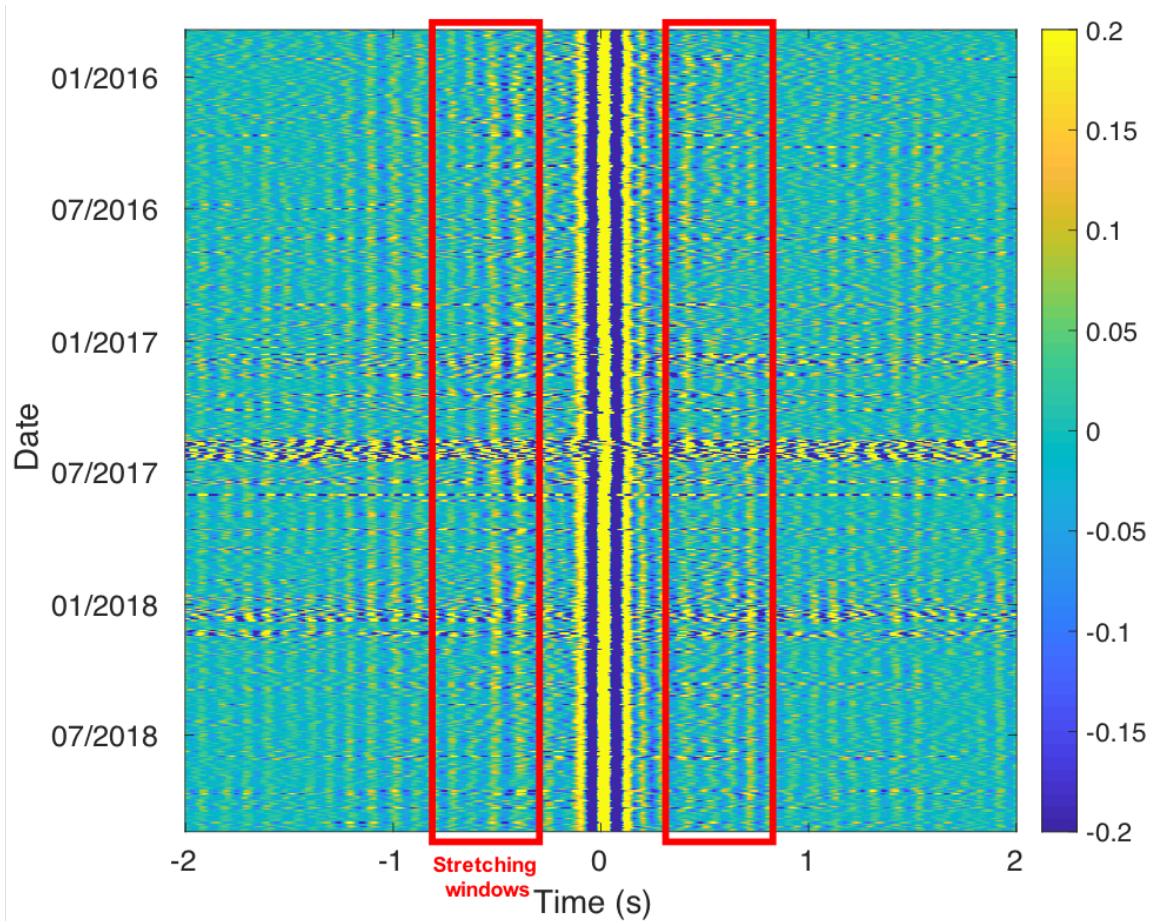


Figure 18 : Wiener-filtered daily correlogram between sensors 1 and 2 during the survey period. Color bar indicates the normalized values of the daily correlation. Red boxes delimit causal and anti-causal parts of the correlogram used as input for the stretching method.

Since Rayleigh wave sensitivity is depth-dependent, seismic data were analyzed at different frequency bands to provide information on various depths within the medium investigated. In general, the probed depth decreases as the frequency increases. Therefore, the relative velocity changes ( $dV/V$ ) and correlation coefficients measured produce slightly different patterns depending on the frequency filtering applied. For this study, seismic results were examined at frequency ranges between 1.5 and 14 Hz with a constant frequency bandwidth  $f_{max} - f_{min} = 4 \text{ Hz}$ . This range was chosen to achieve a compromise between depth resolution (small bandwidth) and signal-to-noise (SNR) ratio in the correlograms (large bandwidth).

To compute relative wave velocity changes, a filtering step must be applied to increase the SNR ratio in the daily correlograms:

- For low frequencies (below 10 Hz), a Wiener filter was applied with  $K=L=8$ , which corresponds to an 8-day window and a 0.04-s time-lag (Moreau et al., 2017b). The Wiener filter aims to minimize noise in a random process through a

statistically based maximization of the coherence in several occurrences of the same signal corrupted by an additive and stationary noise.

- For high frequencies (above 10 Hz), raw correlograms are very noisy. As recommended by Moreau et al. (Moreau et al., 2017b), Singular Value Decomposition (SVD) and Wiener filters were combined.

SVD is commonly used to separate signal-to-noise subspaces, by retaining only the dominant singular values in the correlogram matrix. The choice between which singular vectors to retain or reject comes with a trade-off between noise reduction and signal loss (Moreau et al., 2017b). Here, the selection parameters were heuristically set to keep the 30 first singular values, and a Wiener filter was applied with  $K=10$ ;  $L=7$ , corresponding to a 7-day window and a 0.05-s time-lag.

The time-window used to measure  $dV/V$  should start after the direct Rayleigh wave arrivals and should stop when the coda can no longer be distinguished from noise. Based on the distance between the two seismometers (around 100 m), the mean direct wave velocity ( $500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (Geo2X, 2014), and after plotting the mean correlogram signal waveform, the time-window was set as  $t_1=0.3 \text{ s}$  to  $t_2=0.8 \text{ s}$  for both the causal and acausal parts of the correlogram (Figure 18).

If the material undergoes a homogeneous velocity change  $V \rightarrow V + dV$ , the time axis for the last record  $\varphi_2(t)$  will be stretched by a factor  $\varepsilon$  defined as follows:

$$\varepsilon = -\frac{dV}{V} = \frac{dt}{t} \quad (1)$$

The stretching method then corrects this effect by computing the correlation between the stretched signal  $\varphi_2(t(1 + \varepsilon))$  and a reference signal  $\varphi_1(t)$  for several  $\varepsilon_i$  values.

Without aliasing, the most accurate estimation of relative velocity change maximizes the correlation between these two signals, as explained below (Hadziioannou et al., 2009b; Sens-Schönfelder, 2006):

$$CC_i = CC(\varepsilon_i) = \frac{\int \varphi_2(t(1 + \varepsilon_i)) \varphi_1(t) dt}{\int \sqrt{\varphi_2(t(1 + \varepsilon_i))^2 \varphi_1(t)^2} dt} \quad (2)$$

$$CC\left(\frac{dV}{V}\right) = \max_{\varepsilon_i} CC_i \quad (3)$$

The reference period is the period over which daily correlograms are averaged for comparison with the stretched signal for the day of interest. At each frequency band surveyed (between 1.5 and 14 Hz) the most stable 60-day period of the survey was taken as the reference. This corresponded to a frozen period from February to March 2016.

The stretching approach is preferred to the cross-spectral moving window (Clarke et al., 2011) because it provides direct access to the correlation value  $CC$  (the maximum correlation coefficient between the reference and stretched signals), together with the daily relative velocity change  $dV/V$  (the corresponding dilation value).  $CC$  is a measure of the similarity of the correlation response with respect to the reference, and thus reveals structural changes in the medium investigated that may be caused by several factors (water infiltration, rock deformation, cracks opening/closing, etc.). This value provides a direct estimate of decorrelation ( $Kd$ , discussed further below), which can be defined as:

$$Kd = 1 - CC \quad (4)$$

Uncertainties on the estimated  $dV/V$  values have to be addressed. With this in mind, Weaver *et al.* (2011) established a theoretical formulation of the statistical fluctuations of the stretching factor  $\varepsilon$  due to variations of the ambient noise field. Weaver *et al.* (2011) computed  $\varepsilon$  by comparing two signals that only differ from a statistical noise, that models the influence of any spurious measurement effects, like a change in source distribution. Due to this noise, an apparent stretching statistically occurs ( $\varepsilon \neq 0$ ), and its root mean square ( $RMS(\varepsilon)$ ) allows to identify statistically significant variations of  $\varepsilon$  due to wave velocity change in the medium. This value has been confirmed by laboratory experiments and real seismic dataset, and depends on the correlation coefficient value  $CC$ , the start and the end times,  $t_1$  and  $t_2$  for the time-window processed, the inverse of the frequency bandwidth  $T = 1/(f_{max} - f_{min})$ , and the central pulsation  $\omega_c$ , as below (Weaver et al., 2011c):

$$RMS(\varepsilon) = \frac{\sqrt{1 - CC^2}}{2CC} \sqrt{\frac{6\sqrt{\frac{\pi}{2}}T}{\omega_c^2(t_2^3 - t_1^3)}} \quad (5)$$

This formula applies as long as the two correlated waveforms satisfy some assumptions (stationarity, noise-like and Gaussian, similar spectra, long time-window relative to the inverse of the central frequency, same amplitude), which was the case here.

### 3.1.4.2 Detection, classification and localization of seismic events

The method described by Helmstetter & Garambois (2010) was used to extract seismic events from the continuous seismic records. Events were detected on the signal spectrogram, then averaged over all sensors (C1-C5). An event was defined as a SNR exceeding 3 in the 2-20 Hz frequency range.

Many different processes generate seismic signals. They may be natural (earthquakes, avalanches, debris flows, rockfalls, fracture opening, basal slip, wind, storms, etc.) or anthropogenic (trains, helicopters, hikers, etc.). For this study, the focus was on seismic events produced by the internal deformation of the rock glacier (basal slip, fracture propagation) and by erosion at the front of the rock glacier (debris detachment). Therefore, two classes of seismic events were defined:

- “quakes”, characterized by a short duration (less than 10 s), a low average frequency (less than 10 Hz) and a strong coherence between traces (greater than 0.5);
- “rockfalls”, with a longer duration (longer than 10 s), a broad frequency range with a mean frequency of around 10 Hz, and larger amplitudes on sensors C4 and C5 located closer to the frontal zone. Signals were composed of successive peaks probably generated by successive rock impacts, similar to rockfall seismic signals detected in previous studies (e.g., Helmstetter and Garambois, 2010).

Signals were automatically classified based on their duration, average frequency and inter-trace correlation. Only limited time intervals (2015/10/1-2016/8/1) and the largest events (peak amplitude larger than 10  $\mu\text{m/s}$ ) were manually checked. The seismic signals, durations and average frequencies were very similar to other signals recorded on landslides at short distances (for a review, see (Floriane Provost et al., 2018)).

Figure 19 shows examples of seismic signals for each class of events. For quake events, the signals were very similar for all sensors, with only small time delays and variations in amplitude between sensors. In contrast, the rockfall signals lasted much longer, covered a broader frequency range, and generated more variability between sensors.

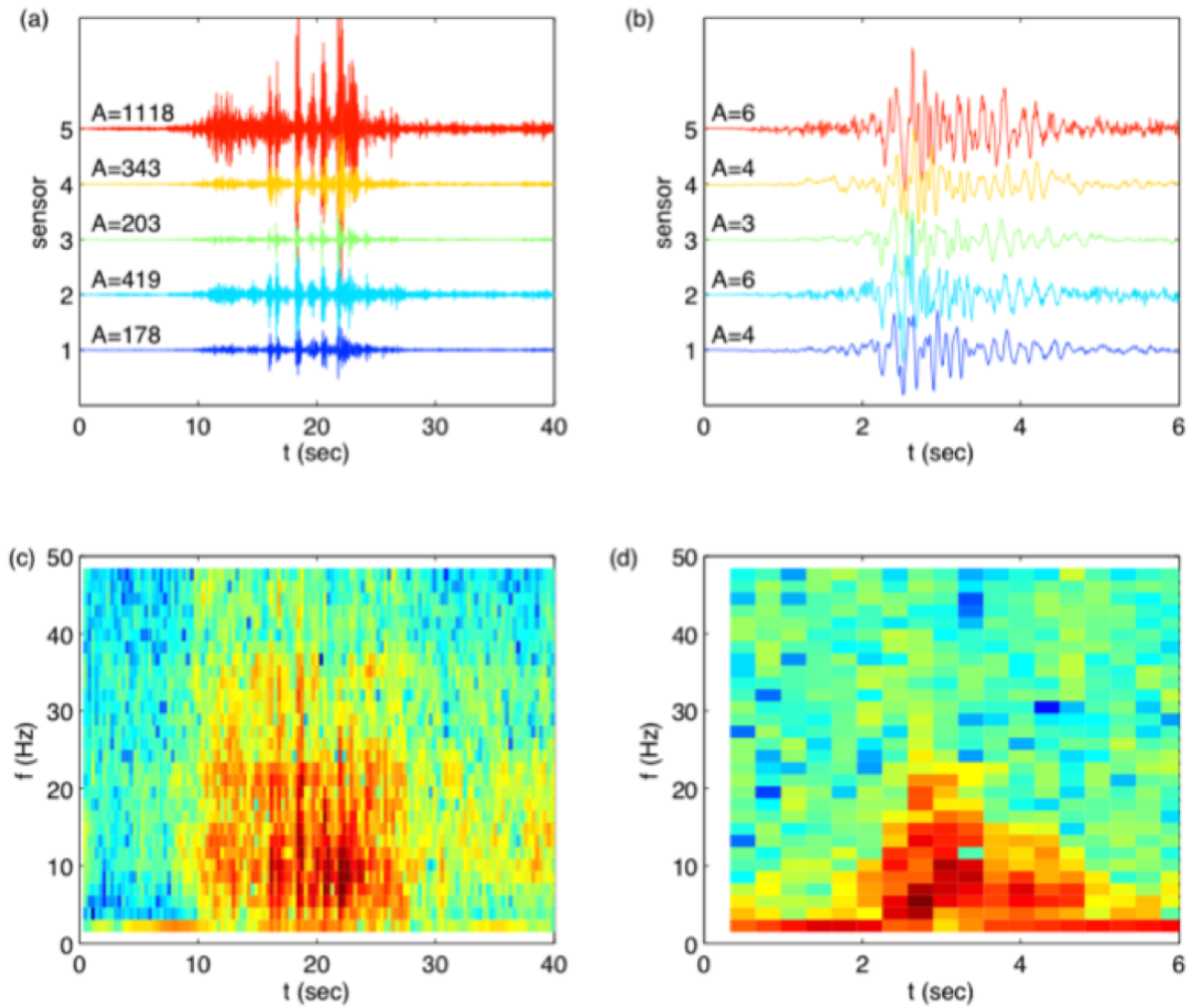


Figure 19 : Seismic signals (a,b) and spectrograms (c,d) for a rockfall (a,c) and a quake event (b,d). Seismograms high-pass filtered above 1 Hz are plotted for sensors 1-5. The peak amplitude  $A$  in  $\mu\text{m/s}$  is indicated for each sensor. The spectrogram (in log scale) is shown for sensor 1.

The mass-wasting event that occurred on June 6<sup>th</sup> 2016 was one of the largest recorded. It can be seen on the webcam images taken a few hours before and after the event (Figure 20). Comparison of the two images reveals that several mass-wasting events occurred during the night in the frontal zone of the rock glacier.

Seismic signals recorded on landslide or rock glaciers are often difficult to locate because P- and S-waves are difficult to separate, and because signals are emergent and arrival times picking lacks accuracy. The beam-forming method is a good alternative to manual picking when using a dense array of sensors (Pascal Lacroix and Helmstetter, 2011). This method maximizes the average correlation between sensors after shifting each trace to account for the source-sensor travel time. This travel time can be estimated as a function of the epicenter of the source and the apparent seismic wave velocity. A small apparent velocity indicates a shallow source and/or acoustic waves. In contrast, a large apparent velocity indicates a deep source, such as basal slip, deep fractures, or an external source

(e.g. earthquake, distant avalanche or landslide). The number of sensors used for this study was too small to obtain an accurate source location; nevertheless, it was possible to estimate the azimuth of the source and the apparent velocity, providing useful information to identify the source process.

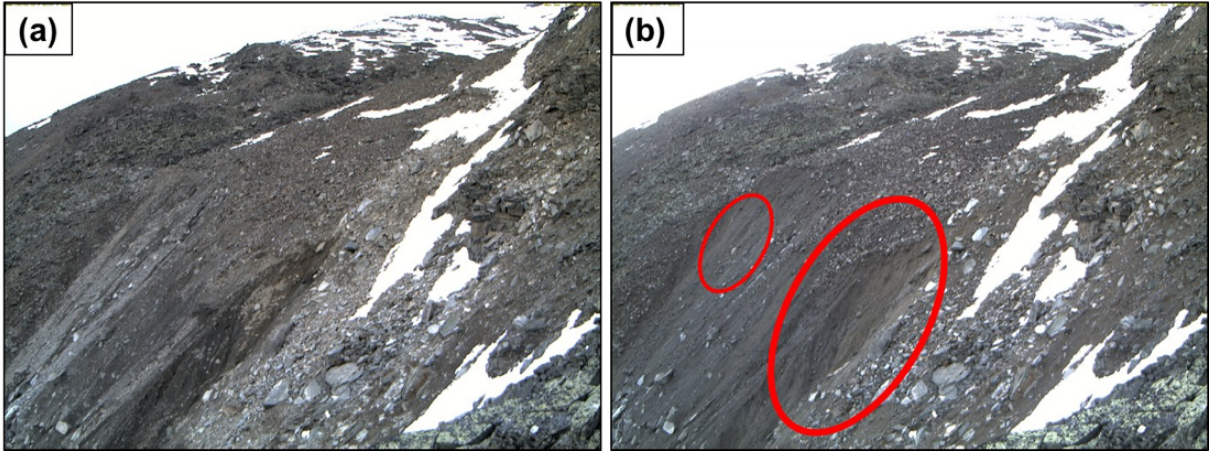


Figure 20 : Webcam images taken on 2016/6/6 at 21:00 (a) and 2016/6/7 at 6:00 (b), a few hours before and after collapse of two regressive erosion sites (red circles). These events were detected by the seismic network (see seismic signals in Figure 19).

## 3.1.5 Results and discussion

### 3.1.5.1 Ambient noise correlation

#### 3.1.5.1.1 Temporal changes of $dV/V$

##### At very low frequencies ([1.5–5.5 Hz])

At the lowest frequencies (between 1.5 and 5.5 Hz), the seismic velocity determined from cross-correlations between C1 and C2 showed moderate amplitude ( $\pm 1\%$ ) changes without seasonal pattern (Figure 21). This result suggests that the medium surveyed at these frequencies is located deeper than the zone affected by environmental seasonal fluctuations, such as temperature. The large error bars are probably a consequence of the low level of seismic signal (due to the lack of low frequency sources).

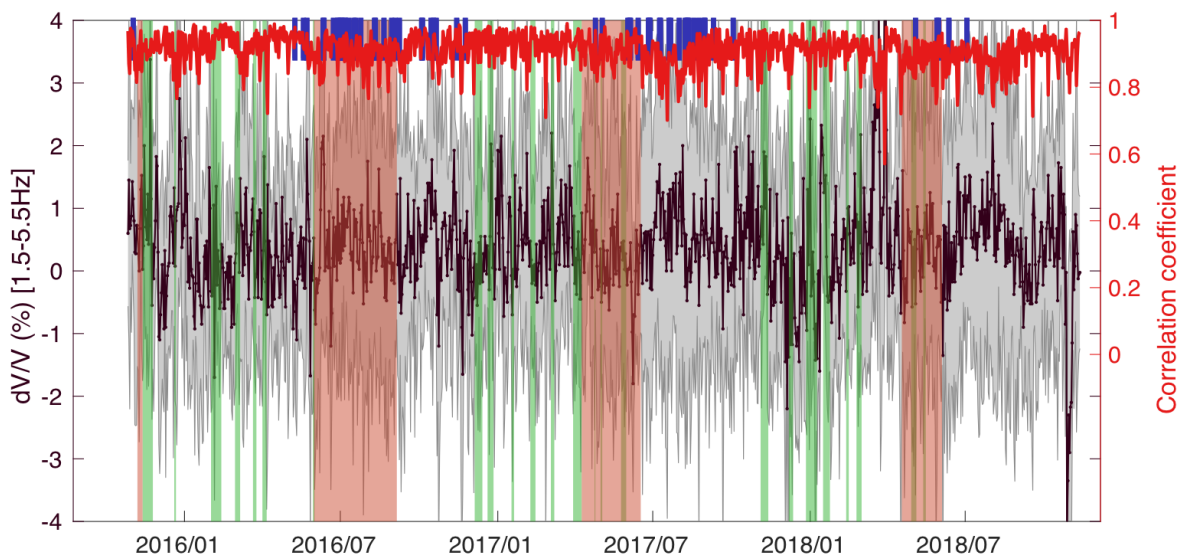


Figure 21 : Daily variations in surface wave velocity ( $dV/V$  in black, with error bars in gray) obtained from ambient noise correlation, normalized relative to a fixed reference period (February / March 2016) in the 1.5-5.5 Hz frequency band. For each  $dV/V$  value, the corresponding correlation coefficient is represented by the red curve. Green boxes indicate major snowfall whereas red boxes indicate the dates of significant melting periods. Blue lines highlight the dates of intense rainfall.

##### At low frequencies ([4-8 Hz] and [7-11 Hz])

As a general overview,  $dV/V$  estimates for the 4-8 Hz and 7-11 Hz frequency ranges showed roughly the same pattern (Figure 22). These  $dV/V$  values are well-fitted by a sinusoidal curve with a 1-year period, with a higher seismic velocity in winter than in summer. In relation to the reference period (February to March 2016), all relative velocity

changes oscillated between around  $\pm 1.5\%$  over the seasons, but the duration and intensity of increases or decreases varied depending on the year.

The slight decreasing linear trend observed in both cases corresponds to around  $7 \cdot 10^{-4}$  relative velocity variations per year and may be due to the relative displacement of the sensors with the rock glacier. Alternatively, it may indicate changes to the internal structure of the rock glacier over the study period. If we consider the annual displacement of the sensor located on the rock glacier (maximum 2 m along the longitudinal axis, since the sensor on the rock glacier side is fixed over the transverse axis), the maximal expected strain is  $8 \cdot 10^{-4}$ . This value can be directly related to seismic velocity changes between the two sensors  $\varepsilon = -(\Delta v/v)$ , and is consistent with the order of magnitude of the linear trend. Based on this result, the trend is probably not due to interannual structural changes. Moreover, this trend would not be very significant as we have only three years of measurement data. However, the trend should be closely monitored in the coming years, to identify higher velocity changes that could be effectively linked to interannual permafrost degradation. For the moment, these time series can be approximated in the first order by a sum of a linear trend and a 1-year periodic sinusoidal modulation. Similar variations are also observed for atmospheric thermal forcing and surface displacement rate time series. In the 4-8 Hz and 7-11 Hz frequency ranges, the  $dV/V$  and air temperature time series recorded showed a significant anticorrelation ( $R \sim -0.4$ ), with a lag time of 25 days. If we assume thermal forcing to be the main driver of such variations, this lag time correlates with thermal wave propagation with depth. This wave propagation is modulated by several effects inside the active layer, such as air convection and latent heat loss due to water phase transitions. These effects make the link between thermal indicators and depth-dependent seismic velocities more difficult to interpret than in a homogeneous medium, where thermal conduction dominates.



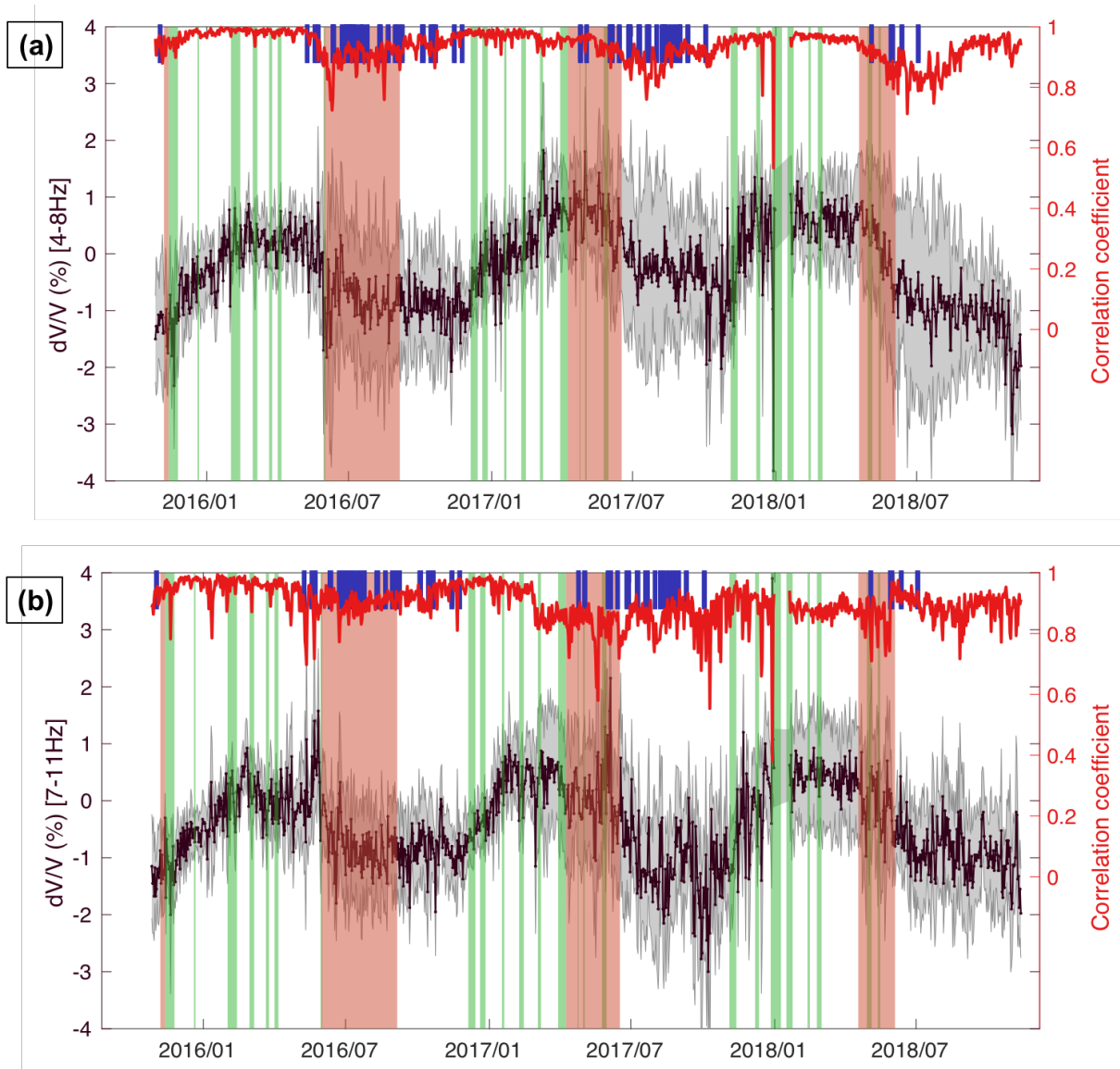


Figure 22 : (a) Same as Figure 21 over the frequency range 4-8 Hz. (b) Same as Figure 21 over the frequency range 7-11 Hz.

### At high frequencies ([10-14 Hz])

At high frequencies,  $dV/V$  variations were less seasonally modulated than at lower frequencies. During all three melting periods covered by our data (red boxes on Figure 23), we observed a sudden velocity decrease (around -1.5%), together with a simultaneous CC drop to below 0.6, corresponding to a decorrelation event (Figure 23). These episodes were generally followed by rapid  $dV/V$  increases, that mostly occurred during wet summer periods. During late summer (September), we observed another apparently chaotic  $dV/V$  decrease (especially in 2017), which lasted until the first snowfalls in early winter.

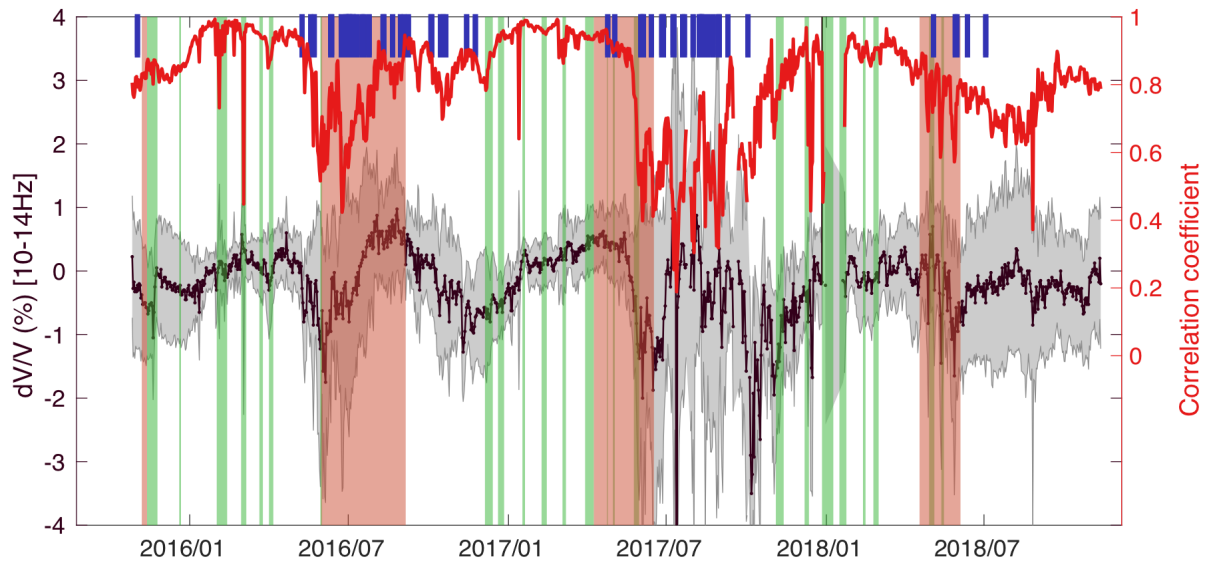


Figure 23 : Same as Figure 21 over the frequency range 10-14 Hz.

### At very high frequencies (above 14 Hz)

Above 14 Hz, filtered correlograms showed huge variations during summer periods, namely some peaks of velocity change of about 15% (not presented here). These peaks occurred only during summer, which is the period when the resonance frequency for the whole medium was around 20 Hz. These extreme values may be due to resonance phenomena at these frequencies (Colombero et al., 2018b), and are therefore difficult to compare with results at other frequency bands. The monitoring of resonance frequency and surface wave interpretation at frequencies above 14 Hz are thus out of the scope of this article, and such issues will be addressed in future studies.

#### 3.1.5.1.2 *Modelling*

### Seasonal changes to rigidity

At low frequencies (between around 4 Hz and 10 Hz), the clear seasonal pattern of velocity variations leads us to assume that  $dV/V$  is mainly sensitive to global variations in rigidity, which are due to freezing of the porous medium in the shallow part of the rock glacier.

To test this assumption, and to better constrain the physical processes, we build a seismic velocity model of the Gugla rock glacier (Figure 24), that would be considered as the reference in summer. For this, we considered the values of  $V_p$  and  $V_s$  as a function of depth that were measured in summer. We then used the observed seasonal fluctuations

of surface wave velocity changes ( $dV/V$  amplitudes) at different frequencies in order to estimate seasonal fluctuations of  $V_p$  and  $V_s$ . We could thus locate and quantify the seasonal changes in seismic velocity for P and S waves., that would account for the rigidity changes due to freezing processes causing  $dV/V$  variations.

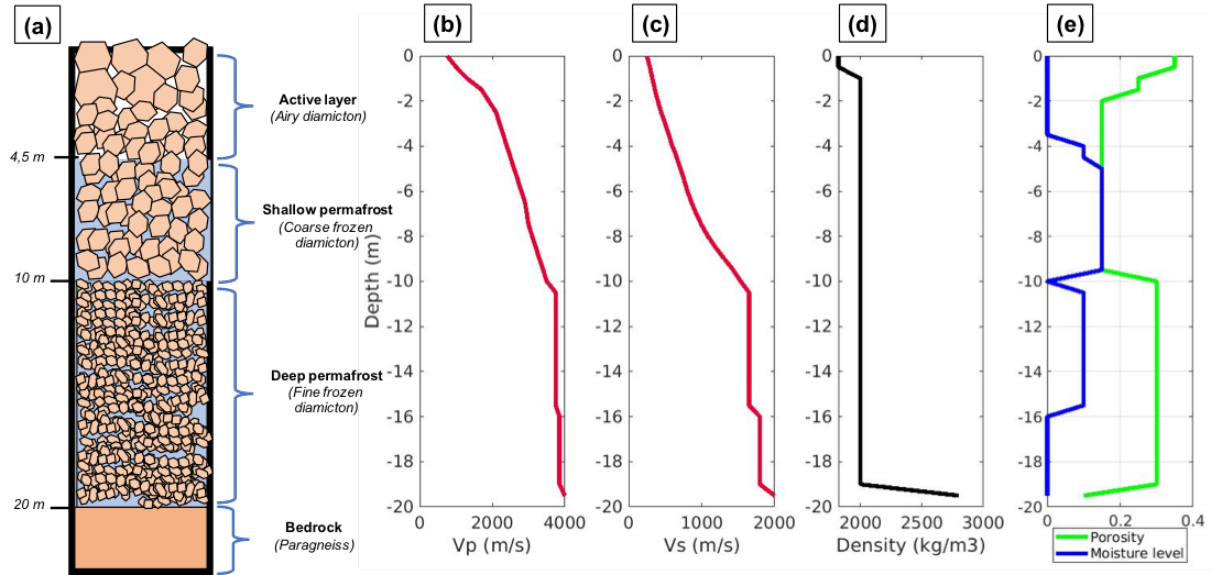


Figure 24 : 1D model of the Gugla rock glacier, composed of three layers (active layer, upper and lower permafrost layers) lying on the bedrock. (a) Lithologic composition and respective thicknesses of the profile were determined from borehole data. Reference seismic model of the Gugla rock glacier: (b) Seismic compressional P-wave velocity from seismic refraction tomography. (c) Seismic shear S-wave velocity from seismic refraction tomography, both measured on the site in July 2014 and July 2017. Density (c) and porosity (d) profiles correspond to rough estimations consistent with usual values, whereas the moisture level profile (e) was estimated from borehole data.

At the first step of seismic modeling of the Gugla rock glacier, we collected seismic wave velocities ( $V_p$  (Figure 24(b)) and  $V_s$  (Figure 24(c)) for P- and S-waves, respectively) from geophysical prospections carried out in summer months, such as compressional and shear wave tomographies obtained by seismic refraction methods. These tomographies were obtained for one transversal profile of the rock glacier, and we selected values from a unique point on the profile, corresponding to the midpoint between sensors C1 and C2. Despite no quantitative density data from boreholes, we selected usual values from drilling campaigns in such frozen debris (Haerberli et al., 1988; Wagner, 1992) : the rock glacier density was assumed constant at  $2000 \text{ kg/m}^3$ , whereas the bedrock density was fixed to  $2800 \text{ kg/m}^3$  (Figure 24(d)).

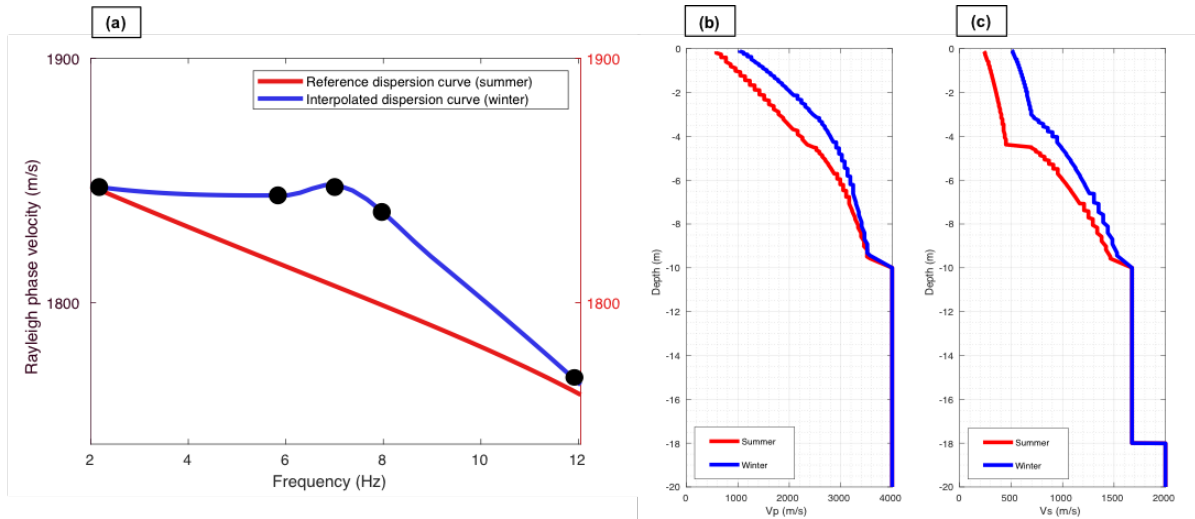


Figure 25 : (a) Red: Reference dispersion curve from the reference seismic model in summer periods. Blue: interpolated dispersion curve from the summer data, integrating seasonal changes in amplitudes as a function of frequency of measurement. This new dispersion curve is thus related to winter periods. (b) Results of dispersion curve inversions, converging toward a model with the minimum number of misfit values. The figure shows the P-wave velocity profile ( $V_p$ ) corresponding to the summer (red curve) and winter (blue curve) periods, as the results of inversion of the corresponding dispersion curves. (c) Same results for the S-wave velocity ( $V_s$ ). The winter model shows slightly higher velocities than the summer model, with differences located in active and permafrost layers for  $V_p$ , and even deeper for  $V_s$ .

By using Geopsy software<sup>1</sup>, a dispersion curve was computed from this input model ( $V_p$ ,  $V_s$  and density along depth), corresponding to the theoretical Rayleigh wave phase velocities for the fundamental mode, at each frequency, over the summer period (Figure 25(a), red curve).

To check its validity, this dispersion curve was then inverted to obtain a seismic model (P- and S-wave velocity profiles) for summer. The inverted parameters are  $V_p$  and  $V_s$  throughout the rock glacier depth, whereas both rock glacier density and bedrock parameters are kept fixed for the inversion.

As expected, the results of this inversion converge toward the input model, considered as the reference model (Figure 25(b) and Figure 25(c), red curves), which is quite similar (8% and 20% of uncertainties, for  $V_p$  and  $V_s$  respectively) to the geophysical data collected during summer. Thanks to this preliminary result, the accuracy of dispersion curve inversion method has been validated.

<sup>1</sup> (<http://www.geopsy.org>)

The observed  $dV/V$  maximum amplitudes  $\left(\frac{dV}{V}\right)_{max}$  were set as the amplitude of the fitted sinusoidal curve of seasonal variations, at each frequency band. These values could then be used to estimate the dispersion curve in winter, by applying the following formula:

$$\left(\frac{dV}{V}\right)_{max} = \frac{V_{winter} - V_{summer}}{V_{summer}} \quad (6)$$

This expression directly provides the analytic relation between the surface wave velocities in winter and in summer:

$$V_{winter} = V_{summer} \left(1 + \left(\frac{dV}{V}\right)_{max}\right) \quad (7)$$

This modified dispersion curve takes velocity changes into account at each central frequency of the filtered band, and is interpolated between these points (Figure 25(a), blue curves). Inversion of this dispersion curve finally converges toward a new seismic model (a “winter model”), which provides a potential distribution of seismic velocities in winter throughout the glacier’s depth (Figure 25(b) and Figure 25(c), blue curves).

As expected, the results of the winter model showed an increase in compressional and shear wave velocities within the active and upper permafrost layers, and allowed us to quantify these seasonal rigidity changes. More precisely, P-wave velocity increased by 50% within the active layer and by 20% within the upper permafrost layer (from the surface to a depth of around 10 m), whereas S-wave velocity increased by 40% within the active layer and by 25% within the upper permafrost layer. These increases are in accordance with literature data for compressional wave velocity changes in gneiss following freezing (Draebing and Krautblatter, 2012). Considering the higher porosity in our case, together with field measurements from geophysical methods on other permafrost environment (Kneisel et al., 2008), this evolution may be related to the partial freezing of the water-filled pores within the two layers (from the surface to around 10 m depth), that changes the ice-water ratio profile and consequently the overall rigidity.

However, these results of inversion must be considered with caution: although the S-wave model found for the winter appears robust, the corresponding P-wave model is not well constrained, due to the low sensitivity of Rayleigh waves to P-wave velocity. Hence the results presented here are one possible model in accordance with the expected physical processes responsible for the seasonal changes measured.

### 3.1.5.1.3 Thermal data

The following results were determined from thermal data acquired in a borehole set up from 2016 to 2018 near the seismic sensors (named F2, see location in Figure 15). These data correspond to daily ground temperatures from the surface to 19.5 m depth, and show indications of freezing and temperature changes at depth. The active layer from the surface to 4.5 m depth was completely thawed in the summer, with temperatures considerably exceeding 0 °C, whereas deeper layers (from 4.5 m to 10.5 m depth) remained permanently below 0 °C (Figure 17). The data also showed a zero-curtain effect from 1 m to 4.5 m depth, where the temperature remained at freezing-point during the solid-liquid transition. This zero-curtain effect indicates partial or complete freezing of the active layer at least. At the end of winter, the snow cover on the rock glacier surface starts to melt and to percolate through the surface. The intermittently percolating water first freezes into the active layer (for 10 days starting early April in 2015-2017), what results finally in the initiation of the zero-curtain phase in the entire active layer. After an isotherm phase (again for 10 to 40 days starting between late April to mid-May in 2015-2017), when percolating water is no more freezing, the ice then starts to melt in the active layer from the surface to the bottom once the snow has disappeared on site. More than one month is needed to melt the seasonal ground ice completely down to 3.5 m (late June – early July in 2015-2017).

Deeper within the upper permafrost layer, seasonal temperature variations were smaller but not negligible (between -5 °C in winter and -0.5 °C in summer), revealing an effect of thermal forcing as well. Indeed, the seasonal thermal wave propagates down to around 10 m depth, its amplitude decreasing with depth, in line with conductive models. This below freezing-point temperature cycling is responsible for the seismic velocity changes measured at these depths.

The seismological modeling was supported by these thermal data: both approaches converged toward a seasonal freezing cycle within the active and upper permafrost layers down to around 10 m.

### 3.1.5.1.4 Role of water infiltration

At high frequencies ([10-14 Hz] and above), data presented in Figure 23 show that relative velocity changes (around -1.5%) often combine with simultaneous decorrelation of seismic responses (correlation coefficient CC drops from nearly 1 to less than 0.6) during melting periods. These observations suggest that  $dV/V$  and decorrelation at high frequencies are mainly driven by density and incompressibility changes due to water

infiltration within the active layer. At these frequencies, seismic waves illuminate a shallower medium than at lower frequencies. In the shallower part of the Gugla rock glacier (a few meters deep, mainly composed of the active layer), heterogeneities, porosity and water infiltration are significant. Consequently,  $dV/V$  at these high frequencies is more sensitive to variations in liquid saturation, as a result of induced density changes, than to annual freeze-thawing of the medium as a whole.

In addition to changing noise sources, decorrelation (CC drops) may be caused by structural changes linked to scattering (Planès et al., 2014) that could be induced by cracks opening, rock movements, or water infiltration (water content increase) in the medium surveyed (Théry et al., 2019). As a result, fluid injection into a highly heterogeneous porous medium can lead to decorrelation events (measured through the variable  $K_d = 1 - CC$ , which is well correlated with water content). Coda Wave Decorrelation is thus an alternative measurement to track fluid levels inside rock glaciers.

In addition, Coda Wave Interferometry ( $dV/V$  measurements) simultaneously shows sensitivity to melt-water infiltration through the drop in seismic velocity noted in early summer months.

We hypothesize that this process induces the active layer thawing together with pore-filling by liquid water, altering the medium's density and incompressibility, and thus decreasing its velocity. Depending on the water residence time and preferential paths onto the porous materials, this meltwater may progressively drain downward, resulting in a  $dV/V$  re-increase. Snow melting from above the watershed together with heavy rainfall can occur throughout the following summer period, and thus promote refilling of the porous medium.

We checked this water tracking hypothesis by modeling the rock glacier as a porous medium, and quantifying the influence of the moisture profile on seismic velocities through a poroelastic framework. In this view, the Biot-Gassmann theory describes the dependence of P- and S- wave velocity on fluid saturation changes, and can thus mimic the influence of moisture profile changes on Rayleigh waves (Christophe Voisin et al., 2016).

Most poroelastic materials can be modeled as an effective medium with a single fluid phase and a single solid phase, described by homogenized parameters at the mesoscale (Pride, 2005). With this in mind, we modeled the entire rock glacier composed of the three layers indicated above (active, upper and lower permafrost layers, see Figure 24(a)), re-sampled as 0.5 m thick sublayers. A single P-wave velocity, S-wave velocity, porosity and saturation were attributed to each homogeneous sublayer based on observations and estimations (see Figure 24(b) to (e)).

According to this model, the most important poroelastic attributes were the effective porosity  $\phi$ , together with solid parameters of the porous skeleton, that determine the effective mechanical moduli  $K_{fr}$  (compressibility) and  $G_{fr}$  (shear). A set of these parameters were adjusted to remain consistent with P- and S-wave velocity values for the

reference model, obtained by seismic refraction campaigns (Geo2X, 2014, p. 2). Porosity and water saturation levels were estimated from borehole data. The effective porosity of the active layer  $\phi$  was fixed based on a consistent evolution with lithologic composition throughout the glacier's depth (Figure 24(e)). Inside the active layer, we assumed a general decrease in porosity due to compaction, from a high value of  $\phi = 0.35$  for the two shallowest layers to  $\phi = 0.15$ , as commonly used for permafrost. The porosity value for the basal layer was assumed to be slightly higher ( $\phi = 0.3$ ), due to its structure consisting of a dense pore concentration within fine frozen materials.

Finally, we considered a water saturation profile derived from borehole data, obtained in July 2014 by the CREALP (CREALP, 2016).

Given this set of poroelastic parameters for each sublayer of the rock glacier, following (Christophe Voisin et al., 2016), we computed the variations in  $V_p$  and  $V_s$  as a function of water saturation from 0 to 1 using the analytic expressions for both velocities (equations 9.19 and 9.15 in (Pride, 2005) for  $V_p$  and  $V_s$ , respectively). The general result indicated that  $V_p$  increases with high saturation level values, whereas  $V_s$  decreases slightly. These velocity variations are then the prerequisite result when modeling the effect of water filling on the Rayleigh wave velocity. We next modified the moisture depth (defined as the interface below which water saturation is equal to 1, and equal to the summer value above) in 0.5-m steps corresponding to each sublayer. Whereas the moisture profile is undoubtedly more complex and smoother than a unit step function, the lack of moisture data means we have no choice but to approximate it in this simple manner. Assuming the linearity of seismic velocity changes with respect to depth, we investigated water filling for the three layers separately, in order to determine how the water influenced each of them.

By modifying the moisture depth (and thus the saturation profile), we obtained new seismic models of  $V_p$  and  $V_s$  (Figure 26(a)). The respective dispersion curves were then computed using Geopsy software, and compared to the reference curve (corresponding to the reference model presented above, in Figure 24). The differences between dispersion curves are directly related to Rayleigh wave velocity changes, and can be considered as theoretical  $dV/V$  induced by water filling, with respect to depth and frequency. Since the influence of water saturation in deep permafrost layers (below 5 m) is negligible (theoretical  $dV/V$  below 0.2 %) and not detectable from other effects, the final results are shown only for moisture changes in the active layer (0 to 4.5 m depth, Figure 26(b)), where this effect is more significant and detectable by ambient noise correlation.



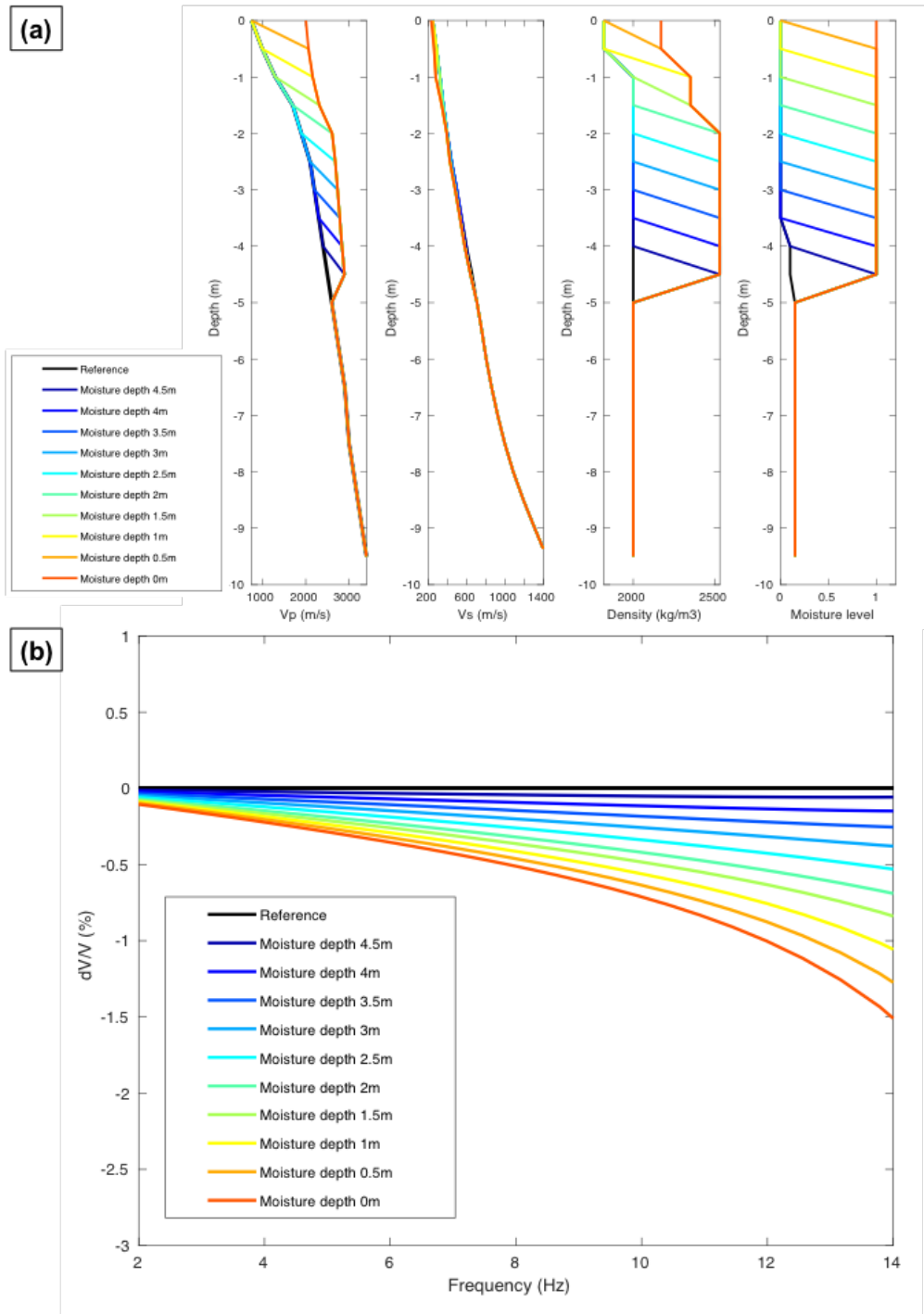


Figure 26 : (a) Seismic model of the Gugla rock glacier, showing the effect of moisture depth change within the active layer on P-wave velocity ( $V_p$ ), on S-wave velocity ( $V_s$ ), on density profile and saturation level profile. The moisture depth is defined as the depth of the interface between the completely dry layer above, and the underlying saturated layer. The more the active layer fills with water, the shallower the moisture depth. Evolution of  $V_p$  and  $V_s$  with respect to saturation level was predicted by applying Biot-Gassmann poroelastic theory, and density evolution was computed using the usual relation for a two-phase porous medium. Reference curves (black) correspond to the reference model described in Figure 24. (b) Theoretical  $dV/V$  values predicted from dispersion curve differences between the reference curve (computed from the seismic model described in Figure 24 during a dry period) and curves computed for “wet models” with the changes to moisture depth indicated above. Over these frequencies, the more the active layer is filled with water, the slower the Rayleigh wave velocity is, with the highest sensitivity recorded at high frequencies (10-14Hz).

From these results, we noted the drop in  $dV/V$  (around -1.5%) at high frequencies (10 Hz and above), which resulted in the complete filling of the active layer, and matches the observed  $dV/V$  values during wet periods.

Using this poroelastic model, we can thus conclude that most of the seismic velocity changes observed at high frequencies can be explained by water infiltration into the active layer due to snow- or ice-melt or precipitation. Assuming that these seismic velocity changes are only due to poro-elastic effects, the water infiltration is mostly located within the active layer, but water can also percolate to deeper layers (upper and lower permafrost layers), depending on preferential paths, crack openings and residence time for the water in the whole hydrological system. Despite the presence of ground water can not be excluded (Cicoira et al., 2018),  $dV/V$  measurements are not able to detect accurately pore filling deeper than the active layer. This quantification may be refined downwards, probably as a result of combined processes of percolation, drainage and partial refreezing of melting water in the active layer, which help buffer the influence of fresh water passing through the rock glacier.

### 3.1.5.2 Seismic events

We detected 24 552 rockfall signals and 24 861 quakes between 2015/10/1 and 2019/1/1 with a peak ground motion velocity larger than 1  $\mu\text{m/s}$ . The temporal evolution of the seismic activity is shown in Figure 27. Seasonal variations in the rate of events were more pronounced for rockfalls than for quakes, with a peak of activity in late spring and summer. The daily rate of quakes correlated well ( $R\sim 0.7$ ) with the displacement rate (Figure 16(a), red curve): an increase in the number of quakes was almost simultaneously followed by an increase in surface displacement (delay below 1 day). However, no clear evidence of such correlation occurred between the daily rate of rockfalls and other seasonal forcing (displacement rate nor temperature). The very high peaks of rockfall activity (more than 150 events per day) often occur during melting periods, and could thus be explained by the rebalancing of the mass at the front of the rock glacier in early summer (Kummert & Delaloye 2018a). Indeed, during the winter months the freezing process limits erosion (very few rockfall signals), whereas the rate of displacement (Figure 16(a), red curve) remains non-negligible. Hence, a mass excess appears at the front of the rock glacier, that is promptly eroded upon thawing, causing these observed peaks in the rate of mass-wasting events. This exacerbated post-winter erosional phase of the front, together with a faster rock glacier displacement rate, mostly account for the bursts of rockfall activity during late spring and early summer.

In addition, there are bursts of quake activity that last for a few days. Some of these bursts were associated with snowfall (indicated by blue arrows in Figure 27), whereas others correspond to rapid melting episodes (red boxes in Figure 27). However, increased

quake activity was not observed with every episode of snowfall. The specific conditions involved in triggering quakes are further discussed below.

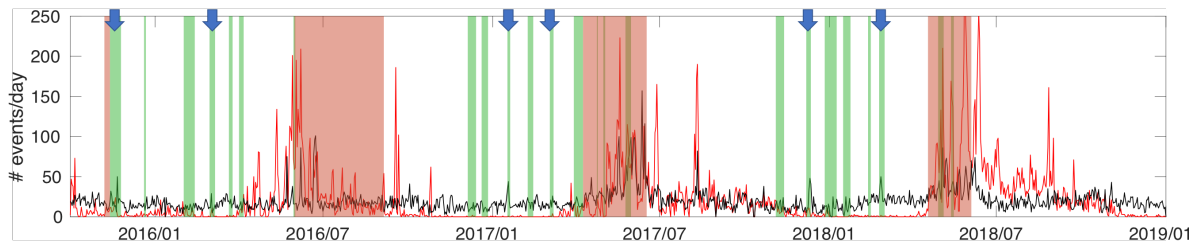


Figure 27 : Rate of seismic events for quakes (black) and rockfalls (red). Green boxes depict snowfalls, whereas red boxes indicate intense melting over the three years of data, associated with simultaneous bursts of rockfall activity. Blue arrows highlight peaks of quake activity associated with snowfall.

The increase in quake activity in summer can be explained by the increase in displacement rate and in pore water pressure. Indeed, crevasse propagation is promoted by an increase in water pressure, which allows crevasses to remain open (van der Veen, 1998).

The increase in quake activity during or consecutive to snowfall was more unexpected (see blue arrows in Figure 27). Since most bursts of activity occurred during periods of very cold weather, they were not linked to melt or an increase in water pressure. Therefore, the only possible explanation for the observed effect is that the weight of the snow layer increased the stress on the underlying structure. The increase in stress may have been sufficient to induce a transition between stable (aseismic) and unstable (stick-slip) regimes, as expected from the rate-and-state friction law (Dieterich, 1979; Scholz, 1998). Similar observations of snowfall-triggered seismicity have been reported at Mount-Rainier volcano (Allstadt and Malone, 2014), where they were likely located at the base of the glacier covering the volcano. A more detailed analysis of these bursts will require further work, but preliminary results have been presented elsewhere (Helmstetter et al., 2018).

Daily fluctuations in the rate of seismic events were also observed, as shown in Figure 28. Rockfalls occurred more often in the afternoon than at other times of day and correlated well with temperature.

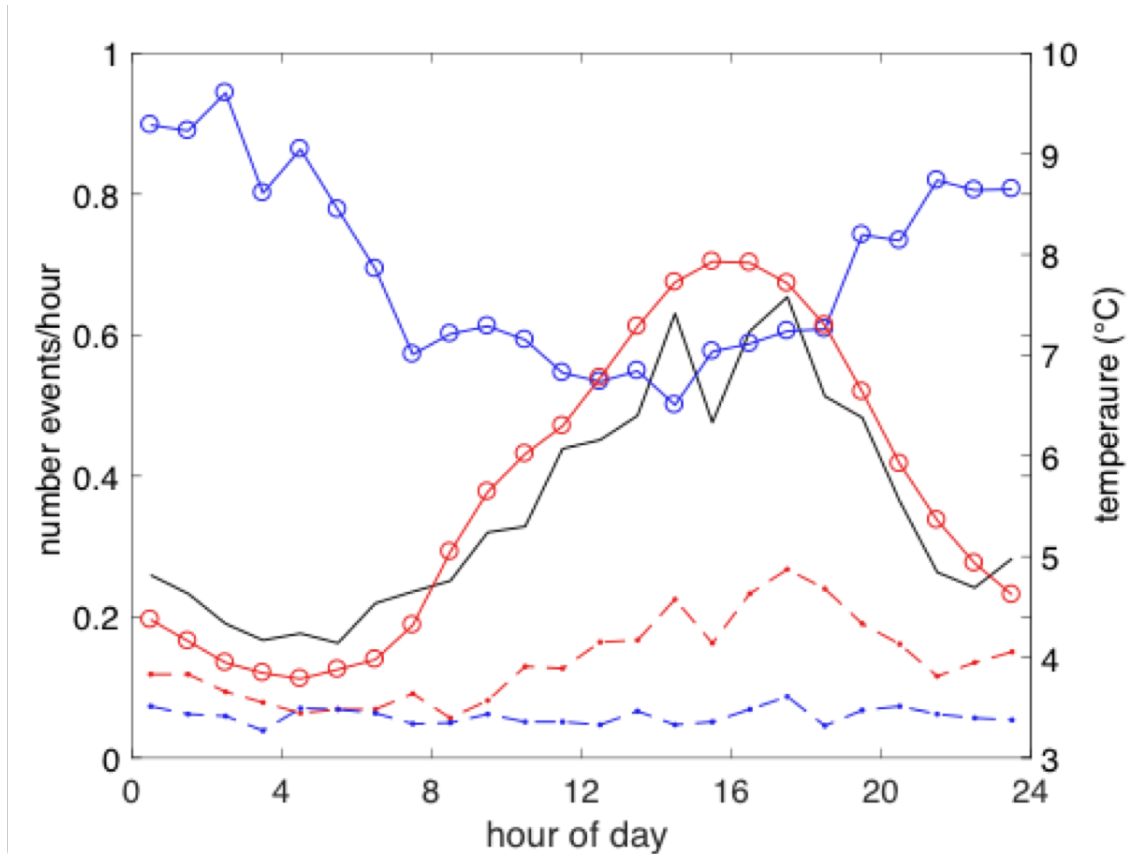


Figure 28 : Daily temperature variations (black) and fluctuations in the rate of rockfalls (red) and quakes (blue). Circles and solid lines indicate the rate for events with a peak amplitude larger than  $1 \mu\text{m/s}$ , whereas dashed lines with dots correspond to larger events with  $A > 5 \mu\text{m/s}$ . The black curve represents the average hourly temperature in June (between 2015 and 2018), when rockfalls were most frequent.

Previous studies indicated that rockfall activity increases shortly after rainfall (Delonca et al., 2014; Helmstetter and Garambois, 2010b). In the case of the Gugla rock glacier, we suggest that meltwater production increases with temperature, thus enhancing mass-wasting activity due to the same processes by which rainfall can trigger rockfalls. This process could involve fracture opening due to increased water pressure, but the shallow layers of the rock glacier are likely too permeable to allow for an increase in water pressure. Alternatively, unconsolidated blocks of rocks may be swept along by melt-water flowing down the surface of the rock glacier.

In contrast to rock fall, quakes were more frequent during the night than during the day. This pattern may be an artefact of the daily changes in seismic noise, as anthropogenic noise, for example, is higher during the day, thus decreasing the detection threshold. Indeed, when the minimum amplitude was increased from  $1$  to  $5 \mu\text{m/s}$ , the daily fluctuations disappeared for quakes, but were still very clear for rockfalls.

The seismic events detected were difficult to accurately localize due to the small number of sensors and because signals are emergent, with no clear P- or S-waves. We selected all quakes and rockfall signals detected by at least five sensors between October 2015

and October 2018 for which the amplitude exceeded  $1 \mu\text{m/s}$ . We applied the beamforming method developed by Lacroix & Helmstetter (2011) to estimate the epicenter and the apparent velocity. Because it is impossible to estimate both the source depth and the seismic wave velocity, we assumed that the sources were located at the surface and considered a uniform seismic wave velocity. Signals were filtered between 3 and 20 Hz. We then applied the beam-forming method over a 4-s window centered on the peak amplitude. To remove erroneous locations, we further selected events with an average correlation between channels (after shifting signals in time to account for the travel time) exceeding 0.5. The set of events located included 6113 rockfalls and 12 080 quakes (Figure 29(a)). Many points were located along the boundary of the grid. The reason for this positioning is because events that are too far from the network cannot be accurately located using the beamforming method, and only the source azimuth can be well constrained (Figure 29(b)). As expected, many rockfall seismic signals are located near the front of the rock glacier. This implies that most seismic signals classified as “rockfalls” are not real rockfalls (i.e., rocks falling from a cliff) but rather rock debris detachments from the front of the rock glacier. A few rockfalls are also located in the southern part of the rock glacier, near the front. This part of the rock glacier is surrounded by cliffs from which rocks occasionally fall, as recorded on the webcams. In addition, these cliffs are affected by the a local landslide affecting the southern part of the front rock glacier, which may be partly responsible for the instability in this area. Quakes were mainly located East (upstream) of the seismic network, near the southern boundary of the rock glacier, an area where many open fractures are visible. The apparent velocity was larger for quakes (median 1805 m/s) than for rockfalls (1401 m/s) (Figure 29(c)). This difference suggests that quakes are located at depth. The inclinometric data revealed the presence of several shear zones at depth between 3 and 23 m (CREALP, 2015). These zones could produce some of the quake events. Quakes detected during snowfalls have quasi-periodic occurrence times and a narrow distribution of amplitudes, a pattern typical of stick-slip basal icequakes ((Helmstetter et al., 2018, 2015b)). Apart from these bursts, quakes occur randomly in time with a broad distribution of amplitudes, a behavior typical of icequakes associated with crevasse propagation (Helmstetter *et al.* 2015a). Because the seismic signals are emergent (smooth onset of the first waveforms), it was impossible to estimate the source process (slip or fracture opening) from the polarity of the P-wave arrival.

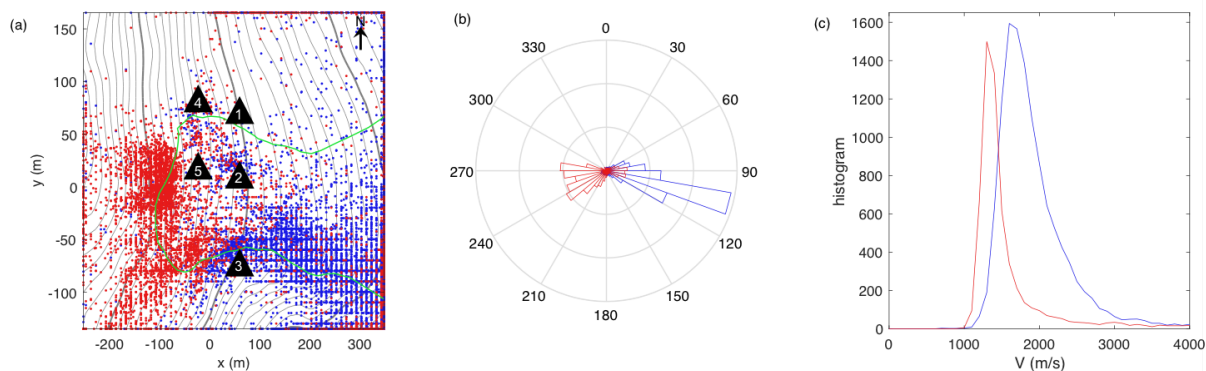


Figure 29 : (a) map of rockfalls (red dots) and quakes (blue dots). The green line delimits the contour of the rock glacier. The gray lines indicate the topography (one line every 10 m). Black triangles correspond to seismic sensors; (b) rose diagram of source azimuth relative to the center of the network ( $x=0$ ,  $y=0$ ) for rockfalls (red) and quakes (blue); (c) plot of apparent seismic velocity for rockfalls (red) and quakes (blue).

### 3.1.6 Conclusion

As a first passive seismic monitoring of a rock glacier in the field, this study confirms that ambient noise correlations could improve our understanding of permafrost degradation. In the long-term, ambient noise correlation will provide new measurements to probe the changes occurring in rock glaciers. Coda Wave Interferometry allows accurate monitoring of rigidity and density within the whole medium, whereas Coda Wave Decorrelation provides an indicator of structural changes in surface layers, mainly due to snow melting and precipitations. Freeze-thawing effects are revealed by seasonal variations in seismic wave velocities, and are located between the surface and around 10 m depth. During melting periods, decorrelation and seismic velocity changes are indicative of water infiltration through the active layer (0 to 4.5 m). After further statistical analysis on available data and definition of threshold values above the observed fluctuations, these observables could potentially be used as precursor signals to predict overall destabilization threatening the downstream inhabited valley. Thermal and mechanical modeling of the Gugla rock glacier will further exploit the recorded seismic data.

The seismic network was also used to detect seismic events generated by the rock glacier (“rockfalls” and “quakes”). The results revealed seasonal variations in the rate of events, correlated with annual changes in displacement velocity and in  $dV/V$ . In addition, rapid bursts of micro-seismicity occurred during strong melting episodes in the spring, simultaneous with rapid drops in  $dV/V$ . Additional work will be needed to better detect and characterize the source of these events.

Seismic monitoring could be used to detect mass wasting events and structural changes at depth in real time, with a view to creating an alarm system. Quantification of eroded

volume from seismic signals could be useful to predict secondary processes, such as debris flows due to the accumulation of debris in the frontal zone. The template matching method could improve the detection and classification of seismic events (Helmstetter *et al.* 2015b). To accurately locate the source and identify the source process (fracture opening or basal slip?), temporary experiments using a dense network should be performed.

### 3.1.7 Acknowledgments

The GPS data, time-lapse photographs and the meteorological station in the Gugla rock glacier are managed by ETH Zürich (J. Beutel, PermaSense project, (<http://data.permasense.ch>), the Canton du Valais (Département de la mobilité, du territoire et de l'environnement, Service des forêts, des cours d'eau et du paysage) and Fribourg University (R. Delaloye, Geomorphology Research Group). Some valuable information about the geophysical campaign, data from boreholes and their interpretation were shared with permission from CREALP. We are particularly grateful to Benjamin Vial and Mickaël Langlais (ISTerre), Guillaume Favre-Bulle (CREALP) and Ludwig Haas (Wallis canton) and the geological department of Wallis for their invaluable assistance with fieldwork, site maintenance and seismic data retrieval. This work is supported by the OSUG@2020 Labex, the VOR-UGA program, the CNRS-INSU program, and the ANR LabCom GEO3iLab.

## 3.2 Synthèse et discussion des résultats

Grâce à la corrélation du bruit sismique ambiant enregistré en continu par les capteurs, deux principales grandeurs observables ont pu être calculées pour la surveillance sismologique des glaciers rocheux de Gugla et du Laurichard :

- La variation relative de vitesse de propagation des ondes de Rayleigh au sein du glacier rocheux entre les deux capteurs en question, notée  $dV/V$ . Cette valeur peut être journalière ou horaire (selon l'arbitrage entre la réactivité et la stabilité des mesures, discuté dans la partie 2.2.3), et dépend également des paramètres d'entrée du processus de calcul. Parmi ces paramètres, on peut citer la fenêtre temporelle de l'intercorrélation utilisée pour calculer le  $dV/V$  : celle-ci a été centrée sur les parties causale et acausale de la coda, enregistrant ainsi les ondes diffusées dans le milieu de subsurface à investiguer, et donc révélatrices de l'état de celui-ci. La période de référence (qui définit la fonction d'intercorrélation de référence, comme moyenne des intercorrélations sur toute cette période, et donc la valeur zéro de référence du  $dV/V$ ) a été sélectionnée après plusieurs essais de stabilité : elle s'étend alors sur une période de 60 jours en période d'hiver stable (février/mars de la première année de mesures), pendant laquelle le milieu investigué n'est soumis qu'à de faibles modifications. Cette période de référence fixe assure ainsi des résultats stables sur une échelle pluri-annuelle. Pour calculer le  $dV/V$ , la méthode d'étirement (« stretching method », voir partie 2.2.1) a été privilégiée pour sa simplicité algorithmique d'une part, et le calcul direct de la valeur maximale du coefficient de corrélation ( $CC$ ) d'autre part. Enfin, le filtrage fréquentiel des fonctions d'intercorrélation permet d'obtenir des valeurs de  $dV/V$  pour plusieurs bandes de fréquences choisies, caractérisées par leur largeur et leur valeur médiane. La fréquence d'étude est en effet intrinsèquement liée à la profondeur du milieu *via* la sensibilité de celui-ci aux ondes de surface. Ainsi, de façon générale : plus la bande de fréquence est large, plus l'épaisseur de la couche investiguée est importante, tandis que plus la valeur médiane est élevée, plus la profondeur moyenne investiguée est faible. Pour nos deux sites instrumentés, les fréquences d'étude se situent entre 1,5 et 14 Hz pour Gugla, et 2 et 16 Hz pour Laurichard, avec une largeur de bande de 4 Hz ; ces valeurs ont été choisies selon des critères de stabilité temporelle après plusieurs essais.
- La décorrélation ( $Kd = 1 - CC$ ), qui découle du calcul de la valeur maximale du coefficient de corrélation calculé par la méthode de stretching, et rendant compte de la dissemblance de forme des deux fonctions d'intercorrélation comparées (celle de référence et celle du jour en question). Cette seconde observable étant directement liée au calcul du  $dV/V$ , elle dépend également des mêmes paramètres et peut être calculée pour différentes bandes de fréquences, selon la profondeur d'investigation choisie.

Les séries temporelles journalières de ces deux observables montrent plusieurs résultats :



- Des variations saisonnières de  $dV/V$  sur plusieurs bandes de fréquences (entre 4 et 14 Hz environ pour les deux sites), avec amplitude crête à crête d'environ 2% à Gugla et 10% au Laurichard (Figure 30). Les valeurs de  $dV/V$  sont les plus élevées en fin d'hiver, puis diminuent parfois brutalement en période de fonte jusqu'à atteindre un minimum en période chaude et sèche (fin d'été).
- Une augmentation brusque de  $Kd$  en période de fonte jusqu'à des valeurs entre 0,3 et 0,5, qui peut durer pendant la totalité de l'été, puis un retour progressif à la normale ( $Kd$  proche de zéro, coefficient de corrélation proche de 1) en période hivernale.

Malgré certains problèmes d'acquisition des données, ces résultats ont été répétés sur plusieurs années : quatre années de mesure pour Gugla (2016-2019), deux pour Laurichard (2018-2019). Qualitativement, on retrouve une grande similitude des observations entre les deux sites ; les résultats ne diffèrent qu'au plan quantitatif (amplitude saisonnière des  $dV/V$  par exemple), pour des raisons liées à la spécificité des milieux sondés (propriétés élastiques, géométriques, lithologiques), lesquelles seront l'objet d'une discussion dans la suite.

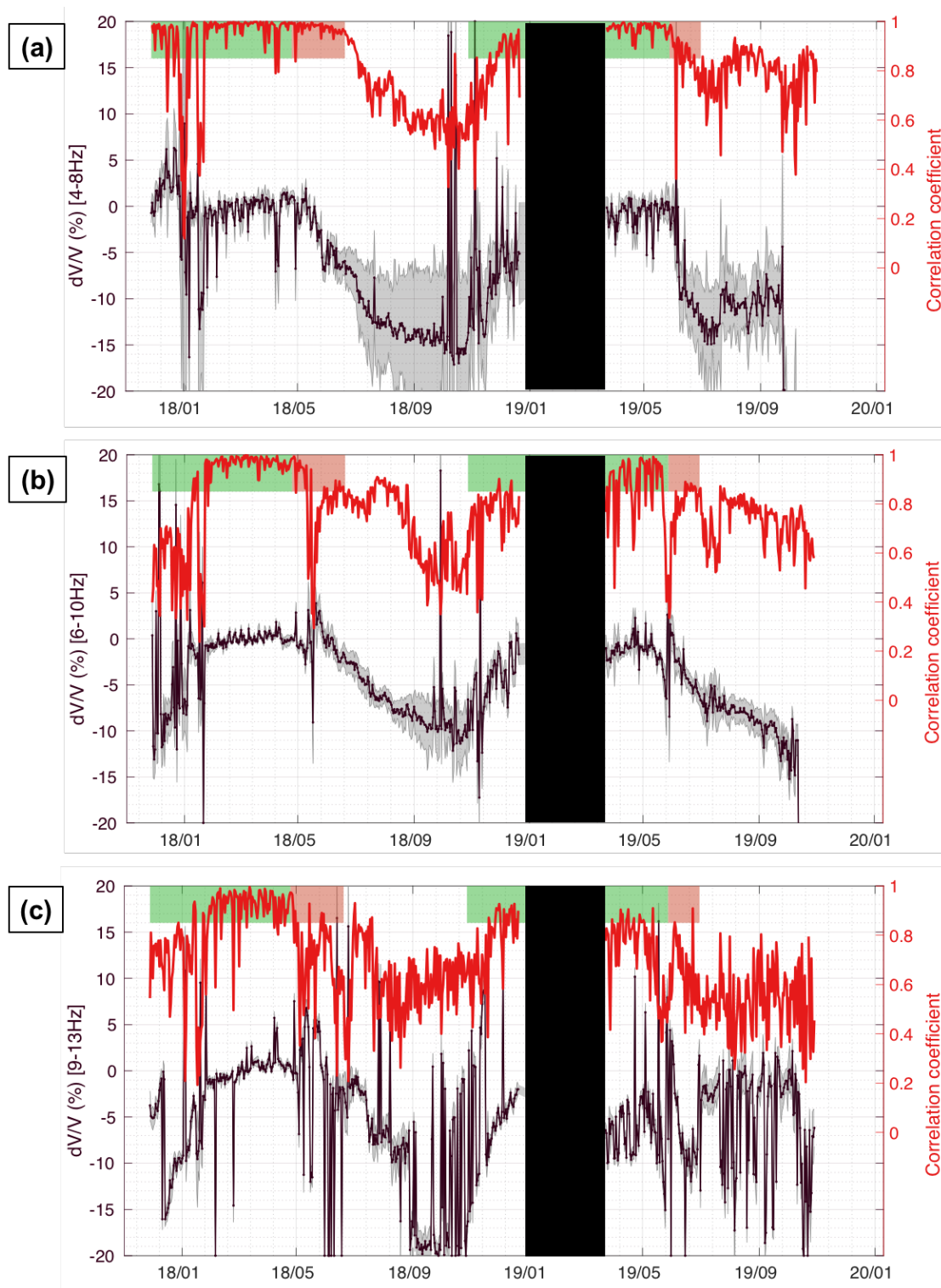


Figure 30 : Résultats de l'intercorrélation du bruit du sismique ambiant au glacier rocheux du Laurichard (capteurs C00 et C05) pendant les deux premières années de mesure (2018-2019), avec la variation relative de la vitesse de propagation des ondes de surface ( $dV/V$ , en noir) et le coefficient de corrélation  $CC$  (en rouge). Les fréquences utilisées sont respectivement [4-8Hz] (a), [6-10Hz] (b) et [9-13Hz] (c). La période de référence a été fixée en février-mars 2018 et la fenêtre temporelle utilisée pour le calcul est  $\pm[0,3-0,8]$ s ; les barres d'erreur du  $dV/V$  ont été calculées d'après (Weaver et al., 2011c). Les périodes de présence du manteau neigeux et les périodes de fonte sont marquées par des panneaux respectivement verts et rouges.

Cette régularité des résultats, tant à l'échelle spatiale (similarité entre les deux sites) que temporelle (plusieurs années), nous a encouragés à généraliser ceux-ci, et à en proposer une interprétation par des processus physiques internes aux glaciers rocheux, influant sur la propagation des ondes sismiques en leur sein. Ainsi, les variations saisonnières de vitesse des ondes de Rayleigh ont été analysées comme la signature des cycles de gel et dégel des couches de surface du glacier rocheux. De même, l'apparition d'une décorrélation brutale accompagnée d'une baisse de vitesse des ondes de Rayleigh, toutes deux synchronisées avec les périodes de fonte, ont été interprétées comme le résultat de la percolation de l'eau de fonte et des précipitations liquides au sein de la matrice rocheuse.

L'infiltration d'eau au sein de la matrice poreuse provoque un changement structurel au sein du glacier rocheux : en effet, l'eau agit comme diffuseur ou source secondaire de bruit sismique, et change ainsi le régime de diffusion des ondes de surface illuminant le milieu (voir partie 2.5). De plus, les variations de pression interstitielle peuvent être à l'origine de l'ouverture de fractures ou de fissures, réarrangeant ainsi la matrice de débris rocheux. Ces divers changements se répercutent alors sur la réponse impulsionnelle du milieu entre deux capteurs, et perturbent ainsi la forme de la coda servant précisément à évaluer le  $dV/V$  et le  $CC$ . Les variations brusques de ces observables (chute de  $dV/V$ , chute de  $CC$  et donc augmentation de la décorrélation  $K_d$ ) pendant les périodes de fonte sont donc interprétées comme des signatures du remplissage du glacier rocheux par l'eau de fonte. Cet effet de décorrélation est maximal en début de fonte, mais peut également durer tout au long de l'été, pour un retour progressif à la normale en fin d'automne et au début de l'hiver (voir courbes rouges sur Figure 30, pour le cas du Laurichard) ; cette observation est en cohérence avec les connaissances hydrologiques usuelles des glaciers rocheux (Duguay et al., 2015). En effet, le pic maximal de débit se situe généralement en période de fonte, avec l'apport de la fonte nivale du glacier rocheux mais aussi de l'ensemble du bassin versant en amont. Même si leur réponse hydrologique est souvent de l'ordre de quelques heures à quelques jours, les glaciers rocheux peuvent résurger tout au long de l'été, comme le montrent certaines observations (par exemple le suivi par webcam du glacier rocheux de Gugla) ; les fortes précipitations liquides sont alors la principale source d'apport en eau.

Pour localiser cet effet d'infiltration, on peut avoir recours aux noyaux de sensibilité calculés pour le  $dV/V$ , qui détermine la relation entre la fréquence des ondes de surface et la profondeur de pénétration de ces ondes dans le milieu (pour plus de détails, voir section 6). Au vu des résultats, la décorrélation observée en période de fonte est mesurée pour des gammes de fréquences variées (entre 4 et 14 Hz pour Gugla et Laurichard), laissant penser que la percolation de l'eau a lieu tant en surface qu'en profondeur. Cependant, la localisation de cet effet est difficile car l'eau n'est pas la seule cause de décorrélation : les changements de forme de la coda peuvent provenir de variations diverses des sources de bruit sismique (Le Breton et al., 2020), pouvant cacher des effets

locaux qu'il est difficile de déceler sans un réseau dense de capteurs, ni une analyse approfondie des sources de bruit.

Quant à la quantification des phénomènes hydrologiques observés à partir des grandeurs sismologiques mesurées, elle est également rendue difficile. En effet, la quantification de la variation de  $dV/V$  causée par le remplissage du milieu par l'eau de fonte a été réalisée à l'aide d'un modèle poro-élastique à deux phases (matrice rocheuse + eau) dans le cas du glacier rocheux de Gugla (voir partie 4.3) ; ces variations de  $dV/V$  modélisées sont de l'ordre de 2% dans la gamme de fréquence usuelle, ce qui n'est pas assez significatif pour différencier cet effet purement hydrologique des processus de dégel qui ont également lieu à cette période. Malgré la difficulté d'instrumentation, des données continues de température en profondeur permettraient de dater et localiser avec précision les phénomènes de dégel en profondeur (grâce à l'effet *zero-curtain*), et ainsi de mieux discriminer l'effet de l'eau liquide de l'effet de la glace au sein du glacier rocheux.

# 4 Approche poro-élastique des glaciers

## rocheux

Cette partie détaille le formalisme du modèle poro-élastique utilisé au cours de cette thèse, afin de quantifier les variations des propriétés élastiques des glaciers rocheux susceptibles d'expliquer les observations issues des différentes méthodes de suivi sismologique. Ce modèle sera utilisé et discuté dans les parties suivantes.

### 4.1 Modélisation d'un milieu biphasique : roche + eau

Comme présenté en introduction de ce manuscrit, les glaciers rocheux sont constitués de matériaux sédimentaires sous forme de débris rocheux plus ou moins grossiers, issus de l'érosion des parois environnantes. Ces milieux présentent une grande variété de constituants, plus ou moins consolidés, de granulométrie et de composition minéralogiques diverses et hétérogènes. De plus, l'espace vide laissé entre les particules rocheuses (qu'elles soient des blocs décimétriques ou des grains de sable millimétriques) sont généralement remplis de fluide (air ou eau) qui modifient les caractéristiques globales du milieu de façon significative. En outre, comme tout permafrost situé en région froide, la présence de glace, permanente ou non, ainsi que les cycles de gel et de dégel correspondants, ajoutent un composant solide essentiel au sein de ces espaces vides. Ainsi, un glacier rocheux peut être modélisé comme un milieu poreux constitué d'une matrice solide rocheuse, et dont les pores peuvent être remplis de plusieurs phases ou constituants : l'air, l'eau ou la glace. Suivant les proportions respectives de chacun de ces composants, les propriétés physiques du milieu poreux peuvent s'altérer de façon significative. Les ondes sismiques sont alors particulièrement adaptées pour investiguer le glacier rocheux, car elles sont sensibles aux propriétés élastiques et inertielles du milieu dans lequel elles se propagent. Il apparaît donc particulièrement intéressant de modéliser le glacier rocheux et les phénomènes physiques observés en sismologie par une approche poro-élastique qui tienne compte de la propagation des ondes sismiques au sein d'un milieu poreux.

Dans un premier temps, et après avoir rappelé le cadre général de l'élastodynamique permettant de calculer les vitesses de propagation des ondes dans un milieu continu élastique, nous nous intéresserons à la description de la modélisation poro-élastique d'un milieu biphasique (phase solide + phase liquide). Celle-ci nous a permis d'appliquer les résultats de la théorie de Biot-Gassmann au glacier rocheux de Gugla, afin d'estimer l'influence du remplissage de la couche active dégelée du glacier rocheux par l'eau de fonte sur les variations brusques des vitesses sismiques mesurées par notre dispositif lors des périodes estivales.

Dans un second temps, nous élargirons cette approche poro-élastique aux spécificités des milieux de permafrost, en prenant en compte la glace interstitielle présente dans les pores : cette phase solide nécessite en effet une modélisation particulière du fait de l'interaction de celle-ci avec la matrice rocheuse, laquelle sera décrite en détail. Utilisant également la théorie de Biot-Gassmann, cette approche ajoute explicitement la présence de glace dans son formalisme. Les variations de vitesse de propagation des ondes sismiques en fonction de la proportion de glace sont ainsi mieux quantifiées, ce qui permet ensuite de modéliser le milieu poreux gelé tout au long de l'année, en prenant en compte le cycle de gel et de dégel qu'il subit. Ce modèle est ainsi appliqué aux deux sites d'étude, à savoir le glacier rocheux de Gugla (Suisse) et le glacier rocheux du Laurichard (France) ; l'utilisation des résultats et l'intérêt de cette approche seront enfin discutés dans une dernière section.

#### 4.1.1 Elastodynamique

Usuellement, la propagation des ondes sismiques dans les milieux continus de la surface terrestre est étudiée dans le cadre de l'approximation de l'élastodynamique linéaire (Lamb, 1904). L'équation d'onde régissant l'évolution du champ de déplacement en temps et en espace est ainsi déduite de deux lois physiques : la conservation de la quantité de mouvement d'après le principe fondamental de la dynamique (2<sup>e</sup> loi de Newton) d'une part, et l'hypothèse de linéarité entre le déplacement et la déformation (valable pour les petits déplacements, et donc dans le cadre des ondes étudiées) d'autre part. Le lien entre déformation et contraintes est décrit par la rhéologie du milieu (loi de Hooke), mettant en jeu des paramètres élastiques qui caractérisent la résistance au mouvement du matériau, sous l'effet de l'application de contraintes normales ou tangentielles.

Dans le cadre d'une approximation 2D dans un plan  $(x, z)$  (invariance selon une direction d'espace), et en sélectionnant uniquement les modes de vibration pour lesquels les ondes sont polarisées dans le plan de propagation, le système de l'élastodynamique s'écrit ainsi :

$$\begin{cases} \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \\ \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \end{cases}$$

$$\begin{cases} \sigma_{xx} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial u_z}{\partial z} \\ \sigma_{zz} = \lambda \frac{\partial u_x}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u_z}{\partial z} \\ \sigma_{xz} = \mu \left( \frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \end{cases}$$

avec  $u_x$  et  $u_{xz}$  les composantes horizontales et verticales du champ de déplacement, et  $\sigma$  le champ tensoriel des contraintes. Parmi les paramètres physiques, on trouve la masse volumique inertielle  $\rho$  (aussi appelée densité dans la suite), ainsi que les paramètres élastiques de Lamé reliés au module de compression  $\lambda$  et au module de cisaillement  $\mu$  (également noté usuellement  $G$ ).

En appliquant une transformation de Fourier au système harmonique correspondant, on obtient le système différentiel dans le domaine fréquentiel suivant (en notant  $\omega$  la pulsation) :

$$\begin{cases} \nabla \cdot \tau = -\omega^2 \rho \vec{u}, \\ \tau = \lambda \nabla \cdot \vec{u} \mathbf{I} + G \left[ \nabla \vec{u} + (\nabla \vec{u})^t - \frac{2}{3} \nabla \cdot \vec{u} \mathbf{I} \right] \end{cases}$$

Ce système d'équations peut être résolu en séparant plusieurs types d'ondes de volume : les ondes de compression (ondes P, vitesse  $V_p$ ) qui vibrent dans la direction de propagation, et les ondes de cisaillement (ondes S, vitesse  $V_s$ ) vibrant orthogonalement à la direction de propagation. Par la résolution du système, on obtient directement la vitesse de ces ondes élastiques :

$$\begin{cases} V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2G}{\rho}} \\ V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \end{cases}$$

En situation de surface libre (le plan  $z = 0$  par exemple), les ondes P et S interfèrent entre elles de façon constructive, et produisent alors des ondes de surface de deux types : les ondes de Love (produit de l'interférence entre ondes P et ondes S horizontales, se propageant dans le plan horizontal) et les ondes de Rayleigh (produit de l'interférence entre ondes P et ondes S verticales, se propageant dans le plan vertical et oscillant selon un mouvement elliptique). Ces ondes de surface sont dispersives : leur vitesse de propagation dépend de la fréquence  $\omega$ .

#### 4.1.2 Poro-élastodynamique : théorie de Biot-Gassmann

La théorie de Biot-Gassmann (Biot, 1956; Gassmann, 1951) utilise les lois de l'élastodynamique énoncées ci-dessus pour appliquer celles-ci aux milieux poreux constitués de deux phases : une matrice solide au sein de laquelle se trouvent des pores entièrement remplis par une phase fluide (liquide ou gaz).

En préalable de son application, cette théorie requiert des hypothèses supplémentaires :

- La longueur d'onde doit être grande devant les dimensions du volume élémentaire représentatif du milieu poreux ;

- Les déplacements sont de petite amplitude pour les phases solide et fluide ;
- La phase fluide est continue, la porosité est isotrope (elle ne dépend pas de la direction) et le milieu est saturé (pas de vides) ;
- La matrice solide est élastique et isotrope ;
- Tout couplage thermomécanique ou électrocinétique est négligé.

En combinant les équations classiques de l'élastodynamique avec celles de la mécanique des fluides, (Pride et al., 1992) propose alors une écriture du système dans le domaine fréquentiel comme suit :

$$\begin{cases} \nabla \cdot \boldsymbol{\tau} = -\omega^2(\rho \vec{u} + \rho_f \vec{w}) \\ \boldsymbol{\tau} = [K_U \nabla \cdot \vec{u} + C \nabla \cdot \vec{w}] \mathbf{I} + G [\nabla \vec{u} + (\nabla \vec{u})^t - \frac{2}{3} \nabla \cdot \vec{u} \mathbf{I}] \\ -P_f = C \nabla \cdot \vec{u} + M \nabla \cdot \vec{w} \\ -\nabla P_f = -\omega^2(\rho_f \vec{u} + \tilde{\rho}(\omega) \vec{w}) \end{cases}$$

On retrouve la dynamique et les lois de comportement des solides, avec le tenseur des contraintes  $\boldsymbol{\tau}$ , tandis que la grandeur  $P_f$  définit la pression interstitielle du fluide. Le vecteur  $\vec{u}$  représente le champ de déplacement moyen du volume élémentaire du milieu poreux, correspondant à celui de la matrice rocheuse, tandis que le vecteur  $\vec{w}$  désigne le déplacement relatif du solide par rapport au fluide. Les paramètres physiques ( $K_U, G, C, M, \rho_f, \rho, \tilde{\rho}(\omega)$ ) sont considérés invariants dans le temps, et caractérisent le milieu poreux dans l'espace ; leur définition est précisée dans la suite.

### 4.1.3 Paramétrisation

Les paramètres physiques macroscopiques utilisés dans les équations du modèle Biot-Gassmann ci-dessus peuvent être regroupés en deux catégories :

- Les paramètres élastiques : les modules liés à la compressibilité de la matrice solide ( $K_U$ ) et à son cisaillement ( $G$ ), le module lié à l'interaction entre les phases solide et fluide, nommé usuellement module de Biot ( $C$ ), ainsi que le module de rétention fluide ( $M$ ) ;
- Les paramètres inertiels, ou de densité : la masse volumique moyenne du milieu ( $\rho$ ), la masse volumique du fluide ( $\rho_f$ ) ainsi que le terme dissipatif de résistance à l'écoulement ( $\tilde{\rho}(\omega)$ ), qui est le seul terme complexe et dépendant de la fréquence.

Ces paramètres résultent d'une étape d'homogénéisation, par laquelle les paramètres propres aux différentes phases (solide et liquide) sont combinés pour décrire, à l'échelle



macroscopique, le milieu poreux homogène équivalent. Plusieurs méthodes peuvent mener à cette homogénéisation, selon le processus d'association des phases solide et liquide choisi ; nous avons retenu celle présentée par (Pride, 2005).

Les paramètres relatifs aux grains qui composent la phase solide sont les modules élastiques  $(K_S, G_S)$  et la masse volumique (ou densité)  $\rho_S$ . Pour en déduire les paramètres correspondants de la matrice (ou squelette) solide, il est nécessaire de procéder à une phase d'homogénéisation passant de l'échelle microscopique des grains solides à l'échelle macroscopique adaptée à la matrice. Pour cela, il faut tenir compte de l'association des grains en un squelette drainé (dont les pores sont vides), et donc des paramètres associés à l'arrangement des grains, leur géométrie et leur cimentation : la porosité  $\phi$ , la perméabilité intrinsèque  $k_0$ , et un paramètre de consolidation  $c_s$ . Cette homogénéisation peut s'effectuer par plusieurs techniques empiriques, selon les hypothèses adaptées au milieu (consolidé ou non, type d'arrangement des grains,...). Cette étape n'ayant pas dû être appliquée dans la suite, elle ne fera pas l'objet d'une description détaillée. Dans tous les cas, elle fournit alors les paramètres élastiques homogénéisés propres à la matrice solide drainée (sèche) : le module de compression ( $K_D$ ) et le module de cisaillement ( $G_D$  ou  $G$ ).

La dernière étape de paramétrisation consiste à associer maintenant la phase fluide à la matrice solide. Les paramètres physiques liés à cette phase fluide sont le module élastique de compression  $K_f$ , la masse volumique du fluide  $\rho_f$  et la viscosité du fluide  $\eta$ .

Classiquement, la densité du milieu poreux  $\rho$  peut être définie comme moyenne arithmétique des masses volumiques des différentes phases en jeu, pondérées par leur fraction volumique :

$$\rho = (1 - \phi)\rho_s + \phi\rho_f$$

Le terme dissipatif lié aux interactions visqueuses du fluide avec la matrice solide se manifeste à travers la perméabilité dynamique  $k(\omega)$  du milieu. Ce terme présente une partie imaginaire (car le mouvement du fluide et celui de la matrice solide ne sont pas nécessairement en phase) et dépend de la fréquence comme suit (Auriault et al., 1985; Johnson et al., 1987) :

$$k(\omega) = \frac{k_0}{\sqrt{1 - i \frac{4\omega}{n_j \omega_c} - i \frac{\omega}{\omega_c}}}$$

avec  $n_j$  un nombre adimensionné dépendant de la géométrie des pores, égal à 8 pour la plupart des applications (Pride, 2005). La pulsation de coupure  $\omega_c$ , qui dépend de la perméabilité intrinsèque du solide  $k_0$ , d'un paramètre noté  $F$  lié à la tortuosité (quantité adimensionnelle rendant compte de la complexité de cheminement du fluide dans les pores, par rapport à un trajet rectiligne), et des paramètres du fluide ( $\rho_f, \eta$ ), est quant à elle définie ainsi :

$$\omega_c = \frac{\eta}{\rho_f F k_0}$$

Les paramètres physiques macroscopiques du milieu poreux peuvent également être explicités (Pride, 2005) :

$$\left\{ \begin{array}{l} K_U = \frac{K_D + [1 - (1 + \phi) K_D / K_S] K_f / \phi}{1 + \Delta} \\ C = \frac{(1 - K_D / K_S) K_f / \phi}{1 + \Delta} \\ M = \frac{K_f / \phi}{1 + \Delta} \end{array} \right.$$

où  $\Delta$  désigne un paramètre adimensionné, défini comme suit :

$$\Delta = \frac{1 - \phi}{\phi} \frac{K_f}{K_S} \left( 1 - \frac{K_D}{(1 - \phi) K_S} \right)$$

En résumé, ces étapes d'homogénéisation ont permis de modéliser le milieu poreux biphasique (solide + fluide) grâce à des paramètres macroscopiques  $(K_U, G, C, M, \rho_f, \rho, \tilde{\rho}(\omega))$ , que l'on a déduit de paramètres intermédiaires  $(K_D, G, \phi, k_0)$ , eux-mêmes reliés à ceux décrivant les phases microscopiques « pures »  $(K_S, G_S, \rho_S, K_f, \eta, \rho_f)$ . Le système d'équations poro-élastodynamique peut donc être appliqué à ce milieu poreux équivalent.

#### 4.1.4 Solutions du modèle

La résolution du système poro-élastodynamique appliqué au milieu poreux biphasique de la théorie Biot-Gassmann mène à plusieurs types d'ondes élastiques de volume : deux ondes de compression et une onde de cisaillement, qui ont toutes été observées expérimentalement (Plona, 1980). Une deuxième onde de compression apparaît donc en milieu poreux biphasique, par rapport à un milieu élastique homogène classique (voir partie antérieure, 4.1.1) : on l'appelle usuellement onde de Biot (ou « slow P-wave », par opposition à la première onde de compression « fast P-wave »), et se révèle diffusive ou propagative selon la fréquence.

La lenteur de ces ondes P (notée  $s$  pour « slowness ») est exprimée ci-dessous (Pride, 2005) :

$$\left\{ \begin{array}{l} s_P^2(\omega) = \gamma(\omega) - \sqrt{\gamma^2(\omega) - \frac{4(\rho \tilde{\rho}(\omega) - \rho_f^2)}{HM - C^2}} \\ s_{Biot}^2(\omega) = \gamma(\omega) + \sqrt{\gamma^2(\omega) - \frac{4(\rho \tilde{\rho}(\omega) - \rho_f^2)}{HM - C^2}} \end{array} \right.$$

avec comme paramètres :

$$\gamma(\omega) = \frac{\rho M + \tilde{\rho}(\omega)H - 2\rho_f C}{HM - C^2}, \quad H = K_U + \frac{4}{3}G$$

La lenteur de l'onde S de cisaillement est également exprimée ainsi :

$$s_S^2(\omega) = \frac{\rho - \rho_f^2/\tilde{\rho}(\omega)}{G}$$

Ces lenteurs dépendent toutes de la pulsation  $\omega$ , et contiennent une partie imaginaire introduite par le terme dissipatif  $\tilde{\rho}(\omega)$  qui modélise l'atténuation des ondes poro-élastiques due à la friction entre le fluide et la matrice rocheuse. Les vitesses de phase sont alors définies comme l'inverse de la partie réelle de la lenteur, soit :

$$V_{P,Biot,S}(\omega) = \frac{1}{\text{Re}(s_{P,Biot,S}(\omega))}$$

Dans le cas d'un milieu poreux partiellement saturé en eau, elles peuvent être exprimées en fonction du niveau de saturation en eau, noté  $s$ . Ce niveau de saturation est pris en compte empiriquement dans les équations en modifiant la valeur des propriétés du fluide comme suit :

$$\begin{aligned} \rho_f &= s\rho_{water} + (1-s)\rho_{air} \\ K_f &= s^5(K_{water} - K_{air}) + K_{air} \end{aligned}$$

Il est donc possible d'obtenir l'évolution des vitesses de propagation des ondes P (« fast P-wave ») et S ( $V_p, V_s$ ) en fonction du niveau de saturation en eau liquide dans les pores  $s$ , lequel peut varier continûment entre  $s = 0$  (pores totalement remplis d'air) et  $s = 1$  (pores totalement remplis d'eau, milieu saturé).

De façon générale, on observe une décroissance légère de  $V_s$  avec le niveau de saturation en eau : le remplissage des pores par l'eau diminue le module effectif de cisaillement du milieu équivalent, ce qui est cohérent avec l'absence de contribution de l'eau à la propagation des ondes de cisaillement. En revanche, l'évolution de  $V_p$  est plus complexe : pour un niveau de saturation faible, on constate une légère décroissance de la vitesse avant de passer par un minimum, puis une forte augmentation pour un niveau de saturation élevé. La vitesse des ondes de compression est toujours largement plus élevée pour un milieu saturé ( $s = 1$ ) que celle pour un milieu drainé  $s = 0$ , rendant compte de la contribution positive de l'eau à la propagation d'une onde de compression.

La théorie de Biot-Gassmann nous a donc permis d'évaluer quantitativement l'effet du remplissage d'une matrice solide poreuse par de l'eau liquide : c'est précisément cet effet que nous avons étudié dans une modélisation poro-élastique du glacier rocheux de Gugla.

### 4.1.5 Application au glacier rocheux de Gugla (Suisse)

Nous avons appliqué ce modèle de Biot-Gassmann biphasique au glacier rocheux de Gugla (Suisse) (Guillemot et al., 2020b). Il s’agit alors de modéliser le glacier rocheux environnant les capteurs sismiques utilisés comme un milieu poreux composé d’une matrice solide composée de blocs rocheux, et de pores remplis d’air ou d’eau liquide. L’objectif principal de cette modélisation est la quantification précise de l’influence de l’eau liquide s’infiltrant dans le glacier rocheux sur la vitesse de propagation des ondes de Rayleigh, dont les variations relatives  $dV/V$  sont mesurées précisément par intercorrélations de bruit sismique (voir (Guillemot et al., 2020b) ou partie 3.1.4 pour les détails de la méthode). En effet, nous avons observé sur ce site des baisses brutales de  $dV/V$  lors des périodes de fonte, qui sont supposées manifester l’infiltration de l’eau de fonte au sein du glacier rocheux. Cette hypothèse a donc été modélisée par cette approche poro-élastique pour expliquer quantitativement les variations observées.

Ainsi, le milieu délimité par les capteurs sismiques C1 et C2 de Gugla a été caractérisé en plusieurs étapes :

- l’épaisseur totale des débris sédimentaires composant le glacier rocheux a été estimée à environ 23 m par des mesures directes en forage (CREALP, 2016) ;
- les paramètres élastiques de la matrice solide rocheuse drainée ( $K_D, G$ ) ont été estimés indirectement grâce aux résultats de mesures géophysiques de sismique active réalisées sur le terrain en juillet 2017. Ceux-ci fournissent une tomographie des vitesses de propagation des ondes sismiques P et S (respectivement  $V_p$  et  $V_s$ ), de laquelle est extrait un profil moyen  $(V_p(z), V_s(z))$  en fonction de la profondeur, représentatif du milieu entre les capteurs sismiques C1 et C2. En supposant que ce profil, établi à mi-juillet 2017 en période sèche, est valable pour une matrice dégelée et relativement drainée (pas de glace dans les pores, et un niveau de saturation en eau égal à  $s = 0.2$  dans la couche active, nul ailleurs), et en estimant une porosité moyenne décroissant avec la profondeur ( $\phi = 0.35$  dans la couche active, et  $\phi = 0.25$  ailleurs), le modèle de Biot-Gassmann à deux phases (solide + eau) a été inversé afin de déterminer les deux derniers paramètres indépendants manquants, à savoir les modules élastiques de la matrice rocheuse sèche ( $K_D, G$ ), également notés  $(K_{sm}, G_{sm})$ .

Une fois tous les paramètres  $K_D, G, \phi, k_0, \rho_f, \rho, \tilde{\rho}(\omega)$  connus en fonction de la profondeur, le milieu a été sous-échantillonné en couches de 50 cm d’épaisseur. Nous avons ensuite appliqué le modèle de Biot-Gassmann afin de déterminer, pour chaque couche, l’évolution de la vitesse de l’onde P (« fast P-wave ») et celle de la vitesse de l’onde S en fonction du niveau de saturation en eau liquide, respectivement  $V_p(s)$  et  $V_s(s)$ .

Pour modéliser le remplissage du glacier rocheux par l’eau liquide, nous avons considéré deux états pour chaque couche :

- un état « sec » correspondant à l'état de saturation faible (égal à  $s = 0.2$  dans la couche active, nul ailleurs), pour lequel les valeurs  $V_p$  et  $V_s$  sont déjà estimées par la prospection géophysique ;
- un état « saturé » correspondant à un remplissage total des pores par l'eau liquide (saturation  $s = 1$ ), pour lequel les valeurs  $V_p$  et  $V_s$  sont estimées par le modèle poro-élastique décrit ci-dessus.

Nous avons ensuite fait varier la profondeur d'une interface séparant les couches à l'état sec (au-dessus de l'interface) des couches à l'état saturé (en-dessous de l'interface), et ce au sein de chaque partie du glacier rocheux (couche active, couche de permafrost riche en glace, couche de permafrost pauvre en glace). Pour chaque profondeur de l'interface, un nouveau profil sismique ( $V_p(z), V_s(z), \rho(z)$ ) est donc estimé. Une courbe de dispersion du mode fondamental des ondes de Rayleigh peut alors être calculée pour ce profil, via le logiciel Geopsy (Wathelet et al., 2004). Cette courbe de dispersion est alors comparée à celle correspondant à un état de référence estival « sec », pour en calculer les valeurs de  $dV/V$  en fonction de la fréquence. Ces  $dV/V$  modélisés représentent donc l'influence théorique de l'infiltration de l'eau de fonte au sein du glacier rocheux sur les grandeurs observables par intercorrélacion de bruit sismique ambiant, à savoir les variations relatives de vitesses des ondes de Rayleigh (voir (Guillemot et al., 2020b) ou partie 3.1.4 pour plus de détails sur la méthode).

Les résultats confirment une baisse de vitesse ( $dV/V < 0$ ) pour la gamme de fréquences investiguée (entre 2 et 14Hz) lorsque l'eau remplit les pores, suggérant alors une prépondérance de l'augmentation de densité sur l'augmentation de rigidité induites par l'ajout de la phase liquide. Les ordres de grandeur sont cohérents avec les baisses de  $dV/V$  observées entre 10 et 14Hz lors des périodes de fonte. À cette gamme de fréquences, les variations de  $dV/V$  modélisées sont maximales ( $dV/V \sim 1\%$ ) pour une infiltration d'eau au sein de la couche active (entre 0 et 4,5 m de profondeur) (Guillemot et al., 2020b) ; en revanche, elles sont en-dessous du seuil de détection pour des profondeurs plus importantes. Nous en concluons que les chutes de vitesse mesurées sur le glacier rocheux de Gugla en période de fonte sont dues principalement à l'infiltration de l'eau liquide au sein de la couche active. Cette étude n'exclut pas une infiltration d'eau plus profonde dans le milieu, mais la méthode d'intercorrélacion de bruit sismique ne permet pas de détecter celle-ci de façon univoque.

L'approche poro-élastique a donc permis de modéliser l'effet de l'eau liquide s'infiltrant dans la matrice de débris rocheux sur la vitesses des ondes sismiques. Cette modélisation a permis de conforter l'hypothèse de détection et de localisation de l'infiltration de l'eau de fonte dans les glaciers rocheux au moyen d'une instrumentation de sismique passive. En effet, la mesure de variations rapides de vitesse sismique ( $dV/V$ ) à haute fréquence n'est sensible qu'à la zone superficielle correspondant à la couche active ; en périodes estivale, seul le contenu en eau peut y varier fortement. En revanche, ce modèle est partiel pour une étude à l'échelle annuelle : il ne prend pas en compte la présence de

glace dans les pores, laquelle peut jouer un rôle significatif au sein d'une zone de permafrost suivie tout au long de l'année.

## 4.2 Modélisation de permafrost : roche + eau + glace

Cette partie a pour objectif de modéliser la propagation des ondes sismiques dans un milieu de permafrost et ainsi que calculer leurs vitesses de propagation selon les proportions respectives de glace ou d'eau présentes dans les pores. Pour cela, un modèle de Biot-Gassmann généralisé à 3 phases a été utilisé, puis appliqué à l'étude des glaciers rocheux et des processus de gel et dégel qu'ils subissent chaque année.

### 4.2.1 Prise en compte de la glace dans la matrice solide

La transformation de la neige ou de l'eau interstitielles en glace, et plus généralement la présence de glace dans les pores du milieu poreux, a une grande incidence sur les vitesses de propagation des ondes élastiques (Timur, 1968). Pour quantifier cet effet, plusieurs expérimentations ont eu lieu en laboratoire : toutes observent une augmentation brutale des vitesses lorsque la température descend sous le point de fusion à 0°C, due à une augmentation de rigidité causée par la glace formée. Plusieurs modèles ont également tenté de rendre compte de cet effet. Parmi eux, Leclaire et al., 1994 propose une théorie inspirée du modèle de Biot-Gassmann, en incluant explicitement une troisième phase consistant en une matrice solide composée de glace. Cette théorie, appliquée tant aux milieux consolidés que non consolidés, prévoit alors trois types d'ondes de compression et deux types d'ondes de cisaillement.

L'hypothèse fondamentale qui sous-tend ce modèle est la présence simultanée des trois phases composant le milieu poreux : la matrice solide rocheuse contient des pores qui sont eux-mêmes totalement remplis par une phase d'eau liquide et une autre phase de glace, formant une autre matrice solide. Usuellement, la porosité du milieu  $\phi$  est définie par le rapport entre le volume des pores et le volume total du matériau. La proportion volumique de chaque phase peut également être définie avec les indices respectifs ( $s$  pour solide rocheux,  $i$  pour glace et  $w$  pour eau liquide). Nous avons donc :

$$\begin{cases} \phi = 1 - \phi_s \\ \phi_s + \phi_i + \phi_w = 1 \end{cases}$$

Les paramètres inertiels et élastiques des trois phases « pures » sont considérés constants et homogènes. Nous avons choisi de reprendre les valeurs données par l'exemple de Carcione and Seriani, 1998 (Tableau 1) : celui-ci considère une phase solide composée de cristaux de quartz, ce qui ne diffère pas significativement des roches cristallines (gneiss ou granite) composant les débris rocheux solides des glaciers rocheux étudiés.

Tableau 1 : valeurs des paramètres élastiques et inertiels des différentes phases pures utilisées dans la modélisation poro-élastique à trois phases, d'après Carcione and Seriani, 1998.

	<b>K (GPa)</b>	<b><math>\mu</math> (GPa)</b>	<b>Density (kg/m<sup>3</sup>)</b>
<b>Solid (quartz)</b>	$K_s = 38,7$	$\mu_s = 39,6$	$\rho_s = 2650$
<b>Ice</b>	$K_i = 8,58$	$\mu_i = 3,32$	$\rho_i = 920$
<b>Water</b>	$K_w = 2,25$	-	$\rho_w = 1000$

Notons que cette théorie fait l'hypothèse qu'il n'existe aucun contact entre la matrice solide rocheuse et la matrice solide de glace, du fait de l'existence d'une fine pellicule d'eau liquide qui recouvre chaque cristal de glace. Néanmoins, Carcione and Seriani, 1998 propose de tenir compte de l'effet de cimentation de la glace, observé en laboratoire (Jacoby et al., 1996), par une méthode d'homogénéisation empirique des paramètres qui sera détaillée dans la suite.

#### 4.2.2 Homogénéisation des paramètres

L'homogénéisation des paramètres du modèle consiste à obtenir des valeurs homogènes des paramètres inertiels et élastiques valables à une échelle spatiale suffisamment grande pour qu'elle rende compte des caractéristiques moyennes d'un milieu hétérogène. Dans notre étude, il s'agit de calculer la densité et les paramètres élastiques moyens du milieu étudié, à partir de ceux des constituants des trois phases différentes (roche, glace, eau). Parmi les nombreuses méthodes d'homogénéisation à disposition pour cette étape, nous avons choisi d'adopter également celle présentée dans Carcione and Seriani, 1998 qui semble adaptée à rendre compte des valeurs expérimentales mesurées sur du grès gelé de type Berea.

L'homogénéisation peut se décomposer en plusieurs étapes :

- Homogénéisation des phases rocheuse et glacée, pour en extraire les paramètres élastiques ( $K', G'$ ) d'une matrice solide (roche + glace). Pour cela, le temps de propagation total  $t_{tot}$  est estimé comme la moyenne arithmétique des temps de propagation dans chacune des deux phases, pondérée par leur proportion respective (relation de Wyllie). Ainsi, nous obtenons :

$$t_{tot} = \frac{\phi_s}{\phi_s + \phi_i} t_s + \frac{\phi_i}{\phi_s + \phi_i} t_i$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{1}{V'_P} = \frac{\phi_s}{\phi_s + \phi_i} \frac{1}{V'_{P,s}} + \frac{\phi_i}{\phi_s + \phi_i} \frac{1}{V'_{P,i}} \\ \frac{1}{V'_S} = \frac{\phi_s}{\phi_s + \phi_i} \frac{1}{V'_{S,s}} + \frac{\phi_i}{\phi_s + \phi_i} \frac{1}{V'_{S,i}} \end{array} \right.$$

De plus, pour tenir compte de l'effet de cimentation de la glace sur la matrice rocheuse dû au contact entre les grains solides, les modules élastiques respectifs ont été légèrement augmentés, au moyen d'un ensemble de coefficients de consolidation  $(c_1, c_3, g_1, g_3)$ . Ces coefficients sont présentés comme suit :

$$c_1 = \frac{K_{sm}}{\phi_s K_s} ; c_3 = \frac{K_{im}}{\phi_i K_i} ; g_1 = \frac{\mu_{sm}}{\phi_s \mu_s} ; g_3 = \frac{\mu_{im}}{\phi_i \mu_i}$$

avec les modules de compressibilité et de cisaillement des phases pures de roche  $(K_{sm}, \mu_{sm})$  et de glace  $(K_{im}, \mu_{im})$  évalués comme indiqué dans Carcione and Seriani, 1998.

Ainsi, les vitesses  $V_p$  et  $V_s$  dans les phases roche et glace sont légèrement modifiées.

Les expressions deviennent donc :

$$V'_P = \left\{ \frac{\phi_s}{\phi_s + \phi_i} \left[ \frac{1}{\rho_s} \left( \frac{K_s}{1 - c_1} + \left( \frac{4}{3} \right) \frac{\mu_s}{1 - g_1} \right) \right]^{-1/2} + \frac{\phi_i}{\phi_s + \phi_i} \left[ \frac{1}{\rho_i} \left( \frac{K_i}{1 - c_3} + \left( \frac{4}{3} \right) \frac{\mu_i}{1 - g_3} \right) \right]^{-1/2} \right\}^{-1}$$

$$V'_S = \left\{ \frac{\phi_s}{\phi_s + \phi_i} \left[ \frac{1}{\rho_s} \left( \frac{\mu_s}{1 - g_1} \right) \right]^{-1/2} + \frac{\phi_i}{\phi_s + \phi_i} \left[ \frac{1}{\rho_i} \left( \frac{\mu_i}{1 - g_3} \right) \right]^{-1/2} \right\}^{-1}$$

Les modules élastiques de la matrice solide sont déduits de ces vitesses de propagation *via* leur définition classique :

$$\left\{ \begin{array}{l} V'_P = \sqrt{\frac{K' + \frac{4}{3}\mu'}{\rho'}} \\ V'_S = \sqrt{\frac{\mu'}{\rho'}} \end{array} \right.$$

avec

$$\rho' = \frac{\phi_s \rho_s + \phi_i \rho_i}{\phi_s + \phi_i}$$



ce qui mène à

$$\begin{cases} K' = \frac{\phi_s \rho_s + \phi_i \rho_i}{\phi_s + \phi_i} \left( V_P'^2 - \frac{4}{3} V_S'^2 \right) \\ \mu' = \frac{\phi_s \rho_s + \phi_i \rho_i}{\phi_s + \phi_i} V_S'^2 \end{cases}$$

Nous obtenons ainsi les modules élastiques de la matrice solide (roche + glace) homogénéisée.

- Une seconde étape d'homogénéisation est ensuite nécessaire pour prendre en compte la phase d'eau liquide contenue dans les pores. Pour cela, on intègre le module de compression  $K_w$  et la viscosité  $\eta_w$  du fluide aux modules élastiques de la matrice solide (roche + glace) précédemment déterminés. On utilise alors la relation de Wood (Wood, 1949), qui moyenne les inverses des modules des diverses phases en jeu, pondérées par leur proportion volumétrique respective. Ainsi, nous avons :

$$\begin{cases} K_{av} = \left( \frac{1 - \phi_w}{K'} + \frac{\phi_w}{K_w} \right)^{-1} \\ \mu_{av} = \left( \frac{1 - \phi_w}{\mu'} + \frac{\phi_w}{2\omega\eta_w} \right)^{-1} \end{cases}$$

Il est à noter que la phase d'eau liquide contribue au cisaillement par un terme dissipatif mettant en jeu la viscosité de l'eau  $\eta_w$  et la fréquence de l'onde  $\omega$ . Finalement, nous obtenons donc des modules de compression et de cisaillement moyens du milieu homogénéisé ( $K_{av}, G_{av}$ ), constitué des différentes phase (roche + glace + eau). Ces valeurs sont alors utilisées dans le modèle de Biot-Gassmann à trois phases présenté dans la suite, afin de calculer les vitesses de propagation des ondes dans le milieu poreux modélisé.

### 4.2.3 Modèle de Biot-Gassmann à trois phases

La théorie présentée par [Leclaire et al., 1994](#) étend le modèle de Biot-Gassmann aux milieux poreux gelés. Elle tient compte explicitement de la phase solide gelée, en intégrant les paramètres de la glace à ceux utilisés dans la théorie originelle (Pride, 2005). Les coefficients utilisés peuvent être rassemblés en une matrice de rigidité d'une part, et une matrice de densité d'autre part. La matrice de rigidité contient tous les coefficients

élastiques, rassemblant tous les termes de rigidité s'opposant au mouvement de compression  $R_{ij}$  et de cisaillement  $\mu_{ij}$ .

$$\begin{aligned} R_{11} &= [(1 - c_1)\phi_s]^2 K_{av} + K_{sm} + \frac{4}{3} \{[(1 - g_1)\phi_s]^2 \mu_{av} + \mu_{sm}\} \\ R_{12} &= [(1 - c_1)\phi_s] \phi_w K_{av} \\ R_{22} &= \phi_w^2 K_{av} \\ R_{23} &= [(1 - c_3)\phi_i] \phi_w K_{av} \\ R_{33} &= [(1 - c_3)\phi_i]^2 K_{av} + K_{im} + \frac{4}{3} \{[(1 - g_3)\phi_i]^2 \mu_{av} + \mu_{im}\} \end{aligned}$$

$$\mu_1 = [(1 - g_1)\phi_s]^2 \mu_{av} + \mu_{sm}$$

$$\mu_3 = [(1 - g_3)\phi_i]^2 \mu_{av} + \mu_{im}$$

La matrice de densité  $\rho_{ij}$  regroupe tous les coefficients inertiels, intrinsèquement liés à la quantité de mouvement contribuant au déplacement en compression ou cisaillement. Ses termes s'écrivent comme suit :

$$\begin{aligned} \rho_{11} &= \phi_s \rho_s + (a_{12} - 1) \phi_w \rho_w - i b_1 / \omega \\ \rho_{12} &= -(a_{12} - 1) \phi_w \rho_w + i b_1 / \omega \\ \rho_{22} &= (a_{12} + a_{23} - 1) \phi_w \rho_w + i (b_1 + b_3) / \omega \\ \rho_{23} &= -(a_{23} - 1) \phi_w \rho_w + i b_1 / \omega \\ \rho_{33} &= \phi_i \rho_i + (a_{23} - 1) \phi_w \rho_w - i b_3 / \omega \end{aligned}$$

avec :

$$\begin{aligned} b_1 &= \eta_D \phi_w^2 / \kappa_s \\ b_3 &= \eta_D \phi_w^2 / \kappa_i \\ \kappa_s &= \kappa_{s0} \phi_w^3 / (1 - \phi_s)^3 \\ \kappa_i &= \kappa_{i0} [(1 - \phi_s) / \phi_i]^2 (\phi_w / \phi_s)^3 \\ a_{12} &= r_{12} (\phi_s \rho) / (\phi_w \rho_w) + 1 \\ a_{23} &= r_{23} (\phi_i \rho') / (\phi_w \rho_w) + 1 \\ \rho &= (\phi_w \rho_w + \phi_i \rho_i) / (\phi_w + \phi_i) \\ \rho' &= (\phi_w \rho_w + \phi_s \rho_s) / (\phi_w + \phi_s) \end{aligned}$$

Les paramètres intervenant dans la partie dissipative (viscosité dynamique de l'eau interstitielle  $\eta_D$ , perméabilités de la roche  $\kappa_{s0}$  et de la glace  $\kappa_{i0}$ ), tout comme les caractéristiques géométriques de l'interface entre la matrice solide et l'eau  $r_{12}$ , et de celle entre la glace et l'eau  $r_{23}$ , sont définis comme indiqué dans Carcione and Seriani, 1998.

Les équations de propagation des ondes mécaniques sont obtenues à l'aide du principe de Hamilton-Lagrange de moindre action. Leur résolution mène à l'existence de trois

ondes de compression et deux ondes de cisaillement, dont la vitesse dépend de plusieurs paramètres physiques fixés ou des modules élastiques homogénéisés.

Pour les ondes de compression, l'équation à résoudre en  $\Lambda$  s'écrit :

$$A\Lambda^3 - [\rho_{11}B + \rho_{22}C + \rho_{33}D - 2(R_{11}R_{23}\rho_{23} + R_{33}R_{12}\rho_{12})]\Lambda^2 + [bR_{11} + cR_{22} + dR_{33} - 2(\rho_{11}\rho_{23}R_{23} + \rho_{33}\rho_{12}R_{12})]\Lambda - a = 0$$

Les solutions en vitesse ( $V_p$ ) sont alors :

$$V_{p,i} = \frac{1}{\text{Re}(\sqrt{\Lambda_i})}, \quad i = 1,2,3$$

Pour les ondes de cisaillement, l'équation à résoudre en  $\Omega$  s'écrit :

$$\Omega^2 \rho_{22} \mu_1 \mu_3 - \Omega(\mu_1 b + \mu_3 d) + a = 0$$

Les solutions en vitesse ( $V_s$ ) sont alors :

$$V_{s,i} = \frac{1}{\text{Re}(\sqrt{\Omega_i})}, \quad i = 1,2$$

avec les coefficients des équations définis comme suit :

$$A = R_{11}R_{22}R_{33} - R_{23}^2R_{11} - R_{12}^2R_{33}$$

$$B = R_{22}R_{33} - R_{23}^2$$

$$C = R_{11}R_{33}$$

$$D = R_{11}R_{22} - R_{12}^2$$

$$a = \rho_{11}\rho_{22}\rho_{33} - \rho_{23}^2\rho_{11} - \rho_{12}^2\rho_{33}$$

$$b = \rho_{22}\rho_{33} - \rho_{23}^2$$

$$c = \rho_{11}\rho_{33}$$

$$d = \rho_{11}\rho_{22} - \rho_{12}^2$$

Dans la suite, seules les ondes de compression et de cisaillement les plus rapides seront sélectionnées : à la gamme de fréquences des ondes sismiques ( $< 40$  Hz) et à l'échelle spatiale de l'étude (plusieurs dizaines de mètres) pour une instrumentation classique de sismologie de subsurface, ce sont elles en effet qu'enregistrent en premier lieu les sismomètres utilisés dans la surveillance sismologique. Nous ne retiendrons donc que la valeur la plus élevée des solutions possibles de  $V_p$  et  $V_s$ , traitant ainsi uniquement des ondes sismiques les plus rapides et énergétiques.

## 4.3 Application aux glaciers rocheux

### 4.3.1 Paramétrisation du modèle

Le modèle de Biot-Gassmann à trois phases permet de modéliser un glacier rocheux comme un milieu poreux composé d'une matrice poreuse rocheuse remplie d'eau et de glace. Il a donc été appliqué à nos deux sites d'étude (voir partie 0) : le glacier rocheux de Gugla en Suisse (GUGL) et le glacier rocheux du Laurichard en France (LAUR). Pour chacun des cas, il a fallu contraindre au mieux le milieu environnant les capteurs sismiques :

- l'épaisseur totale des débris sédimentaires composant le glacier rocheux a été estimée par des mesures directes en forage pour Gugla (CREALP, 2016; Guillemot et al., 2020b), ou bien une combinaison de méthodes géophysiques et d'interpolation des lignes de niveau du bedrock pour Laurichard (voir partie 5.5.2 pour plus de détails) ;
- les paramètres élastiques de la matrice rocheuse sèche ( $K_{sm}, G_{sm}$ ) ont été estimés indirectement grâce aux résultats de mesures géophysiques de sismique active réalisées sur le terrain. Ceux-ci fournissent une tomographie des vitesses de propagation des ondes sismiques ( $V_p$  et  $V_s$ ), de laquelle est extrait un profil  $(V_p(z), V_s(z))$  en fonction de la profondeur, au niveau des capteurs sismiques étudiés. En supposant que ce profil a été établi en période relativement sèche et dégelée (pas de glace dans les pores, et un niveau de saturation en eau égal à 0.2 dans la couche active, nul ailleurs), et en estimant une porosité moyenne ( $\phi = 0.35$  dans la couche active, et  $\phi = 0.25$  ailleurs), le modèle de Biot-Gassmann à deux phases (solide + eau) a été inversé afin de déterminer les deux derniers paramètres indépendants manquants, à savoir les modules élastiques de la matrice rocheuse sèche ( $K_{sm}, G_{sm}$ ).

À ce stade, nous avons donc évalué tous les paramètres nécessaires pour appliquer le modèle de Biot-Gassmann au milieu poreux environnant les capteurs sismiques.

### 4.3.2 Modélisation poro-élastique du cycle gel/dégel d'un glacier rocheux

Nous avons appliqué cette modélisation pour le capteur C2 de Gugla (GUGL), situé au milieu du réseau sismologique et dans l'axe du glacier rocheux, ainsi que pour les capteurs C00 et C05 de Laurichard (LAUR), pour lesquels les données sont de bonne qualité. Pour chacun des cas, le milieu a été échantillonné en sous-couches de 50 cm d'épaisseur, caractérisées par un ensemble de paramètres homogénéisés décrits ci-dessus :  $(V_p(z), V_s(z), \phi(z), K_{sm}(z), G_{sm}(z))$ . À partir de ceux-ci, la méthode d'homogénéisation a permis d'obtenir les modules de compressibilité et de cisaillement du milieu poreux à

trois phases ( $K_{av}(z), G_{av}(z)$ ). Puis le modèle de Biot-Gassmann à trois phases a été appliqué à chaque couche constituant le milieu : les vitesses de propagation des ondes de compression et de cisaillement ont ainsi été déterminées en fonction de la proportion volumétrique d'eau liquide ( $V_p(\phi_w), V_s(\phi_w)$ ). Il a donc été possible d'estimer les variations de ces vitesses entre une couche totalement gelée ( $\phi_w = 0$ ) et une couche totalement dégelée et remplie d'eau liquide ( $\phi_w = 1$ ).

### 4.3.3 Résultats

Les résultats permettent de quantifier les variations de vitesse des ondes sismiques selon le niveau de saturation en eau ou en glace, permettant ainsi d'estimer l'influence des processus de gel et dégel sur celles-ci. De façon générale, les courbes correspondant aux couches échantillonnant la profondeur de chaque site (Figure 31, Figure 32, Figure 33) montrent toutes une augmentation de vitesse avec la proportion de glace (qui est le complémentaire à 1 du niveau de saturation en eau, pour rappel) ; cette évolution, due à la rigidification globale du milieu par le gel, est confirmée par les observations. De plus, l'augmentation est particulièrement marquée lorsque le niveau de saturation en glace est proche de 1 (niveau de saturation en eau proche de zéro), surtout pour la vitesse des ondes de compression  $V_p$ . La variation totale peut atteindre +100% de leur valeur dans les cas présentés. De façon évidente, plus la porosité globale du milieu  $\phi$  est élevée, plus cette variation sera importante, car l'influence respective de l'eau et de la glace dans les pores sera d'autant plus grande sur les propriétés globales du milieu.

En ce qui concerne la vitesse des ondes de cisaillement  $V_s$ , elle varie très peu dans les couches profondes du milieu. Seules les couches de faible profondeur (de la surface jusqu'à environ 5 m) observent de fortes variations de vitesse  $V_s$  au fil du cycle de gel et de dégel. Dans le cas de ces couches, les modules élastiques de cisaillement de la matrice solide rocheuse (estimés par  $G_{sm}$ ) sont d'autant plus faibles que celle-ci est effectivement constituée de blocs rocheux largement non consolidés. Ainsi, le rôle joué par la matrice rocheuse sur le cisaillement est faible par rapport à celui joué par la matrice gelée dans les pores, ce qui explique la forte variation de  $V_s$  pour un niveau de saturation en glace proche de 1. En revanche, pour les couches plus profondes (supérieures à 5 m de profondeur), la matrice rocheuse est davantage consolidée ( $G_{sm}$  plus élevé, généralement croissant avec la profondeur du fait de la compaction). L'influence de celle-ci sur la vitesse de l'onde de cisaillement est donc prédominante par rapport à celle de la phase gelée dans les pores, ce qui explique la faible variation de  $V_s$  suivant le niveau de saturation en glace.

De façon générale, ces résultats permettent de quantifier précisément les variations saisonnières de vitesse d'ondes sismiques, essentiellement dues aux processus de gel en hiver. Ils permettent également de les localiser en profondeur.

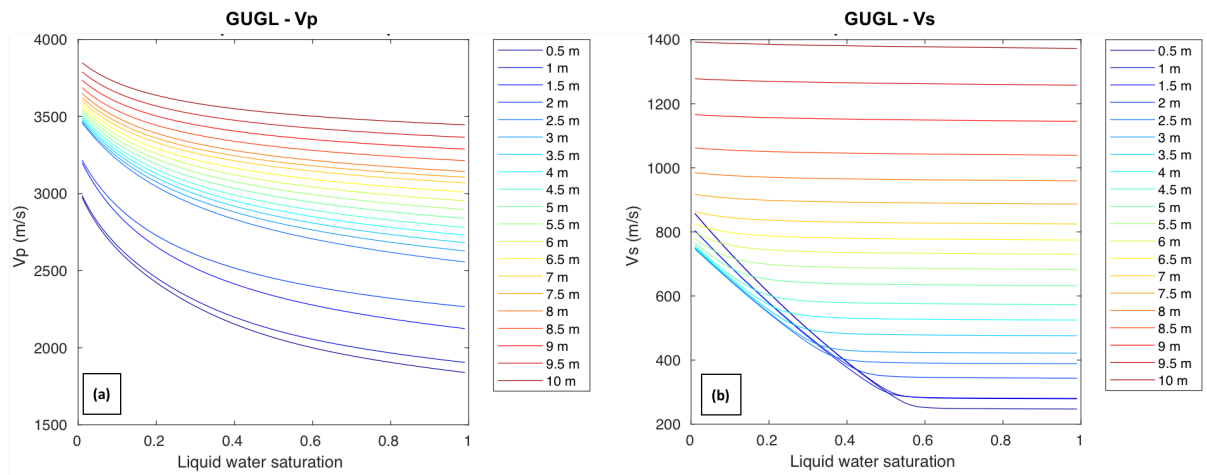


Figure 31 : Evolution des vitesses de compression  $V_p$  (a) et de cisaillement  $V_s$  (b) selon le niveau de saturation en eau liquide, pour chaque couche de 50 cm d'épaisseur échantillonnant le glacier rocheux de Gugla (profondeur de la base de la couche indiquée dans le panneau à droite de chaque graphique).

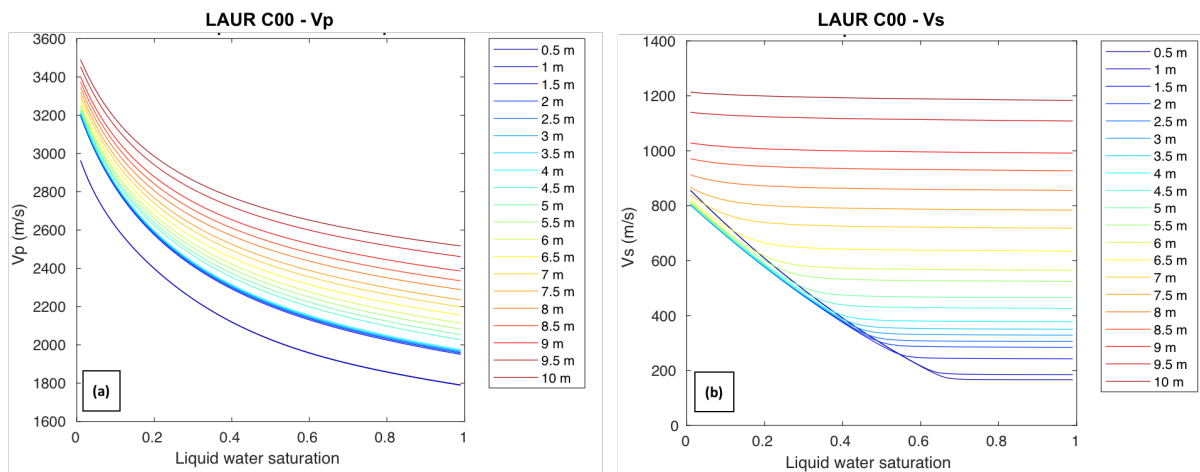


Figure 32 : mêmes résultats pour le cas du glacier rocheux du Laurichard (capteur C00).

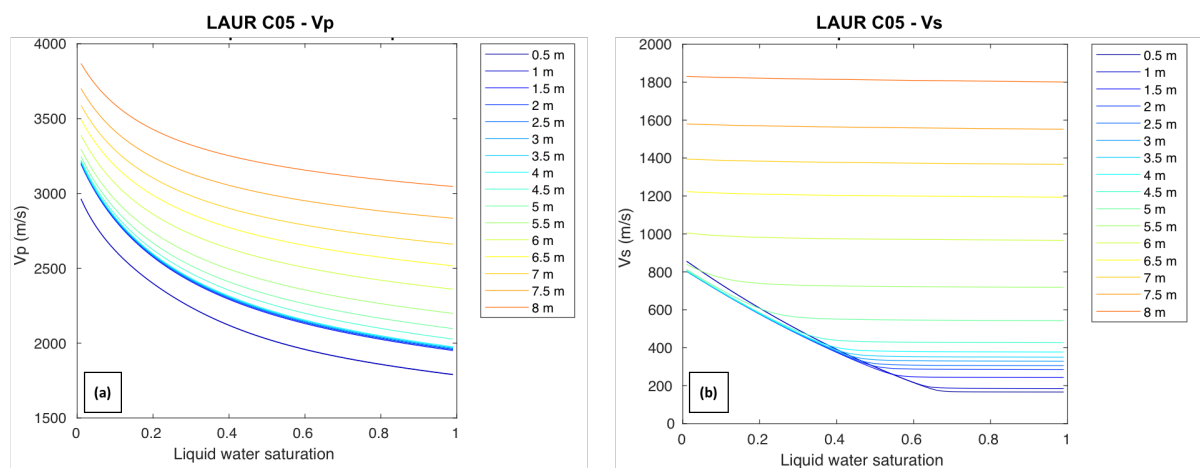


Figure 33 : mêmes résultats pour le cas du glacier rocheux du Laurichard (capteur C05).

#### 4.3.4 Discussion : apports et limitations

Cette approche poro-élastique des glaciers rocheux consiste à modéliser ceux-ci comme des milieux poreux à trois phases (roche + eau + glace). Elle a permis :

- De quantifier les variations de vitesses sismiques dues au processus de gel, qui augmente la proportion de glace dans les interstices des débris rocheux, et modifie ainsi les propriétés élastiques du milieu de façon significative (plus de +100% d'augmentation de la vitesse de propagation des ondes de compression entre un milieu totalement gelé et un milieu totalement dégelé et saturé en eau, avec des valeurs usuelles de porosité) ;
- De localiser avec précision ces variations de vitesse, qui concernent principalement les couches peu profondes (entre 0 et 5 m environ, correspondant grossièrement à la couche active). En leur sein, l'augmentation de vitesse peut être très brusque lorsque l'eau contenue dans les pores gèle, car la porosité élevée ainsi que la faible rigidité de la matrice rocheuse rendent l'influence de la glace d'autant plus importante sur la rigidité globale ;
- D'utiliser cette modélisation quantifiée des variations de vitesses pour les comparer avec celles qui ont été observées dans le cadre des méthodes de surveillance sismique passive des glaciers rocheux étudiés.

Ainsi, par la corrélation du bruit sismique ambiant, on peut détecter les variations de vitesse des ondes de surface (en l'occurrence les ondes de Rayleigh pour notre cas d'étude) au cours de l'année. Nous observons en effet une augmentation de cette vitesse pendant l'hiver ( $dV/V > 0$ ), puis une diminution initiée à la période de fonte qui se prolonge tout au long de l'été ( $dV/V < 0$ ). De ces observations, nous faisons l'hypothèse de travail que ces variations manifestent au premier ordre un changement de rigidité induit par les cycles de gel et de dégel annuels (voir (Guillemot et al., 2020b)).

Par l'analyse du contenu spectral du bruit sismique, on peut également détecter les variations temporelles de fréquences de résonance propres aux modes de vibration du glacier rocheux. Le suivi temporel de ces fréquences de résonance montre également un cycle saisonnier, avec augmentation progressive tout au long de l'hiver et diminution initialisée par la fonte de la neige à l'amorce de la période estivale (voir partie 5.4). Ces variations ont pu être expliquées par les changements de rigidité du milieu induits par les mêmes processus de gel et de dégel annuels. L'approche poro-élastique à trois phases a permis de modéliser les processus physiques avec un bon accord avec les observations mesurées pour les deux sites d'étude.

Pour une approche encore plus complète, il est possible de conjuguer les effets de la glace et ceux de l'eau liquide au sein du même milieu poreux. En effet, l'impact d'une saturation totale du milieu lors d'un épisode de fonte peut être critique dans la perspective d'une déstabilisation totale du glacier rocheux. Dans le cadre d'une intégration

des méthodes de sismique passive dans la surveillance des risques naturels liés aux glaciers rocheux, les conséquences de ce scénario doivent donc être évaluées. La méthode consiste alors à modéliser à la fois la présence de la glace dans le milieu gelé, et l'infiltration d'eau dans le milieu non gelé. Comme pour les précédents modèles, on échantillonne le milieu en couche de 50 cm d'épaisseur, avec gradient linéaire des vitesses sismiques entre le sommet et la base de la couche. Une interface glace-eau est ensuite créée, séparant le milieu totalement gelé (en-dessous de l'interface) du milieu totalement saturé en eau liquide (au-dessus de l'interface). La profondeur de cette interface peut théoriquement varier entre la surface et la profondeur d'amplitude annuelle de température nulle (ZAA pour Zero Annual Amplitude), qui délimite la zone au sein de laquelle les cycles saisonniers de gel et dégel ont lieu. Les modèles de vitesse sismique sont fixés comme suit : pour un état gelé, les valeurs  $(V_p, V_s)$  sont celles déterminées par le modèle poro-élastique à trois phases, pour un état de saturation en eau  $s = 0$  (donc une saturation totale en glace) ; pour un état saturé en eau liquide, les valeurs  $(V_p, V_s)$  sont estimées par le modèle poro-élastique à deux phases avec une valeur de saturation en eau  $s = 1$  (donc les pores totalement remplis d'eau). Comme précédemment, à partir de ces modèles de vitesses sismiques, on peut alors modéliser les grandeurs observables par notre instrumentation de sismique passive, à savoir : les variations relatives de vitesse de propagation des ondes de Rayleigh ( $dV/V$ ) mesurées à plusieurs fréquences d'une part, et les variations de fréquence de résonance des modes de vibration du glacier rocheux d'autre part. Nous présentons en Figure 34 les résultats de ces observables modélisés pour le glacier rocheux de Gugla, en simulant une saturation totale de la couche active en période de fonte, lors du dégel progressif de celle-ci. D'après ces résultats, les variations de ces observables engendrées par cet évènement extrême sont du même ordre de grandeur que celui des variations observées à l'échelle saisonnière. En effet, entre un état pour lequel la couche active est totalement gelée (fin d'hiver) et un état pour lequel la couche active est dégelée et totalement saturée en eau (fonte extrême), les valeurs de  $dV/V$  sont de l'ordre de -2 % pour les plus hautes fréquences stables sur le terrain (14 Hz), tandis que les fréquences de résonance passent de 18 Hz à 17 Hz (mode fondamental) et de 37 Hz à 31 Hz (mode supérieur n°1). Ces valeurs n'excèdent pas la gamme de valeurs habituellement mesurées à l'échelle annuelle (voir partie 5.4), rendant difficile la détection d'un tel évènement extrême.



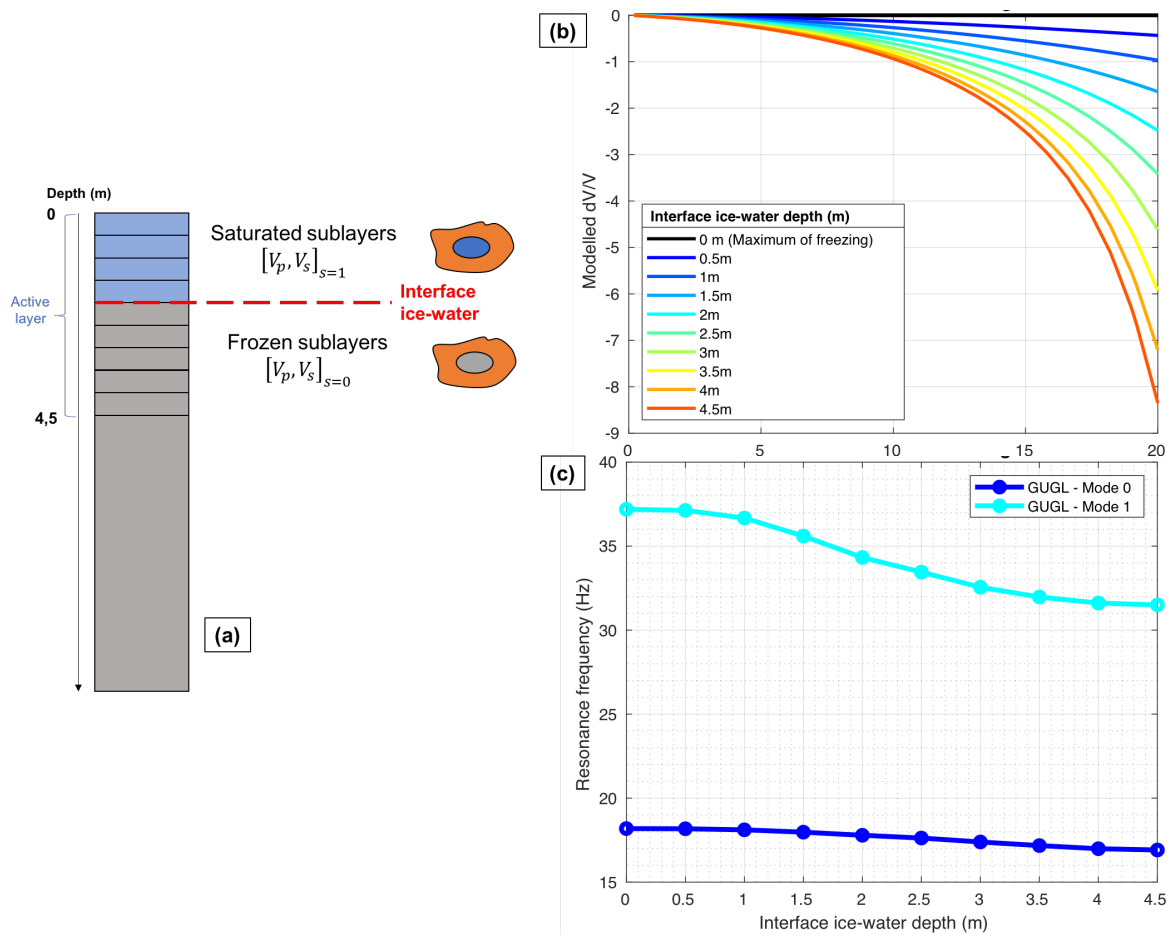


Figure 34 : Modélisation d'un événement extrême de saturation de la couche active du glacier rocheux de Gugla (Suisse). (a) Schéma explicatif du modèle, avec échantillonnage de la couche active et interface glace-eau séparant le milieu encore gelé du milieu saturé en eau de fonte. Les valeurs de vitesses sismiques sont obtenus par l'approche poro-élastique. (b)  $dV/V$  modélisés en fonction de la fréquence, à partir des différents modèles de vitesse sismique selon la profondeur de l'interface glace-eau. Dans le cas extrême (toute la couche active totalement saturée), les valeurs de  $dV/V$  sont de l'ordre de -2% à 14Hz. (c) Fréquences de résonance modélisées par la méthode des éléments finis, selon la profondeur de l'interface glace-eau, pour les deux premiers modes de vibration du glacier rocheux. Les variations engendrées sont du même ordre de grandeur que celui des variations observées à l'échelle saisonnière.

Bien que les valeurs modélisées soient cohérentes avec celles mesurées sur le terrain, les modélisations poro-élastiques présentées dans cette partie comportent certaines limites :

- Les paramètres macroscopiques utilisés, comme par exemple les modules élastiques de la matrice rocheuse, sont supposés invariables dans le temps. En pratique, l'arrangement des grains, la géométrie des pores et les interactions qui en résultent, peuvent varier au cours du temps au sein du milieu investigué. Le mouvement général du glacier rocheux tout au long de l'année peut en effet réarranger la matrice rocheuse, *a fortiori* lorsque le site est actif ou déstabilisé ;
- de même, les paramètres macroscopiques utilisés sont supposés isotropes et homogènes à l'échelle macroscopique d'étude. Cette échelle spatiale est en réalité mal

connue, et en pratique limitée par les fortes hétérogénéités spatiales que l'on rencontre pour la plupart des glaciers rocheux ;

- certaines valeurs de paramètres sont peu contraintes, malgré leur importance dans la modélisation poro-élastique. Ainsi, la porosité  $\phi$  est rarement estimée dans les études publiées sur les glaciers rocheux, à cause de la difficulté de mise en œuvre de forages et de mesures directes. Notre étude tient compte des incertitudes liées à l'estimation de cette porosité, mais les grandeurs observées par les méthodes de sismique passive ne permettent pas d'obtenir une meilleure contrainte de ce paramètre (voir partie 5.5.3.2) ;
- le rôle de l'air dans les pores est négligé dans le modèle poro-élastique à trois phases : seules les phases liquide et solide (glace) remplissent la totalité des pores, ce qui est irréaliste. Pour une modélisation plus fidèle à la réalité, un modèle poro-élastique à quatre phases (matrice rocheuse, glace, eau et air) serait plus approprié. Néanmoins, dans le cadre de notre instrumentation de sismique passive, les grandeurs que nous mesurons (ondes de surface) sont principalement liées à la propagation des ondes de cisaillement (Grêt et al., 2006b). La contribution de l'air à celle-ci étant négligeable devant celles des phases solides, il reste cohérent d'omettre cette phase gazeuse dans un souci de simplicité.

Ainsi, l'approche poro-élastique a permis de quantifier et localiser précisément les effets respectifs de l'infiltration de l'eau et du processus de gel au sein du glacier rocheux sur les grandeurs mesurées en sismique passive. La modélisation qui en résulte est en bon accord avec les observations à l'échelle annuelle, et permet également de simuler des événements extrêmes comme la saturation totale d'une couche active ; elle révèle son utilité pour une meilleure compréhension des phénomènes observés par la surveillance sismologique des glaciers rocheux, dans la perspective d'une amélioration de la prévention des risques naturels qui y sont liés.

# 5 Modal sensitivity of rock glaciers to elastic changes from spectral seismic noise monitoring and modeling

Cette partie est composée d'un article en cours de soumission, réalisé dans le cadre de ce travail de thèse, traitant de l'analyse spectrale du bruit de fond sismique enregistré sur les glaciers rocheux de Gugla et du Laurichard. Après avoir présenté le site du Laurichard, nous abordons la méthodologie de l'analyse spectrale et modale, en utilisant également l'approche poro-élastique pour modéliser les effets élastiques du gel. Enfin, les résultats sont discutés en regard des travaux précédemment exposés issus de la méthode de corrélation de bruit de fond.

## 5.1 Abstract

Among mountainous permafrost landforms, rock glaciers are mostly abundant in periglacial areas, as tongue-shaped heterogeneous bodies. Passive seismic monitoring systems have the potential to provide continuous recordings sensitive to hydro-mechanical parameters of the subsurface. Two active rock glaciers located in the Alps (Gugla, Switzerland and Laurichard, France) have then been instrumented with seismic networks. Here, we analyse the spectral content of ambient noise, in order to study the modal sensitivity of rock glaciers, that is directly linked to elastic properties of the system.

For both sites, we succeed in tracking and monitoring resonance frequencies of specific vibrating modes of the rock glaciers, during several years. These frequencies show a seasonal pattern, with higher frequencies in end of winters, and lower frequencies in hot periods. We interpret these variations as the effect of the seasonal freeze-thawing cycle on elastic properties of the medium. To assess this assumption, we model both rock glaciers in summer, with seismic velocities constrained by refraction tomography, and bedrock depth constrained by Ground Penetrating Radar. We model the variations of elastic properties in winter due to freezing by a three-phases Biot-Gassmann poroelastic model, considering rock glaciers as a solid porous matrix with pores filled by water or ice.

Assuming rock glaciers as vibrating structures, we numerically compute the modal response of such mechanic models by finite-element method. The resulting modeled resonance frequencies fit well the measured ones along seasons, reinforcing the validity of our poroelastic approach. This seismic monitoring allows then a better understanding of location, intensity and timing of freeze-thawing cycles within rock glaciers.

## 5.2 Introduction

Among mountainous landforms, rock glaciers are mostly abundant in periglacial areas, as tongue-shaped heterogeneous bodies. They are composed of a mixture of boulders, rocks, ice lenses, fine frozen materials and liquid water, in various proportions (Barsch, 1996; Haeberli et al., 2006). Gravitational and climatic processes combined with creeping mechanisms lead these glaciers to become active, exhibiting surface displacements ranging from cm/yr to several m/yr (Haeberli et al., 2010). In the context of permafrost degradation associated to climate warming, destabilization processes coupled to an increase of available materials are increasingly observed in a large range of alpine regions (Bodin et al., 2016; Delaloye et al., 2012; Marcer et al., 2019b; Scotti et al., 2017), thus increasing the risk of torrential flows (Kummert et al., 2018; Marcer et al., 2019a). Therefore, monitoring of active rock glaciers has become a crucial issue to understand physical processes that determine rock glacier dynamics, through thermal, mechanical and hydrological forcings (Kenner et al., 2019; Kenner and Magnusson, 2017; Wirz et al., 2016) and consequently to better predict extreme events threatening human activities. Indeed, linking internal mechanisms at work to environmental factors remains poorly constrained (Buchli et al., 2018), and lacks quantitative models constructed from high resolution observations.

In this view, rock glacier monitoring is a high-challenging field that has developed over the last decades through several methods (Haeberli et al., 2010). Investigating the internal deformation remains very costly and limited in temporal and spatial scales with geophysical methods and/or borehole investigations (Arenson et al., 2016). Kinematics of the topographical surface is more accessible by remote sensing methods (with terrestrial photogrammetry or laser scanning, aerial or spatial imagery), together with *in situ* measurements (differential GPS, total station) (Bodin et al., 2018; Haeberli et al., 2006; Kaufmann et al., 2019; Strozzi et al., 2020). However, the knowledge of the medium geometry and composition along with its internal processes that drive rock glacier dynamics require more investigations in depth (Springman et al., 2013). Boreholes provide useful data (temperature, composition, deformation along depth) but remain cost-effective and limited to one single point of observation. By measuring physical properties sensitive to hydro-mechanical parameters of the medium, a wide range of geophysical methods provides interesting tools to characterize and monitor rock glaciers at a larger scale (e. g. Duvillard et al., 2018; Kneisel et al., 2008; Maurer and Hauck, 2007). However, the need of high resolution temporal monitoring reduces the choice of geophysical methods.

Passive seismic monitoring systems have the potential to overcome these difficulties on debris slope environments (Samuel Weber et al., 2018; S. Weber et al., 2018), as recently illustrated on the Gugla rock glacier (Guillemot et al., 2020). Indeed, seismological networks provide continuous recordings of both seismic ambient noise and microseismicity. The former allows us to estimate tiny seismic wave velocity changes associated to hydro-

mechanical variations through ambient noise correlation method, while the latter monitors and locates in time and space the seismic signals generated by rockfalls or by internal cracking and deformation. With these techniques, the seasonal freeze/thawing cycles have been monitored on the Gugla rock glacier during four years (Guillemot et al., 2020), by quantitatively measuring the increase of rigidity within the surface layers (active and permafrost layers) during wintertime. Seismic velocity drops have also been observed during melting periods, indicating thawing and water infiltration processes occurring within the rock glacier.

The goal of this study is to extend the freeze-thawing cycle observations previously obtained on a single site from seismic noise correlation (Guillemot et al., 2020) to modal monitoring of two rock glaciers, and evaluate similarities and differences between these two methods. Assuming a rock glacier as a vibrating system, the resonance frequencies that naturally dominate and their corresponding modal shapes should provide information about mechanical parameters of this system. Hence these frequencies and modal parameters are directly linked to elastic properties of the system, which evolve according to its rigidity and its density (Roux et al., 2014). Since decades, such modal analysis and monitoring of structures have been performed using seismic ambient noise, especially for existing buildings (Guéguen et al., 2017; Michel et al., 2010) and rock slope instabilities (Burjánek et al., 2010b; Lévy et al., 2010b). Both numerical simulations and laboratory experiments have been already performed with ambient seismic noise sources to confirm the potential of such non-invasive monitoring of modal parameters changes of a structure, as a bending beam (Roux et al., 2014). Here, we propose to evaluate the potential of this methodology on two rock glaciers located in the Alps (Laurichard in France and Gugla in Switzerland), at elevations where climatic forcing dominate the variations of their internal structures and consequently their dynamics. We focus on the spectral content of continuous seismic data (noise and earthquakes) to track and monitor resonance frequencies. Our goal is to detect vibrating modes of the rock glacier, and the time variability of their resonance frequencies gives hints to better quantify and locate the changes of rigidity resulting from freeze-thawing effects on surface layers. These observations have been numerically modeled using a finite-element method, towards a mechanical modeling of such rock glaciers.

After presenting the two studied rock glaciers and their instrumentation, we present the methodology to perform a spectral analysis from seismic data, and the resulting resonance frequencies variations observed on both sites. In a second part, we detail the mechanical modeling of those rock glaciers, based on finite-element method and constrained by several geophysical investigations, which allows to compute synthetic resonance frequencies and to understand their sensitivity. Finally, we compare observed and modeled modal studies, in order to converge to a consistent view of those rock glaciers and their freeze-thawing cycles.

## 5.3 Presentation of the sites

### 5.3.1 The Laurichard rock glacier

#### 5.3.1.1 Context

As presented in previous studies (Bodin et al., 2018, 2009; Francou and Reynaud, 1992), the Laurichard catchment was chosen as a test site for different geomorphological studies conducted since several decades. This large thalweg is part of the Combeynot massif, which is a cristaline subsection of the Ecrins massif located in the South of Lautaret pass. This area constitutes a climatic transition between northern and southern French Alps. Several rock glaciers are observed in this area in different states of deformation, from relict to active ones. Among them, the Laurichard rock glacier is the most studied active rock glacier in the French Alps ((Bodin et al., 2018; Francou and Reynaud, 1992), Figure 35a). It appears as a 800 m long and 100-200 m wide tongue-shaped landform of large boulders, flowing downstream between the rooting zone (2650 m a.s.l) and the front zone (2450 m a.s.l). It is fed by the gravitational rock activity that originates on the surrounding slopes, composed of highly fractured granitic rockwalls providing large boulders ( $10^{-2} - 10^1$  m diameter). It shows rather simple and evident features of active rock glacier morphology (Bodin et al., 2018): transversal ridges and furrows, steeper lateral talus and rock activity at the front, unstable rock mass on the surface. These geomorphological hints typically reveal creeping movement of the whole debris mass, with the presence of ice mainly responsible for this rock glacier dynamics.

The kinematic behavior of the Laurichard rock glacier has been studied since several decades: large blocks have regularly been marked since 1984 (Francou and Reynaud, 1992) together with other remote sensing techniques or geodetic measurements (total station, Lidar and GPS). The long term survey permits to measure surface velocity with different temporal and spatial scales, reaching very high resolution (below one day and one meter, (Marsy et al., 2018)). The general spatial velocity pattern shows a main central flow line along the maximal slope. At the frontal zone, it appears that the right orographic side is the most active part of the rock glacier. The mean annual surface velocity of the site is measured at around 1m/yr, with a progressive increase between 2005 and 2015, probably in reaction to the observed increase in mean annual air temperature during this period (Bodin et al., 2018). This latter acceleration has been observed synchronously on other monitored rock glaciers in the Alps (Delaloye et al., 2008; Kellerer-Pirklbauer et al., 2018a) and is most probably resulting from the warming of the permafrost (Kääb et al., 2007).

### 5.3.1.2 Available data and knowledge

The thermal regime of the rock glacier is monitored since 2003 thanks to Miniature Temperature Dataloggers (MTD) that record every hour the temperature of the sub-surface (below 2-10 cm of debris) at five different locations (one being located outside the rock glacier, see Figure 35a). Geophysical investigations have been performed several times since 2004, especially with ERT surveys providing a first estimation of the internal structure (ice content and thickness) subject to permafrost degradation (Bodin et al., 2009).

The topography of the rock glacier has also been regularly surveyed since two decades using high-resolution Digital Elevation Models (DEM) computed from terrestrial and remote-sensing methods (Bodin et al., 2018). In this study, a DEM at a 10 m resolution derived from the IGN (French national institute for geographic information) BD Alti product<sup>2</sup> was used. Additionally, a DEM of the bed over which the rock glacier is flowing was interpolated from manually drawn contour lines based on surface DEM. These contour lines of the bed extend the contour lines of the terrain surrounding the rock glacier below its surface, using local constraints from existing geophysical data ((Bodin et al., 2009). For this operation, we assume that the rather simple overall morphology of the Laurichard rock glacier (a single relatively narrow tongue) and its overimposed position above surrounding terrain (bedrock and other debris slopes, called “bedrock” below) allow to estimate the lateral thickness variability of the rock glacier. This DEM of the bedrock is coherent with orders of magnitude of bedrock depth from GPR results made in 2019, and thus will be used for constraining Laurichard rock glacier geometry (see section 5.5.2.1). .

<sup>2</sup> [www.data.gouv.fr/fr/datasets/r/bc1e9548-995b-422c-93a1-05c7751a6ac0](http://www.data.gouv.fr/fr/datasets/r/bc1e9548-995b-422c-93a1-05c7751a6ac0)

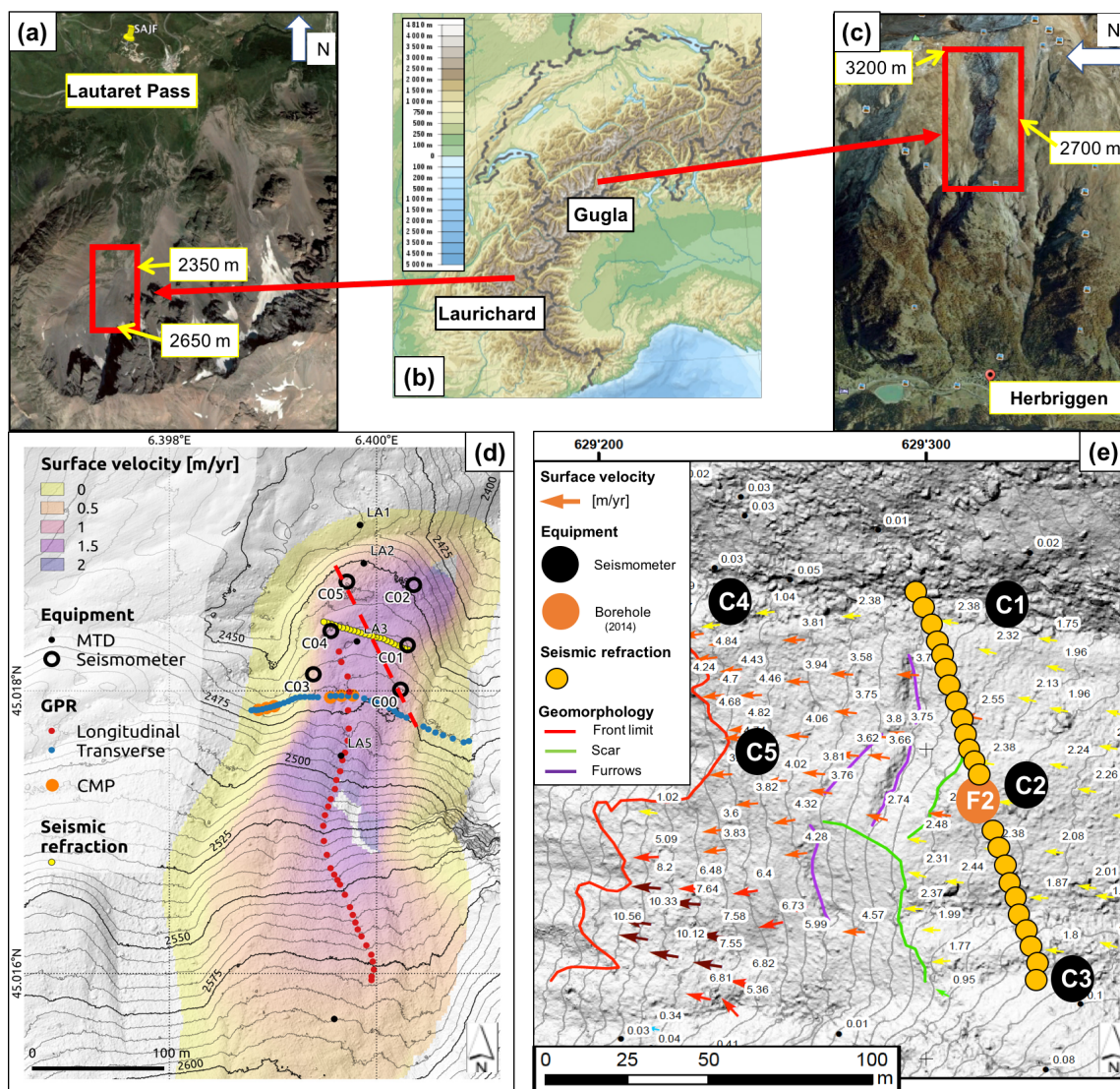


Figure 35: (a,c) Aerial views of the two sites (from Google Maps and Google Earth). (b) Global topographic map of the western part of the alpine belt, centered around the French and Swiss Alps. (d) Digital elevation model of the Laurichard rock glacier, and location of the Miniature Temperature Dataloggers (MTD) that monitor ground thermal regime at the sub-surface, the seismometers, and the geophysical surveys: Ground Penetrating Radar (GPR, red and blue points); seismic refraction profile (yellow points). The mean annual surface velocity fields (over the period 2012-2017) is revealed by the background color. The 6 continuous seismometers are marked by large circles (C00 to C05). The dashed red line depicts the C00-C05 profile used for the bedrock depth estimation (see Figure 42). (e) Digital elevation model of the Gugla rock glacier (front in red line) and location of instrumentation, the seismic refraction profile and geomorphologic features. The mean annual surface velocity measured between 2014 and 2015 by photogrammetry (CREALP, 2016) is also shown on this map.

### 5.3.1.3 Passive seismic monitoring

Since December 2017, an array of six seismometers (named C00 to C05) has been set up on the lower part of the Laurichard rock glacier (Figure 35e). They are located around 50 m apart, covering the whole area of the rock glacier front. The seismometers (Mark Products L4C) are coupled with the top of relatively large, stable and flat boulders, and



sheltered by a plastic tube to shield off any influence of rain, wind and snow. They are connected together to one digitizer (Nanometrics Centaur, sampling rate 200 Hz) with wires insulated by sheath to protect from weather and rockfalls. This passive seismological network records continuously ambient noise together with microseismicity.

Because of a rough field context (climatic conditions and surface instability, subjecting sensors to tilting), and although frequently required site visits, the long periods of usable data have been recorded from only two seismometers : C00 (located around 100 m upstream the front, on the right side of the rock glacier) and C05 (located near the front, on the left side). Therefore we decided here to present results from only these two locations. In the following part, we used these passive seismic recordings to model the dynamic response of the site, through their spectral analysis. Other sensors, though discontinuously active, and not presented here, yield the same observations and conclusions when in operation.

### 5.3.2 The Gugla rock glacier

Located in Wallis Alps, the Gugla rock glacier (also called Gugla-Breithorn or Gugla-Bielzug) is part of a large number of active rock glaciers that have been regularly investigated over the last decade in this geographic area (Delaloye *et al.* 2012, Merz *et al.* 2016, Wirz *et al.* 2016, Buchli *et al.* 2018). Ranging from 2550 to 2800 m *asl*, its tongue-shaped morphology covers about 130 m in width, 600 m in length, and is up to 40 m thick in its downstream part. Since 2010, surface velocities have been measured about 5 m/yr at the front, with a peak in the southern part culminating, in 2013, at a velocity of more than 15 m/yr. This increase in velocity has also propagated to the rooting zone (from 0.6 m/yr in 2008 to 2 m/yr in 2018, as evidenced by geodetic measurements). Debris detachments from the rock glacier front supply yearly one or more torrential flows triggered from an area located immediately downslope of the rock glacier front, regularly reaching the main valley downstream with dense human facilities. Hence, the risk of runout onto the village of Herbriggen and railways and roads nearby remains high after intense snowmelt or following long-lasting or repeated rainfall, involving volumes from 500 to more than 5000 m<sup>3</sup> per event (Kummert and Delaloye, 2018).

In addition to meteorological stations and GPS monitoring systems, a seismological network has been set up since October 2015, covering the lower part of the rock glacier (Guillemot *et al.*, 2020b). It is composed of five seismic sensors (labelled C1 to C5, SerCEL L22 geophones with a resonance frequency of 2 Hz), including two of them (C2 and C4) located on the glacier's longitudinal axis, whereas the others are placed on the two stable sides (Figure 35b).

In addition, eight boreholes and one geophysical campaign from seismic refraction were performed on the rock glacier in 2014 ( Geo2X, 2014, CREALP, 2016, 2015) in order to

better constrain the internal structure of the subsurface (thickness and composition of the layers, seismic velocity). Through two thermistor chains that have continuously recorded temperature at depth (until 19.5 m) between 2014 and 2017, the active layer thickness has been located at around 4.5 m (+/-20%) (CREALP, 2016). Finally, three webcams provide hourly images showing different viewpoints of the rock glacier front (Kummert et al., 2018).

## 5.4 Spectral analysis of seismic data

### 5.4.1 Methods

Continuous seismic monitoring are autonomous operating systems composed of an array of seismometers that permanently record particle vibrations on the ground related to microseismicity and noise. Microseismicity is increasingly used for precisely locating the seismic signals induced by mass movements, avalanches and rockfalls (Spillmann et al., 2007, Amitrano et al., 2010; Helmstetter and Garambois, 2010; Lacroix and Helmstetter, 2011). Ambient seismic noise is used to investigate the medium between several sensors, and monitor subsurface properties variations (Snieder and Larose, 2013, Larose et al., 2015, for a review).

Experimental results combined with numerical modeling showed that resonance frequencies of a structure can be derived from the spectral analysis of ambient seismic noise recorded on it (Lévy et al., 2010b; Michel et al., 2010). Different applications were successfully proposed: as a monitoring method for a prone-to-fall rock column (Lévy et al., 2010b) or as a way of tracking dynamic parameters of existing structures. Indeed, ambient vibrations provide information about the modal parameters of a structure, defined as resonance frequencies, modal shapes and damping ratios (Michel et al., 2008). These features can be deduced from the frequency content of seismic recordings, which depends on source and propagation properties, but also on structural, geometrical and elastic properties of the structure (Roux et al., 2014). The seismic noise averaging property allows considering the illuminated frequency spectrum as large and stable enough to overcome source and trajectories effects, particularly when monitoring is considered. The power spectrum density (PSD) is simply defined by averaging the intensity of the fast Fourier transform (FFT) of the seismic record  $\varphi_a(t)$ :  $PSD(\omega) = |FFT(\varphi_a(t))|^2$ , where  $\omega$  is the angular frequency. In resonant structures like sedimentary basins, rock columns, mountain slopes and buildings, high peaks in the PSD could correspond to specific vibration modal shapes of the structure (Larose et al., 2015b). The corresponding frequencies, identified as resonance ones, mainly depend on geometrical (characteristic length, cross-section, shape), structural (boundary conditions) and mechanical (density, Young's modulus) features defining the structure.

As an example, one can approximate a (soft) sedimentary cover overlying a (hard) bedrock using a 2-D semi-infinite half-space covered by a soft layer of density  $\rho$ , thickness  $h$ , average shear-wave velocity  $V_s$  and shear modulus  $\mu$ . Such simple mechanical modeling leads to the well-known analytic solution of the first resonance frequency  $f_0$  corresponding to the fundamental mode (Parolai, 2002):  $f_0 = \frac{V_s}{4h} = \sqrt{\mu/\rho}/4h$ . Extending this model to a rock glacier shows that in absence of geometrical changes, resonance frequency variations can be related to evolution of its rigidity, through Young's modulus and of its density. In this study, our goal is to track the temporal evolution of resonance frequencies of a rock glacier, considering it as a vibrating structure, in order to understand their physical causes and then to monitor any variation of mechanical properties.

To compute the PSD, we pre-processed hourly raw seismic traces with: i) instrumental response deconvolution, demeaning and detrending; ii) clipping (high-amplitude removal by setting a maximum threshold equal to four-times the standard deviation). Then we computed PSD using Welch's estimate (Solomon, 1991) between 1 and 50 Hz (with Tukey windowing, 10% overlapping and 4096 points for discrete Fourier transform and then hourly-averaging and normalization by the hourly maximum). We then obtained hourly-normalized spectrograms, containing the relative weight of each frequency. We pick local maxima automatically, by using different threshold values (minimum of frequency at 10Hz, minimum of peak height, minimum of peaks distance, minimum of prominence and maximum of width), in order to automatically track and monitor sharp peaks. We selected only frequency peaks above 10 Hz in order to prevent any source effects, since specific peaks of the rock glacier are assumed to be above this limit (see Figure 36).

For the Laurichard site, we used seismic traces of another station located in a stable area at Lautaret pass (see Figure 35), named OGSA (RESIF, 1995). Since OGSA is considered as a reference station, we could compare spectral contents with the reference one, to evaluate the specific frequency peaks of the Laurichard rock glacier (see Figure 36). In this way, we ensured that those picked frequencies are related to the modal signature of the rock glacier. Since no sensor was settled out of the rock glacier in Gugla site, we have not applied this method for this site.

We also applied the same method for earthquakes signals, but the results appear less clear than those from ambient noise (but shown and discussed in Supplementary Materials 0).

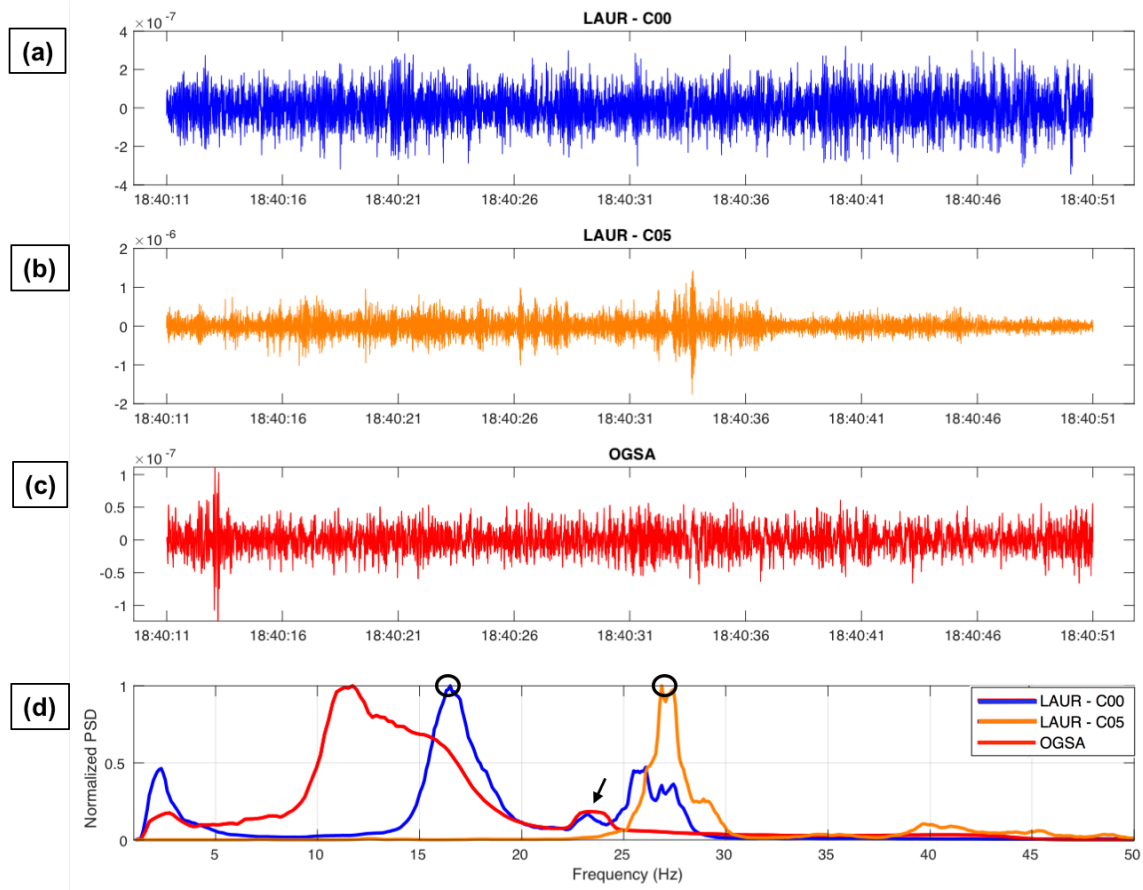


Figure 36: Seismic recordings of ambient noise (vertical ground velocity in m/s, after filtering  $>1$  Hz and instrumental deconvolution) recorded by sensors C00 (a) and C05 (b) in Laurichard rock glacier, and by OGSA station at Lautaret pass (c), the 5<sup>th</sup> April 2019 at 6 PM. (d) The normalized PSD of the respective signals. Black circles highlight the maxima of these spectrograms that have been picked by using our method (details in the text) for sensors on Laurichard rock glacier. The black arrow shows the stable peak at 23 Hz, interpreted as anthropogenic.

#### 5.4.2 Resonance frequency monitoring of Laurichard rock glacier

The results of Power Spectral Density (PSD), normalized every hour between 1 and 50 Hz, are shown for the two seismometers C00 and C05 in Figure 37. Several peaks of PSD appear and vary along time.

Among potential sources affecting the spectral content of seismic records, we aimed at selecting only natural resonance modes of the rock glacier structure. For example, we observed a very stable narrow peak of PSD at 23 Hz for both seismometers. This mode lights up mainly during summertime and in the daytime, although it remains visible during winter and in the nighttime, but with significantly lower amplitude. Since this frequency peak is strictly stable in time and no subglacial resonating water-filled cavities was known in this site (Roeoesli et al., 2016), we interpret its origin as anthropogenic, possibly generated by a pressure pipe located 400 m downstream or from road traffic coupled with a tunnel near the Lautaret pass (see Figure 35). This frequency peak is also visible from spectrograms of station OGSA (see black arrow in Figure 36d)

located at Col du Lautaret on a stable site, reinforcing the assumption of its anthropogenic source. The spectral content of these recordings exhibits the same peak at 23-24 Hz (see red curve in Figure 36d), suggesting it is not related to the rock glacier. This frequency peak is hereafter excluded.

Other spurious effects of artificial or non-specific sources affecting PSD are known: atmospheric effects (local structure or vegetation coupled with wind (Johnson et al., 2019)), loss of sensor coupling or water filling of the resonating structure of the sensor during melt out (Carmichael, 2019). However, these sources are not present at Laurichard rock glacier: for all sites the seismometers are well-coupled on flat and stable boulders, ensuring a good rock-to-sensor coupling. Each of them is sheltered by a plastic tube covered by a waterproof tarp, in order to prevent any influence of rain, wind and snow. During site visits, no water in the settlement was observed.

For the C00 seismometer, we observe a main peak of PSD between 15 and 20 Hz interpreted as the fundamental mode of the nearby area of the rock glacier (Figure 37a). The temporal evolution of this mode shows a seasonal cycle, characterized by higher frequencies during winters and lower frequencies during summers. A sudden drop of frequency occurs at the time when melting processes occur (blue boxes on Figure 37). Comparing the two winter periods, the maximum frequency is lower in 2019 (around 17 Hz) than in 2018 (around 19 Hz), while it remains constant around 15 Hz for the two recorded summers.

For sensor C05, we can follow the same peak considered as the fundamental mode of the corresponding area, with a similar seasonal cycle (Figure 37b). Again, the fundamental frequency increases during winter, and drops during melting periods and summer time. Compared to the C00 case, the amplitude of this seasonal variation is much higher: even if the frequency value in summer is similar (around 15 Hz), the winter one reaches a higher value (around 30 Hz). The maximum value is also higher in 2018 (35 Hz) than in 2019 (30 Hz).

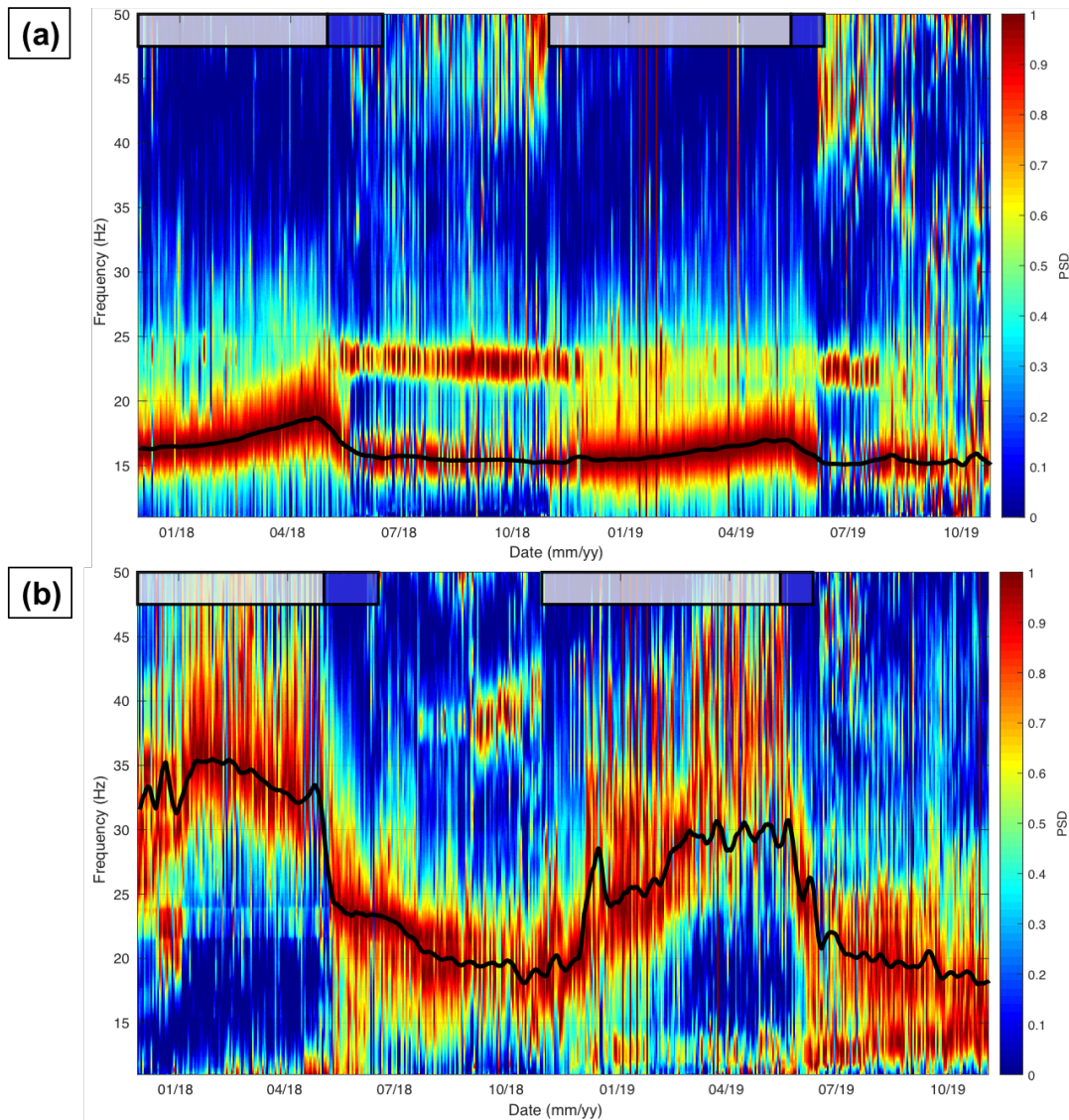


Figure 37: Normalized Power Spectra Density (PSD) from hourly spectrograms of the passive seismic recordings of Laurichard site, respectively from (a) C00 seismometer and from (b) C05 seismometer. The bold black line denotes the moving window average of hourly spectrogram maxima. Snow cover and melting periods are both figured by white and blue boxes above, respectively.

### 5.4.3 Resonance frequency monitoring of Gugla rock glacier

We applied the same spectral analysis for the Gugla site. From the hourly normalized PSD of seismic noise recorded on the rock glacier (sensor C2), we observed two resonance frequencies evolving with time (Figure 38). At relatively high frequencies, a second mode is well measured, because the mean noise level is higher in Gugla than in Laurichard, where only the fundamental mode is observed.

As for Laurichard site, these frequencies present seasonal oscillations: they increase progressively to peak at cold winter periods, whereas they drop when melting processes occur at summer times (blue boxes in Figure 38). The fundamental mode varies from 15

Hz in summertime to around 21 Hz in wintertime, whereas the second mode oscillates from 27 Hz to 40 Hz.

Again, the resonance frequency of the fundamental mode shows an inter-annual variability: in winter 2017 the maximum value is lower (around 20 Hz) than the peaks of the two other winters (around 24 Hz).

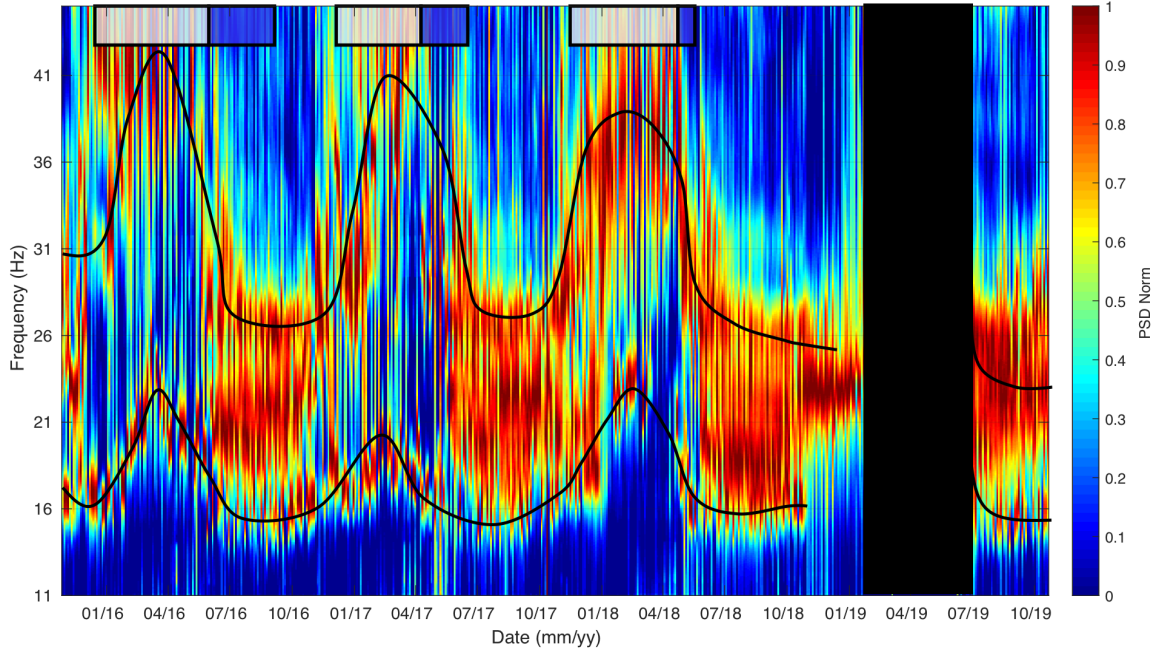


Figure 38 : Normalized Power Spectral Density (PSD) from hourly spectrograms of the ambient noise recordings of Gugla rock glacier, from C2 seismometer. Note the two bold black lines that roughly highlight the two picked spectral modes, for visibility purposes. Snow cover and melting periods are both figured by white and blue boxes above, respectively. No-data period is marked by a black box.

## 5.5 Mechanical modeling

### 5.5.1 Methodology

Using a finite-element method, we model rock glaciers as vibrating structures embedded in the bedrock. We then study the modal response of this model to ambient seismic noise depending on their elastic properties.

Elastic features can be determined as a function of compressional  $V_p$  and shear  $V_s$  seismic wave velocities, together with the density  $\rho$ . Therefore we evaluate seismic velocities along depth thanks to seismic investigations (active seismology) complemented by Ground Penetrating Radar (GPR) surveys in order to obtain a 1D  $[V_p(z), V_s(z), \rho(z)]$  profile describing the medium near the seismometer of interest. This

first model is considered as a reference model since it has been built during unfrozen summer periods.

In addition, we consider the effect of freezing-thawing processes on the elastic model using a poroelastic approach that enables to quantitatively evaluate elastic parameter changes due to the freezing.

Modal analysis is then performed with Comsol software<sup>3</sup>, in order to compute synthetic resonance frequencies that can be compared with the observed ones.

## 5.5.2 Reference model from geophysical investigations

Since one decade, numerous experiments have been devoted to geophysical characterization of rock glaciers (Maurer and Hauck, 2007; Kneisel et al., 2008; Haeberli et al., 2010) in order to constrain site modeling and better understand subsurface physical processes involved in their deformation. Among available geophysical methods, seismic refraction tomography (SRT), Ground Penetrating Radar (GPR) and Electrical Resistivity Tomography (ERT) have provided promising results. In alpine permafrost regions, the high heterogeneity of the subsurface together with cost-effective and risky field conditions make geophysics challenging. However, combining the geophysical methods listed above give useful information in a view of imaging and modeling the subsurface.

### 5.5.2.1 Laurichard rock glacier model

#### 5.5.2.1.1 Ground Penetrating Radar survey

We performed a Ground Penetrating Radar (GPR) campaign at the end of June 2019 to better assess the geometry and the internal structure of the Laurichard rock glacier. It is composed of (i) a common-offset longitudinal profile starting in the middle of the rock glacier and stopping near the front, following the main flow line and (ii) a common-offset transversal profile crossing over the rock glacier width, approximately following the C01-C04 seismometers line discussed afterwards (Figure 35a).

Preliminary tests have demonstrated the ability of the 25 MHz Rough Terrain Antennas (RTA) to follow the continuity of the reflectors throughout the glacier, despite

<sup>3</sup> <https://www.comsol.fr>



lower resolution (wavelength about 4.8 m). The 100 MHz antennas actually experienced penetration problems, presumably related to the presence of heterogeneities equivalent in size to the wavelength (about 1.2 m). In addition, a Common Middle Point (CMP) survey was performed along the western part of the transverse profile using unshielded bi-static 100 MHz antennas, in order to assess locally the electromagnetic wave velocity distribution within the glacier. Figure 39(1a) shows the CMP data after trace by trace amplitude normalization and gain amplification using a dynamic automatic gain control computed on a 100 ns time window. After the direct air and ground waves, numerous events exhibiting a hyperbola shape can be recognized from 40 ns to 225 ns in the CMP data. These hyperbolas have been analyzed considering a semblance analysis (Figure 39(1b)), which yields the stacking velocity versus propagation time where a semblance is maximum. The picked maximum of the velocity distribution shows variations ranging from 14 cm/ns to 11 cm/ns with a mean velocity of 12 cm/ns. As these variations are measured on apparent velocities, the real variations are larger when layers are considered. They can be qualitatively interpreted in terms of an increase of air (velocity of 30 cm/ns) and ice (velocity of 17 cm/ns) content when velocity is large, and an increase of water content (velocity of 3.33 cm/ns) when velocity drops. Considering a mean velocity of 12 cm/ns, the 100 MHz CMP analysis penetrates to a depth of 13.5 m and the increase of velocity arriving nearby 110 ns corresponds to a depth around 6 m.

Figure 39(2) shows both common-offset profiles acquired using the 25 MHz antennas after they were processed using: i) time-zero source correction, ii) normal-moveout correction as source and receivers are separated by an offset of 6.2 m for these antennas, iii) static corrections for topography iv) migration and v) time to depth conversion. The later processing steps have been performed considering a mean velocity of 12 cm/ns, a value deduced from the CMP analysis (Figure 39(1b)).

Both GPR images show relatively continuous reflectivity within the rock glacier, particularly along the longitudinal direction, indicating a stratification of the deposits. The use of low frequency antenna certainly naturally homogenized the heterogeneity of rock glaciers, as witnessed by the quasi-absence of diffraction. The thickness of the glacier varies weakly along the longitudinal direction, ranging from 28 m upstream to 10 m downstream. More abrupt variations are detected in the transverse direction (Figure 39(2b)), from a few meters to 20 m at the center and the eastern part. It must be noted that the first few meters of the rock glacier cannot be resolved, due to the RTA antennas configuration with a large source-receiver offset and the large wavelength (about 4.8 m).

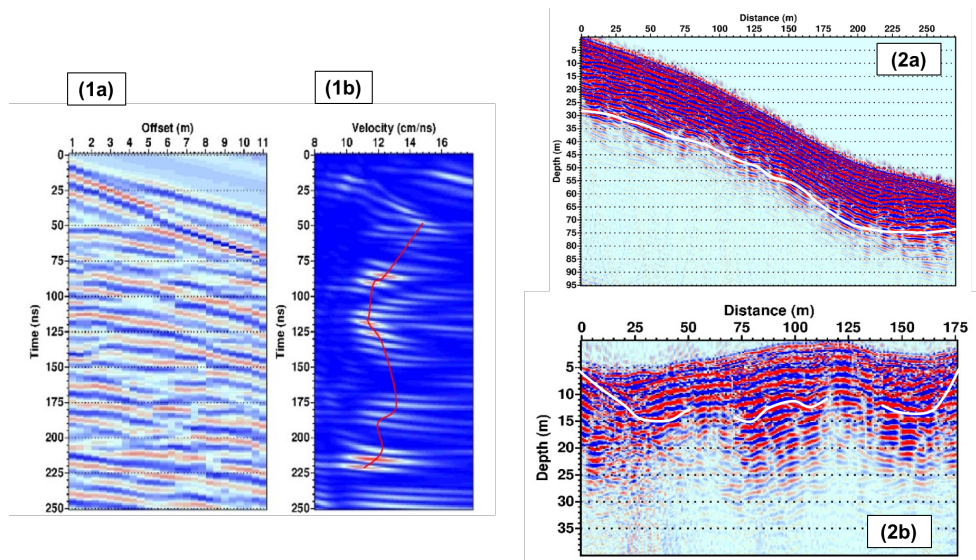


Figure 39: GPR results for Laurichard rock glacier, with: (1a) Common Middle Point GPR data acquired with a 100 MHz unshielded antenna. (1b) velocity analysis displaying the semblance according to apparent velocity and propagation time. The red curve indicates the picked maximum of semblance. (2) Common-offset 25 MHz profiles : (a) Longitudinal profile. Elevation corrections have been divided by a factor of 2 for visibility purposes. (b) Transverse profile. On both cases, the vertical/horizontal ratio axis has been scaled by a factor of 2.4, and the bedrock interface is highlighted by a white curve.

As a conclusion, the bedrock interface depth is well constrained by GPR results, combining longitudinal and transversal profiles. In the lower part of the rock glacier near the front, the bedrock is estimated at around 10 m depth. But the transversal profile also reveals heterogeneities over the seismic array. In the western part (C05) the rock glacier seems thinner than in the eastern part (C00), according to the of bedrock based on contour line interpolation on both sides of the rock glacier. By Digital Elevation Model (DEM) difference between surface and bedrock (see 5.3.1.2), we then more precisely estimated the interface depth (14 m for C00 and 8 m for C05, see Figure 42(b)).

### 5.5.2.1.2 Seismic tomography

A seismic refraction/tomography survey has been performed in July 2019. This experiment consists of active seismic recordings with controlled sources, in order to determine the P-wave velocity distribution along a 2D line. The profile composed of 24 geophones (4.5 Hz) deployed every 3 m is roughly located along the C1-C4 line, near the center of the seismic array (Figure 35a). The first arrival time picking of the 8 shots have been inverted using a Simultaneous Iterative Reconstruction Technique (SIRT, (Demanet., 2000)) in order to obtain the P-wave velocity distribution along the profile (Figure 40). From an initial model with a uniform velocity of 3000 m/s (340 m/s in the air), 25 iterations were performed to reconstruct observations ( $RMS\ misfit = 8\ ms$ ). The result

shows 2D variations with a certain layering in the velocity distribution. The interface between the rock glacier and the bedrock might be marked by the large interface separating a material with velocities lower than 2000 m/s with a layer showing a large velocity about 3000 m/s. Its thickness varies from 10 m to 20 m, in which is consistent with GPR results (Figure 39(2)). To overcome the smoothing effect of seismic tomography, data have also been processed using seismic refraction with two opposite large-offset shots. This approach highlights a layered structure of the medium, with different slopes and particularly an interface located around a depth of 4 m, which probably separates the active layer from the permafrost one. Therefore, we can assume an active layer from the surface to 4 m depth, corresponding to the maximal depth where the medium is totally thawed in summertime.

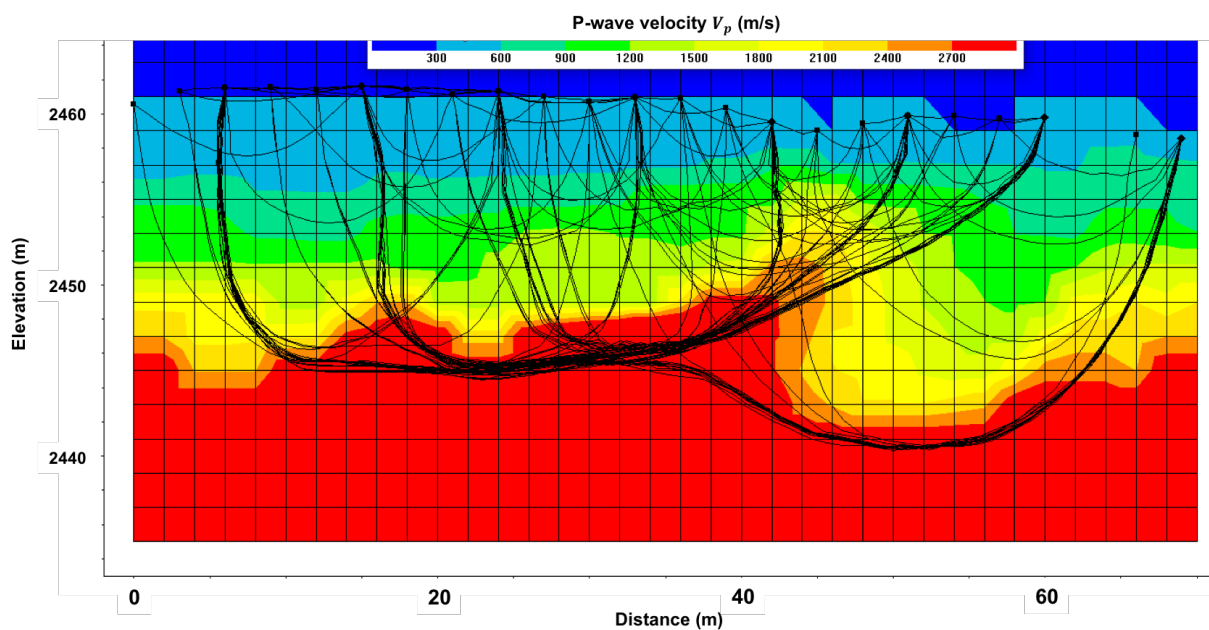


Figure 40: P-wave velocity distribution obtained from a seismic tomography acquired along the transversal profile of seismic refraction (yellow line in Figure 35a) in summertime. The different ray paths are shown with black curves. The seismic velocities were used to constrain bedrock depth and P-wave velocity profiles for the mechanical modeling.

### 5.5.2.1.3 Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)

In order to better understand the seismic wavefield and constrain the S-wave velocity distribution at the site, we analyzed the surface Rayleigh waves, which dominate the vertical seismic records used in the tomography. For this, we used a far offset shot and computed the semblance map of the velocity and frequency of the waves dominating the seismic record (Figure 41a), obtained using the Geopsy package (Wathelet et al., 2004).

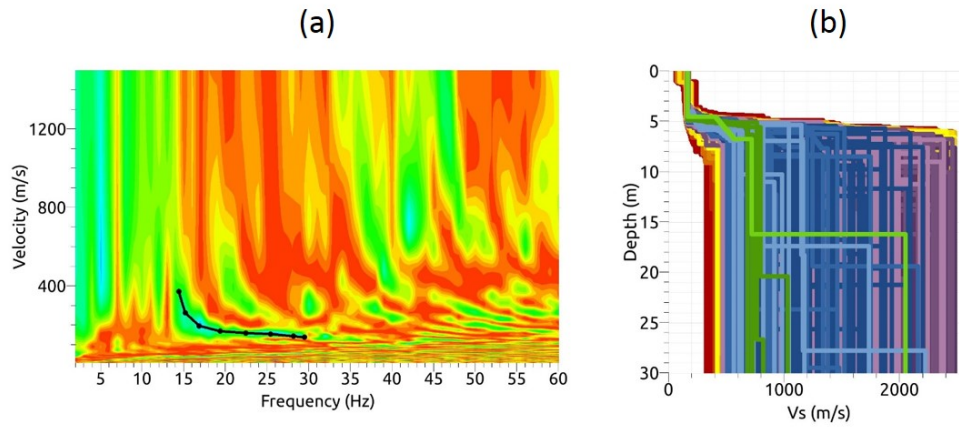


Figure 41: Multichannel analysis of Rayleigh waves propagating within the rock glacier. (a) semblance velocity-frequency map highlighting several modes, the fundamental dispersion curve being picked as indicated by the black line and (b)  $V_s$  distribution versus depth derived from the inversion of the fundamental dispersion curve. Colors indicate the RMS error between synthetic and picked fundamental dispersion curves (best fitting model in green).

The semblance map shows several continuous modes and the fundamental dispersion curve was picked from 14 Hz to 30 Hz, as indicated by the black line. The presence of several other modes is due to the presence of strong contrasts within the rock glacier and at the interface between the rock glacier and the bedrock. The dispersion curve was inverted using the Geopsy/dinver package (Wathelet et al., 2004), where a global neighborhood algorithm optimization method is implemented. The model was parametrized using four layers, the top three searching for linear velocity gradients in each layer. With the available frequency range and the velocity distribution, the resolution at large depths ( $> 15$  m) is rather poor. The  $V_s$  profiles displayed in Figure 41b shows a large variability but the best fitting models all converge towards an interface located at 5 m depth with a superficial velocity of 155 m/s followed by a linear increase of velocity reaching 750 m/s at a depth of 7 m. The best model also shows another deeper interface, at 15 m depth, which could be the bedrock interface, despite the low resolution at this depth.

From all these geophysical surveys, a tentative 1D seismic velocity model was built for each seismometer (C00 and C05), as the reference unfrozen model. Its values have been well constrained by seismic refraction, whereas bedrock interface depth has been constrained by GPR results, together with interpolated DEM differences (Figure 42).

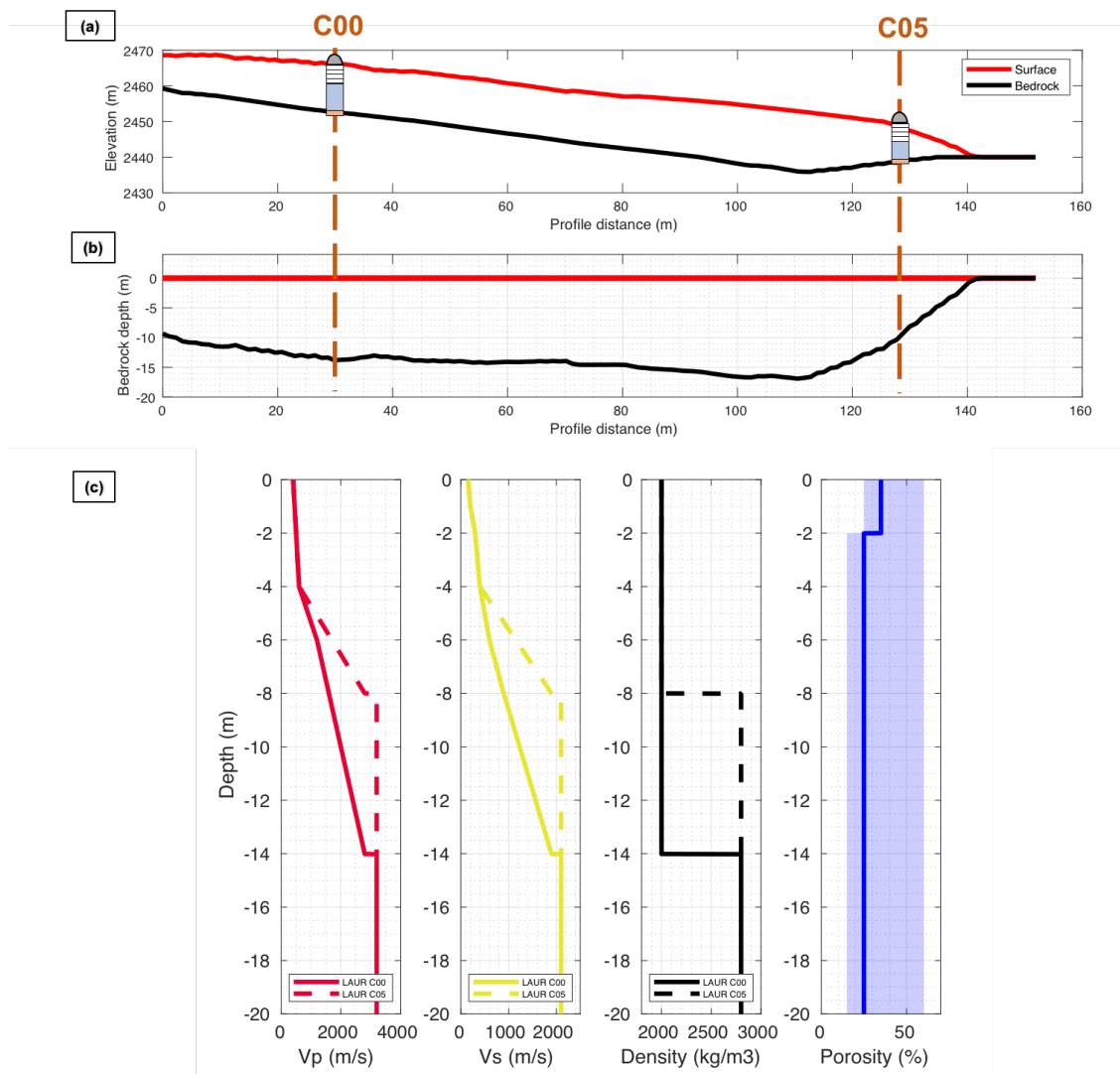


Figure 42 : (a) Cross-section of the Laurichard rock glacier Digital Elevation Models (DEM) of the surface and of the bed (taken for the bedrock) along the C05-C00 line. (b) The same profile, with the DEM of the surface as the reference. The vertical axis is then the bedrock depth starting from the surface. For both figures the location of the seismometers is indicated. (c) Seismic velocity models of the Laurichard rock glacier (continuous line for the C00 case, dashed line for the C05 case), based on geophysical investigations (seismic refraction) and the bedrock depth estimation, determined from DEM difference (see 1b). The only difference between the two cases is the bedrock depth, and consequently the seismic velocity gradient of the permafrost layer. On right panels the density and the medium porosity profile are shown (solid blue curve), with low and high limits of the porosity used in the following mechanical modelling.

### 5.5.2.2 Gugla rock glacier model

To establish a reference model of the Gugla rock glacier, we use seismic velocities that have already been constrained by a seismic refraction survey (Figure 1b) performed in July 2017 during a summer and dry period (Figure 43). All values for Vp and Vs profiles have been already presented in a previous study (Guillemot et al., 2020). We also assume

a density profile that progressively increases, from  $\rho = 2000 \text{ kg/m}^3$  at the surface to  $\rho = 2800 \text{ kg/m}^3$  at the bedrock.

Moreover, we estimate the bedrock at 23 m depth, in accordance with observations provided by boreholes located near the seismometer of interest (borehole F2, (CREALP, 2015)).

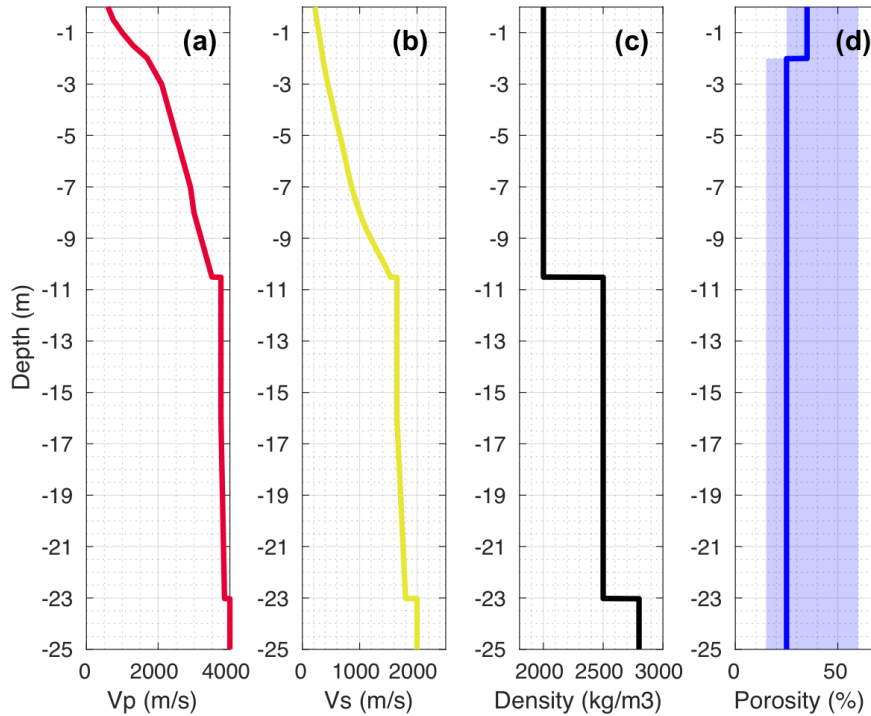


Figure 43 : Seismic velocity models of the Gugla rock glacier, based on geophysical investigations (seismic refraction) and from borehole data, with P-wave velocity (a) and S-wave velocity (b) profiles. The density (c) and the medium porosity ((d), solid blue curve) profiles are also shown, with low and high limits of the porosity used in the following mechanical modelling.

### 5.5.3 Freezing modeling from poroelastic approach

#### 5.5.3.1 Methods and results

In order to mimic the freeze-thawing effect on resonance frequencies, the associated variations of elastic properties of the material have to be constrained by seismic velocity changes. A winter model is required to be compared to the summer one. For the transition from summer to winter, an increase of P- and S-wave velocities during winter is expected, in accordance with laboratory and numerical experiments (Timur, 1968; Carcione and Seriani, 1998; Carcione et al., 2010). Indeed, both bulk and shear moduli of the effective medium increase during freezing, generating a global stiffening of the upper part of the rock glacier subject to the seasonal thermal forcing.

In order to quantify the evolution of these elastic parameters with freezing, we use a poroelastic approach assuming a three-phase model: a rock glacier is considered as a porous material composed of pores embedded into a granular rocky matrix. We then address the sensitivity of elastic parameters to the proportion of liquid water and ice filling the pores, for several porosity profiles. Since the wavelength of seismic waves is much greater than the size of the pores, this homogenization approach holds. As did Carcione and Seriani (1998), we use a Biot-Gassmann type three-phases model that considers two solid matrices (rock and ice) and a fluid one (liquid water). Since the contribution of air filling the pore on averaged elastic parameters is negligible, especially for shear modulus that mostly determines the fundamental vibrating mode, we omit the air phase for the sake of simplicity.

We apply the following methodology for all the three cases (Gugla C2, Laurichard C00 and C05). Several parameters are required to completely describe the poroelastic state of a rock glacier: bulk and shear moduli of the respective pure phases, the averaged density, the porosity and the water saturation.

For the summer state of the rock glacier, we evaluate these parameters indirectly. The density  $\rho$  is fixed at realistic values ( $\rho = 1800 \text{ kg/m}^3$  for the two first meters depth,  $\rho = 2000 \text{ kg/m}^3$  for the deeper part of the rock glacier, and  $\rho = 2650 \text{ kg/m}^3$  for the bedrock, (Hausmann et al., 2012)), as well as the porosity profile (see references in paragraph 5.5.3.2). The water saturation  $s$  is assumed at  $s = 0$  for the two first meters depth, and  $s = 0.2$  deeper, in consistency with visual observations and qualitative features from boreholes performed in summer (CREALP, 2016). Respective bulk and shear moduli of the pure phases (ice and water) are fixed from the example of Berea sandstone ((Carcione and Seriani, 1998), Table 2). The bulk and shear moduli of the dry solid matrix have been inverted by a Biot-Gassmann poroelastic model with two phases (solid matrix and water). For this inversion step, we use water saturation, porosity and seismic velocity profiles ( $V_p$ ,  $V_s$ ) deduced from seismic refraction geophysics performed in summer (see 5.5.2.1 for Laurichard and 5.5.2.2 for Gugla). The outputs of this inversion step are the elastic moduli of the solid matrix, assumed constant along seasons, and describing the elastic behaviour of the rock glacier without neither water saturation nor seasonal freezing. The profile of all the parameters of this summer model are shown in Figure 44(b,c,d,e) in red curves.

For the winter state of the rock glacier, we keep unchanged the porosity and elastic parameters of the three phases (water, ice, and solid matrix), but we assume a total pores filling by ice (water saturation equal to zero) from the surface to the maximum depth where seasonal freezing acts, also called Zero Annual Amplitude (ZAA) depth. ZAA is estimated to approximately 8 m depth from thermal investigations in Gugla ((CREALP, 2016)), and extrapolated as well to Laurichard. The averaged density is computed by averaging the density of each phase, weighted by their respective volumetric ratio.

The seismic velocity profiles ( $V_p$ ,  $V_s$ ) for a totally frozen state are then computed by applying the 3-phases poroelastic model. For this step, the input parameters are the porosity and the density, together with bulk and shear moduli of each phase (water, ice and solid matrix). These elastic parameters are homogenized according to Carcione and Seriani, 1998, and then equations of wave propagation are solved in order to obtain fast P-wave and S-wave velocities as modeled by Leclaire et al., 1994. Results of the evolution of these velocities with respect to ice/water ratio filling the pores are shown in Figure 45 for the example of Laurichard (sensor C00). Hence we deduce the values for a frozen state of the rock glacier with pores totally filled by ice between the surface and ZAA. We acknowledge that this is a strong assumption for the winter state, and that other models may also explain our observations. The profile of all the parameters of this winter model are shown in Figure 44(b,c,d,e) in blue curves.

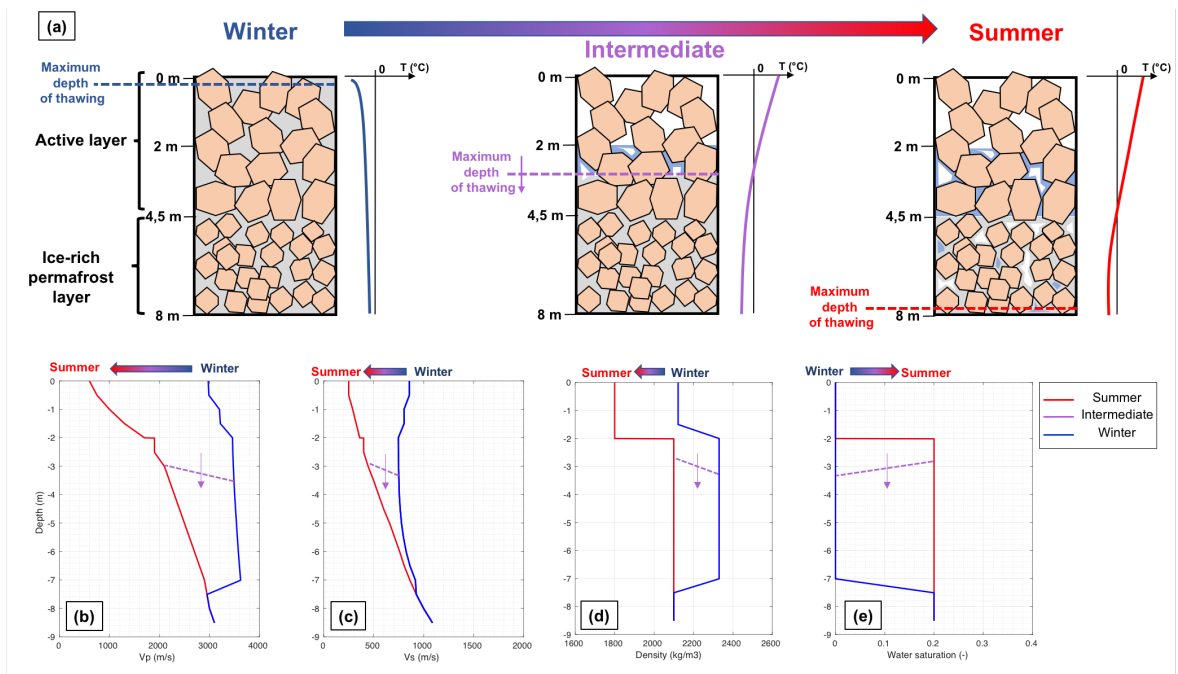


Figure 44: (a) Schematic cross-section of the Gugla rock glacier in winter (left) and in summer (right), and during the transition between them (intermediate state of thawing, in middle), as well as a schematic temperature profile associated with each of them, showing the main assumptions of the freezing modeling methodology by a poroelastic approach described in the text. The porous medium is composed of a rock matrix (in orange) and pores filled by water (in blue) or ice (in grey). With respect to the maximum depth of thawing varying from the surface to the ZAA depth, the evolution of parameters used by the model is respectively showed : P-wave velocity (b), S-wave velocity (c), the averaged density (d) and the water saturation (d). The values in summer are obtained from geophysics and boreholes, whereas the values corresponding to a frozen state (pores fully filled by ice, no more liquid water) are obtained by the 3-phases poroelastic model.



With these two models in summer (minimum of freezing) and winter (maximum of freezing), we can also model the transition between them. Although the freezing process (from summer to winter) is poorly constrained, due to liquid water infiltration and complex thermal forcing, the thawing process (from winter to summer) appears easier to model, assuming a temporal evolution of thawing mainly controlled by thermal heat wave propagating from the surface to the ZAA depth. Hence, we build an intermediate state of the rock glacier by introducing another parameter, called “maximum depth of thawing” (see Figure 44a). This parameter establishes an interface between the unfrozen state (as the summer model) above it, and the frozen state (total pore filling by ice) below it. Hence, this maximum depth of thawing evolves from the surface to the ZAA with 1 m increments, describing as many intermediate models. The profile of the parameters of an example of intermediate model are shown in Figure 44(b,c,d,e) in purple dashed curves. Finally, we compute the modal response (explained below in section 5.5.4) of the corresponding vibrating structure of all these models (summer, intermediate and winter), modeling a value of resonance frequency depending of the freezing state of the rock glacier.

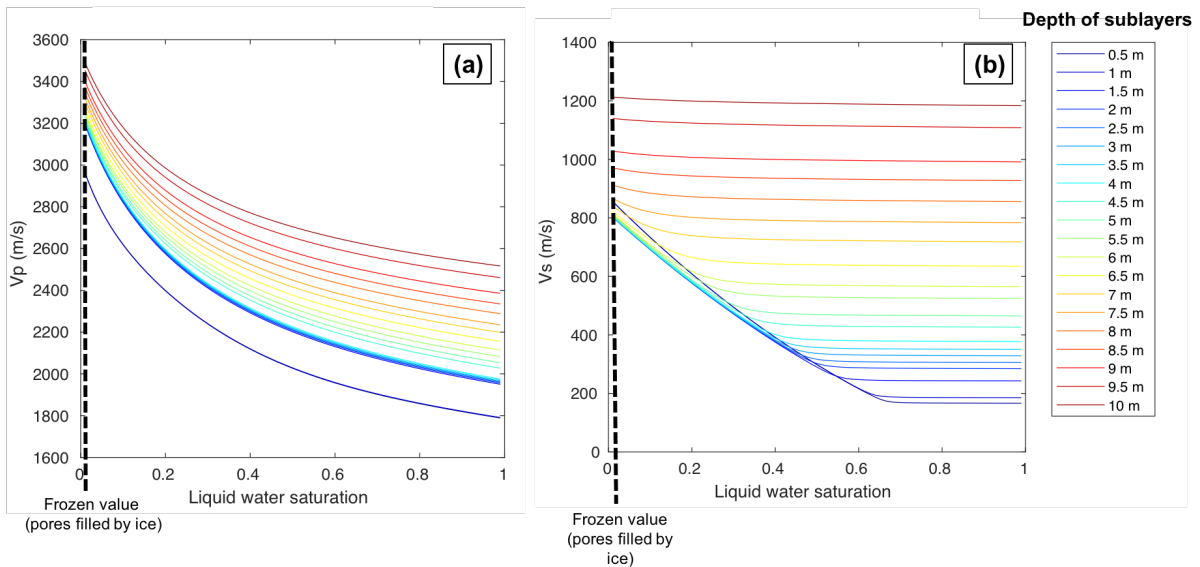


Figure 45: (a) Evolution of P-wave velocity  $V_p$  with respect to the ratio between water and ice filling the pores, resulting from the Biot-Gassmann type three-phase poroelastic model, applied to the Laurichard rock glacier (for C00 seismometer). The different curves correspond to the different sublayers, whose depth is indicated in the right panel. The  $V_p$  values used to model the winter state are those for liquid water saturation tending towards zero. (b) Same results for S-wave velocity  $V_s$ .

### 5.5.3.2 Influence of the porosity

Defined as the ratio between pore volume and total volume, the porosity  $\phi$  of the rock glacier is one of the key parameters influencing the mechanical modeling. Our three-phase poroelastic model actually considers the filling of pores by two phases (ice and water), together with interaction between ice and rocky debris matrices that strongly depends on porosity. In the absence of any in-situ information, we assume a model of spherical particles stacking (Rice, 1993), decreasing with depth due to compaction ( $\phi = 0.35$  for sublayers in the active layer and  $\phi = 0.25$  elsewhere below, for both sites). In order to quantitatively assess the sensitivity of our results to porosity, we also apply the mechanical modeling to other profiles considering extreme values (low limit:  $\phi = 0.2$  in the active layer and  $\phi = 0.15$  elsewhere, and high limit for this rock glacier lithology (Arenson and Springman, 2005):  $\phi = 0.6$  everywhere). As expected, the higher porosity values, the higher the influence of the ice pore filling on the elastic parameters, and thus the higher the variation of modeled resonance frequencies. Then in the following results presented below, errorbars correspond to the sensitivity on the porosity (low limit for low porosity, high limit for high porosity, see values in transparency in Figure 47).

### 5.5.4 Modal analysis and frequency response of the rock glacier

We build a mechanical model on Comsol software based on the finite-element method, in order to numerically compute its resonance frequencies and modal response (see supplementary materials 5.9 for details). The rock glacier is modeled as a 2-D rectangular vibrating structure embedded in the bedrock (or a stable bottom layer). The height  $H$  of the structure is fixed at the corresponding depth of bedrock (see Figure 42 for Laurichard and Figure 43 for Gugla). The model is vertically sub-sampled into 2 m thick sublayers, with elastic parameters interpolated from averaged values of seismic tomography results, and with a usual isotropic attenuation factor of 1% (Bonney-Claudet et al., 2006). Depending on the direction of the model (longitudinal or transversal), the width of the structure varies in accordance with the whole rock glacier size (several tens of meters), permitting an infinity of vibration modes. Based on a polarization analysis from ambient noise between 1 and 50 Hz in the Gugla rock glacier in summer 2016, we observed that the wavefield of rock glaciers is mostly polarized in a parallel to the slope direction. Similar to the fundamental mode of an unstable rock mass (Burjánek et al., 2012b), the measured polarization is almost linear (ellipticity lower than 0.15) and thus corresponds best to shear modes. We then computed the Frequency Response Function (FRF) (Fu and He, 2001) on the whole length (several hundreds of meters for both cases) of the rock glacier, in order to obtain its resonance frequencies corresponding to vibration modes of the mechanical structure. For this step, we simulated several seismic sources located at the base of the vibrating structure (see red crosses in Figure 46a), producing harmonic

forces from 1 to 50 Hz in all directions. The amplitude of this modeled seismic noise is not frequency-dependent, while it decreases generally with frequency on the field, showing probably the excitation of other modes than the recorded ones (especially in Laurichard). However, after checking that resonance frequencies obtained from FRF with high amplitude of vertical displacement (Figure 46b) would not be modified, we reduced the width of the model to 5 m by applying symmetrical conditions at the boundaries perpendicular to the slope (Figure 46c), in order to facilitate the following parametric modal analysis.

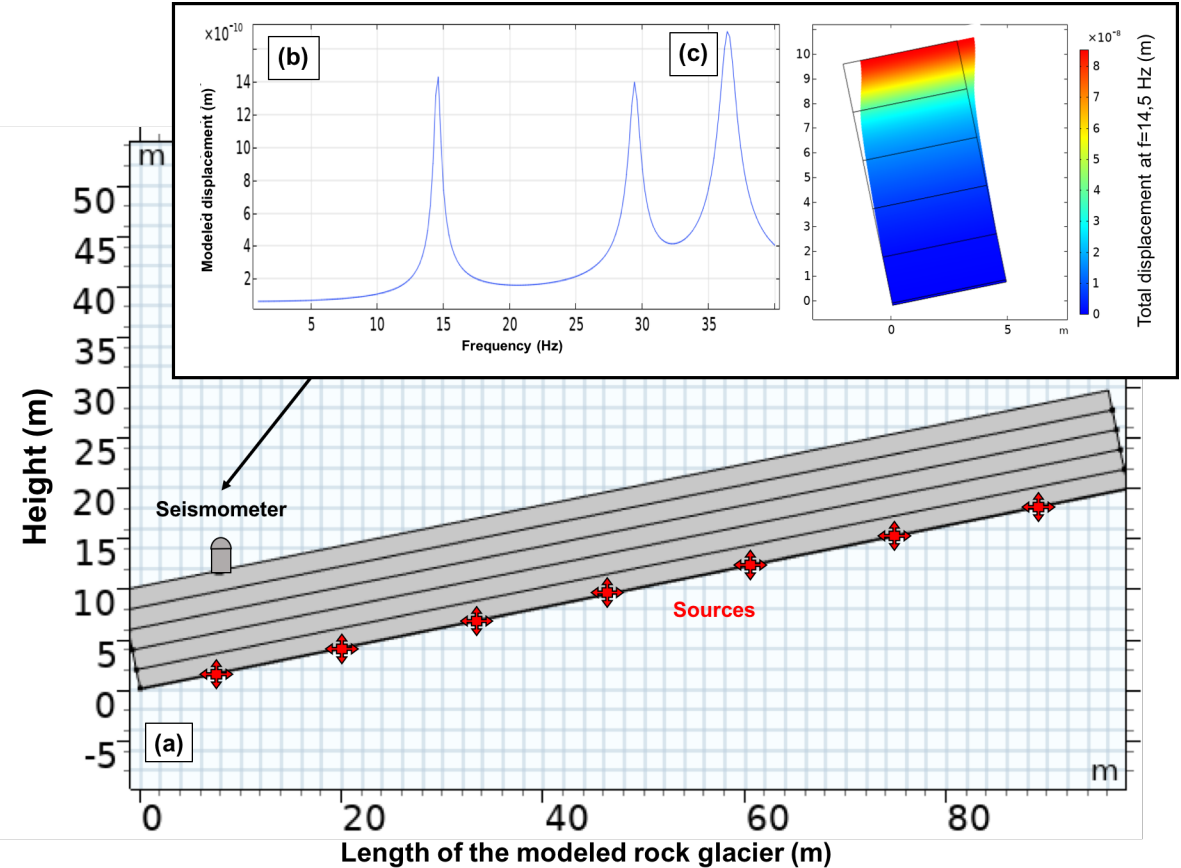


Figure 46: (a) First 2-D model of the terminal part of Laurichard rock glacier, with realistic longitudinal dimension (length) and location of synthetic seismic sources and seismometer. (b) Output of the Frequency Response Function (FRF) of this model, as the vertical displacement recorded by the seismometer along frequencies. Peaks of this curve indicates resonance frequencies of modes of the modeled structure with a vertical component. (c) The 2-D rock glacier model with reduced longitudinal dimension (5 m), and with symmetrical conditions at boundaries perpendicular to the slope. Since the FRF of this model shows the same peaks than the first one, this reduced model is only used for the modal analysis for the sake of simplicity.

### 5.5.5 Comparison between observed and modeled resonance frequencies

We show the results from the modal analysis on Comsol software for only the observed modes with a vertical component (first mode for Laurichard, the two first modes for Gugla) (as shown in Figure 47 for Laurichard, and not presented here but similar for Gugla). Nine mechanical models have been tested, corresponding to different steps of thawing with elastic parameters selected as described in 5.5.3.1. Thus, we present modeled resonance frequencies with respect to the maximal thawing depth, from the surface to 8 m depth (Figure 47), and compare them to the maximum values of the observed ones (Figure 37 for Laurichard and Figure 38 for Gugla). The modeled resonance frequencies fit well the observed ones, considering error bars related to porosity uncertainties (see 5.5.3.2). Resonance frequencies of these modes match the frequency band of measurements below 50 Hz, and generally decrease with thawing. Focusing on the fundamental mode (mode 0), the resonance frequency is of the same order of magnitude (between 15 and 20 Hz) for all cases. Focusing on the two sensor locations in Laurichard, a stronger effect of freezing is observed for C05 than for C00 model. Thus, these numerical results explain well the seasonal variations of observed resonance frequencies, assuming a thawing process from the surface to 8 m depth between winter and summer.

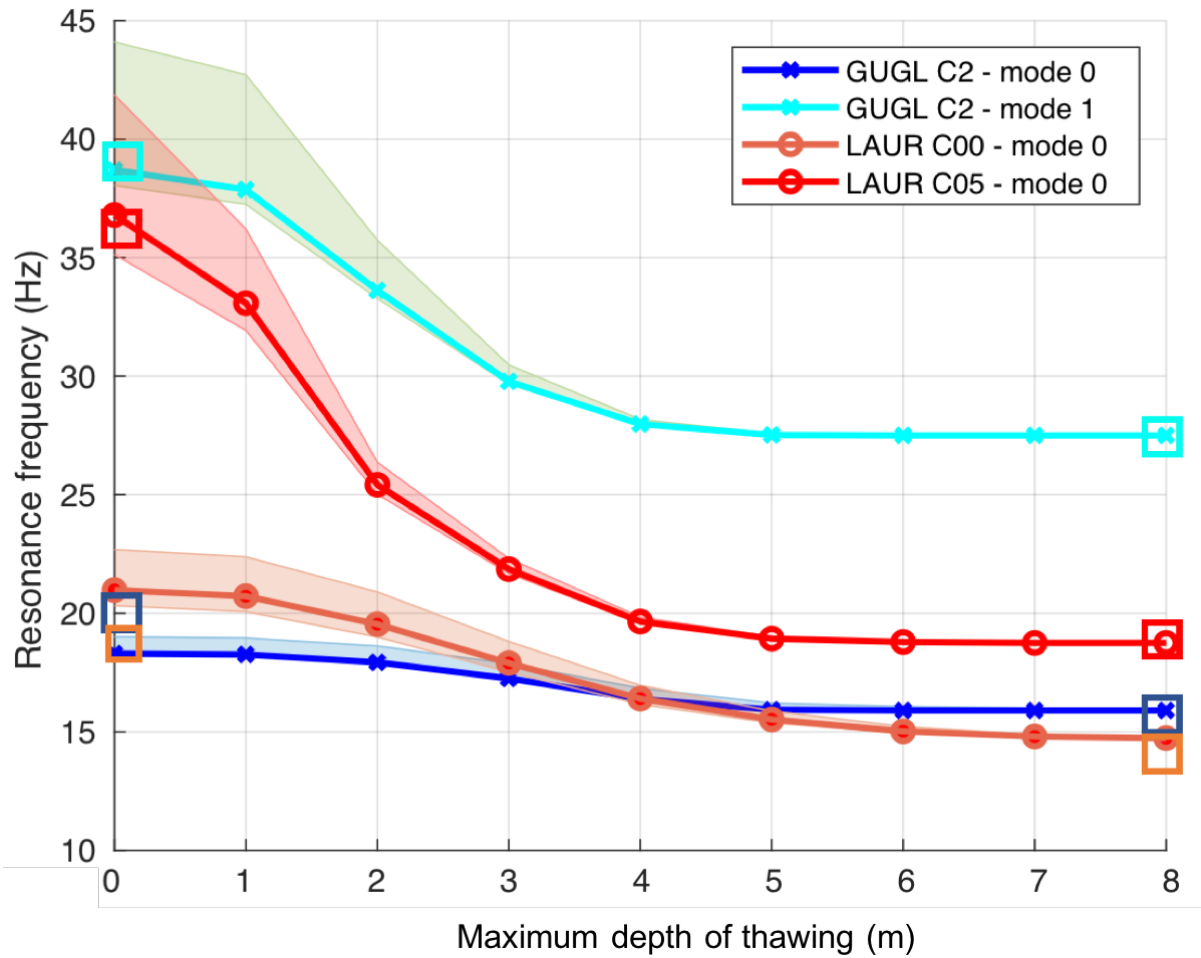


Figure 47: Results of the modal analysis for Gugla (GUGL) and Laurichard (LAUR) rock glaciers. The evolution of the resonance frequency of the respective synthetic modes is plotted, according to the maximal depth of thawing from the surface to the ZAA (8 m depth): left stands for the state of maximal freezing in winter (frozen medium until 8 m depth), right for the summer (unfrozen medium). The range of measured resonance frequency values is shown by the squares in the corresponding colors (estimated from Figure 37 and Figure 38 for respective sites). Errorbars (in transparency) show the influence of porosity on the results : the low (high) limit of errorbars shows the results for extremely low (extremely high) porosity profile.

## 5.6 Discussion

From the results of mechanical simulation on both Laurichard and Gugla rock glaciers, we draw several conclusions:

- The vibrating modes of rock glaciers can be tracked from spectrograms of seismic ambient noise. The resonance frequencies from the mechanical modeling fit well the

measured ones (between 15 Hz and 20 Hz in summer for both sites) within experimental errorbars. This validates our methodology based on rock glacier modeling as a vibrating structure, at least for the first mode;

- Monitoring these resonance frequencies along time allows to observe seasonal evolution: all the modes show a progressive increase of the resonance frequencies during winter, followed by a sudden drop in melting periods and lower values during summers.
- According to the poroelastic approach used to model the effect of freezing on seismic velocities, this variation is qualitatively well explained by freeze-thawing processes. Indeed, the annual heat wave propagates into the surface layers of the rock glacier (Cicoira et al., 2019; CREALP, 2016), causing a change of frozen material content within the porous medium, and thus a large variation of elastic properties due to this thermo-mechanical forcing. For both sites and sensor locations, this modeled mechanical forcing provides a good estimation of the observed seasonal frequency variations, quantitatively. The modeled changes of elastic parameters (bulk and shear moduli increasing through seismic velocities) involved for Gugla rock glacier (Guillemot et al., 2020) have thus been improved by this complementary method based on a more complete description of poroelasticity, though other models may also explain our observations.
- By tracking resonance frequencies, we are able to detect inter-annual climate variability. Indeed, the freezing process appears to strongly depend on annual climate variability: as an example, in 2019 in Laurichard, the winter resonance frequency is lower than in 2018, indicating a lower rigidity of the medium due to reduced frozen material content. The winter was actually colder in 2018 than in 2019: from a meteorological station near the col du Lautaret (1 km from Laurichard), the mean air temperature during snow cover  $T_{winter}$  was lower in 2018 ( $T_{winter}(2018) = -2.07\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) than in 2019 ( $T_{winter}(2019) = -0.50\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). The intensity of freezing is generally estimated from Freezing Degrees Day (FDD), defined as a time cumulative sum of each ground surface temperature below  $0^{\circ}\text{C}$  recorded during one wintertime. In addition to an earlier snow cover period in 2019 than 2018 that insulates the ground from the air forcing, the internal freezing of the rock glacier was less intense in 2019 ( $FFD(2019) = -322\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{day}$ ) than in 2018 ( $FFD(2018) = -451\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{day}$ ). For the Gugla site, the winter resonance frequency was significantly lower in 2017 than in the others years. Despite a comparable mean air temperature between 2016 and 2017, the earlier and longer snow cover period in 2017 promotes a lower freezing of the internal layers. Similarly, we conclude that resonance frequency in wintertime indicates well the intensity of freeze-thawing effects on the rock glacier.
- Despite a high level of heterogeneities within rock glaciers, low-frequency GPR results allow to better constrain the bedrock interface depth. For Laurichard, the

mean value was estimated at 10 m ( $\pm 50\%$  due to the underneath slope). According to field observations and DEM interpolation, we fixed this value at 14 m for C00 model, and 8 m for C05 model. This unique difference between the two locations explains very well the observed gap of seasonal resonance frequency amplitude (Figure 37): the shallower the bedrock interface, the larger this amplitude. In addition to active seismology allowing to perform 2D seismic velocity tomographies, low-frequency GPR results provide valuable information about internal structure of the surveyed rock glaciers, reinforcing the benefits of geophysical investigations in accordance with passive seismology in rock glaciers.

Furthermore, the relation between ground surface temperature and resonance frequencies is plotted in Figure 48 (for Laurichard C00 case). It reveals an annually repeated pattern showing a hysteretic behavior. This non-linear relation suggests several phases over the year (indicated with colors and numbers in Figure 48b), depending on the state of freezing of the rock glacier: 1) dry and unfrozen phase (late summer and autumn), when temperature is varying above  $0^{\circ}\text{C}$  while resonance frequency stays at its lowest level ; 2) shallow freezing phase (late autumn and early winter), when temperature decreases below  $0^{\circ}\text{C}$  (with possible significant drops depending on the presence of snow cover insulating the medium or not), while resonance frequency starts to increase ; 3) deep freezing phase (late winter), when temperature is stabilized due to insulation by permanent snow cover, while the freezing front propagates deeper, increasing the resonance frequency ; 4) Shallow thawing phase (early spring), when temperature reaches  $0^{\circ}\text{C}$  and stay during a zero-curtain period, indicating phase change together with melting water percolating into the active layer and sometimes re-freezing, while resonance frequency drops due to thawing of surface layers ; 5) deep thawing phase (late spring and early summer), when the heat wave propagates deeper in the medium, keeping the decrease in resonance frequency up.

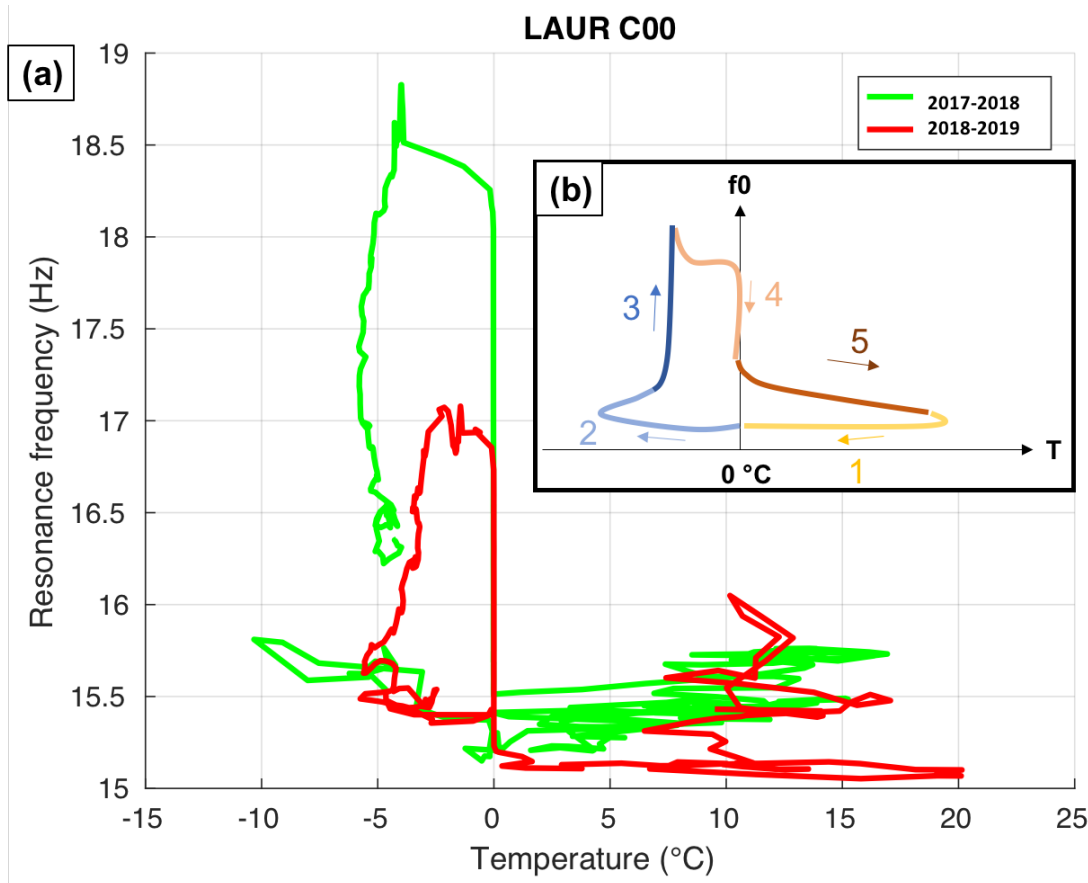


Figure 48: (a) Diagram of daily-averaged ground temperature (recorded by Miniature Temperature Dataloggers) versus daily-averaged resonance frequency of the first mode recorded by C00 seismometer at Laurichard rock glacier. The green curve corresponds to data from December 2017 to November 2018, while the red curve corresponds to data from December 2018 to October 2019. (b) Schematic generalization of the ground surface temperature dependency of resonance frequency with freezing-thawing cycle, showing an hysteretic loop composed of five phases described in the text.

In comparison with other passive seismic methods, as relative seismic velocity variations computed from ambient noise correlation that has already been applied in Gugla (Guillemot et al., 2020), the spectral analysis of seismic noise (presented here) is easier to process. Combined with the modal analysis of a mechanical model of the site, the spectral content accurately records the seasonal freeze-thawing cycle, reinforcing observations from ambient noise correlation (Guillemot et al., 2020). Beyond these similarities, the main difference between these two methods is their depth sensitivity. Frequency resonance focuses on isolated frequencies, whereas ambient noise correlations exploits the whole spectrum, thereby surveying a larger range of depths. To quantify this difference between the two methods, we computed sensitivity kernels for each one. It consists in evaluating the changes (of frequency or  $dV/V$ ) after a 50% increase of seismic velocities  $V_p$  and  $V_s$  for a 0.5 m thick sublayer along the depth of the modeled rock glacier. All the parameters are those of the summer models (for Gugla in Figure 43, for Laurichard C00 and C05 in Figure 42(c)), and kernels have been computed for all these three sites. These results are presented in Figure 15: 1) for ambient noise correlation method: the theoretical relative velocity change of the Rayleigh wave ( $dV/V$ ) is computed by dispersion curve



difference using the Geopsy package (Wathelet et al., 2004) ; 2) for modal analysis method, the resonance frequency of the fundamental mode of the vibrating structure modeling the rock glacier is obtained using Comsol software<sup>4</sup>. For both methods, their kernels have been normalized by their maximum value along depth, allowing an estimation of the depth where the sensitivity of the method is the highest. The results are shown in Figure 49 for Laurichard C00 sensor, while other sites are not presented but yield similar results. For all sites, modal analysis is most sensitive at a relatively shallow depth (5 m for Gugla, 4 m for Laurichard C00, 3 m for Laurichard C05) in the active layer, whereas ambient noise correlation has a broader sensitivity, including shallower and deeper layers depending on the frequency band (the lower the frequency, the deeper the penetration). Therefore, the modal analysis permits to easily evaluate the state of freezing of rock glaciers, surveying mostly the depth range between 2 m and 8 m, including the active layer ( $< 5$  m), while ambient noise correlation at low frequencies allows the same monitoring over a broader range of depths but requires additional data processing. Furthermore, ambient noise correlation may provide less stable results at high frequencies (up to 14 Hz, for the Gugla study (Guillemot et al., 2020b)), preventing any interpretation of the chaotic results. In this scenario, the two passive seismic methods may be combined to obtain stable results along the whole depth of the rock glacier. As many other geophysical techniques, the present study is therefore to be considered as one element among other parts of a global monitoring strategy.

<sup>4</sup> <https://www.comsol.fr>

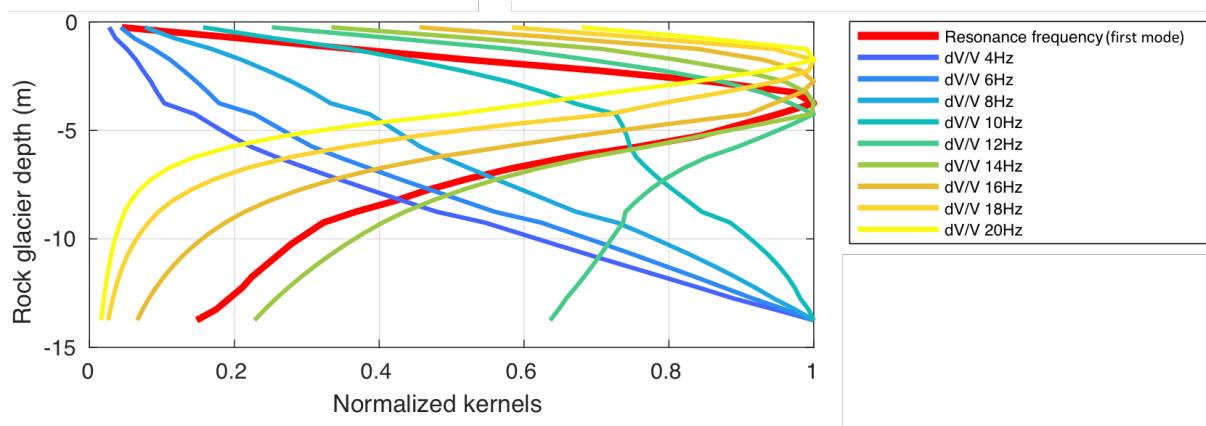


Figure 49 : Example of (normalized) depth sensitivity kernels of the two passive seismic methods for the Laurichard (C00 seismometer) rock glacier model. The red curve corresponds to the modal analysis (resonance frequency of the first vibrating mode). The other curves correspond to the ambient noise correlation (relative change of the Rayleigh wave velocity  $dV/V$ , depending of the frequency, shown by the other colours). At high frequencies ( $> 14\text{Hz}$ ),  $dV/V$  is most sensitive at shallower depths than the resonance frequency of the first mode, whereas at low frequencies ( $< 14\text{Hz}$ ),  $dV/V$  is most sensitive at deeper depths than resonance frequency.

## 5.7 Conclusion

For two rock glaciers, we monitored the resonance frequencies of vibrating modes during several years thanks to seismic noise measurements. These frequencies show seasonal variations, indicating a freeze-thawing effect on elastic properties of the structure. Assuming vibrating systems, we performed 2D mechanical modeling of rock glaciers, which fit well the recorded resonance frequencies. By quantitatively modeling the increase of rigidity due to freezing in wintertime using a poroelastic approach and models derived from geophysics, we have reproduced the observed seasonal variations, thus highlighting the sensitivity of resonance frequency on freeze-thawing cycles.

The results of this modal analysis have been obtained from a model constrained by geophysical investigations, as Ground Penetrating Radar and seismic tomography surveys. This study shows that the two approaches (spectral analysis of seismic data, combined with GPR and seismic refraction) provide a consistent understanding of seasonal variations of rock glacier rigidity, mainly forced by the freezing effect of those porous media.

Among passive seismic methods on rock glaciers, the spectral analysis appears as an easy and effective monitoring tool of the active layer, which is subjected to significant seasonal changes. At greater depths and lower frequencies, the seismic data can be preferably processed using a pair of stations by computing ambient noise correlation, which can be useful to complement these observations, in addition to bringing new insights to other deeper processes, such as groundwater or structural changes within rock glaciers.

On the long term, seismic vibrations offer the possibility to monitor the effect of global warming on the permafrost degradation.

## 5.8 Acknowledgments

Seismic data of Laurichard rock glacier are available at the French RESIF seismological portal (<http://dx.doi.org/10.15778/RESIF.1N2015>). Seismic data of Gugla rock glacier are available upon request at CREALP. Some valuable information about the geophysical campaign, data from boreholes and their interpretation were shared with permission from CREALP (see weblink in references). We are particularly grateful to Benjamin Vial and Mickaël Langlais (ISTerre - SIG), Guillaume Favre-Bulle (CREALP) and Ludwig Haas (Wallis canton) and the geological department of Wallis for their invaluable assistance with fieldwork, site maintenance and seismic data retrieval of Gugla rock glacier. This work is supported by the OSUG@2020 Labex, the VOR-UGA program, the CNRS-INSU program, and the ANR LabCom GEO3iLab. For Laurichard site, one part of the research was partially supported by Lautaret Garden-UMS 3370 (Univ. Grenoble Alpes, CNRS, SAJF, 38000 Grenoble, France), member of AnaEE-France (ANR-11-INBS\_0001AnaEE\_Services, Investissement d'Avenir frame) and of the eLTER-Europe network (Univ. Grenoble Alpes, CNRS, LTSER Zone Atelier Alpes, 38000 Grenoble, France).

## Supplementary material 1 : Frequency picking of earthquakes signals

In addition to spectral analysis from ambient noise, PSD of earthquakes signals emerging from noise have also been computed. For both sites, such signals have been sorted out from a catalog of earthquakes (magnitude  $M > 2$ ). For the Laurichard area, we used all earthquakes recorded by the Sismalp catalog<sup>5</sup>. We thus applied the same processing than for noise (without any clipping) for the 60 s-long raw trace containing the signal of earthquakes, and finally track resonance frequencies of these quakes by maxima picking (Figure 36). For the Laurichard site, we used seismic traces of another station located in a stable area at Lautaret pass (see Figure 35), named OGSA (RESIF, 1995). Since OGSA is considered as a reference station, we computed a site-to-reference spectral content to evaluate the specific frequency peaks of the Laurichard rock glacier (see Figure 36). In this way, we ensured that those picked frequencies are related to the modal signature of the rock glacier. Overall, this method of spectral analysis allows comparing the spectral response of the structure to low (seismic noise) and higher (earthquakes) levels of excitation.

<sup>5</sup> <https://sismalp.osug.fr/evenements>

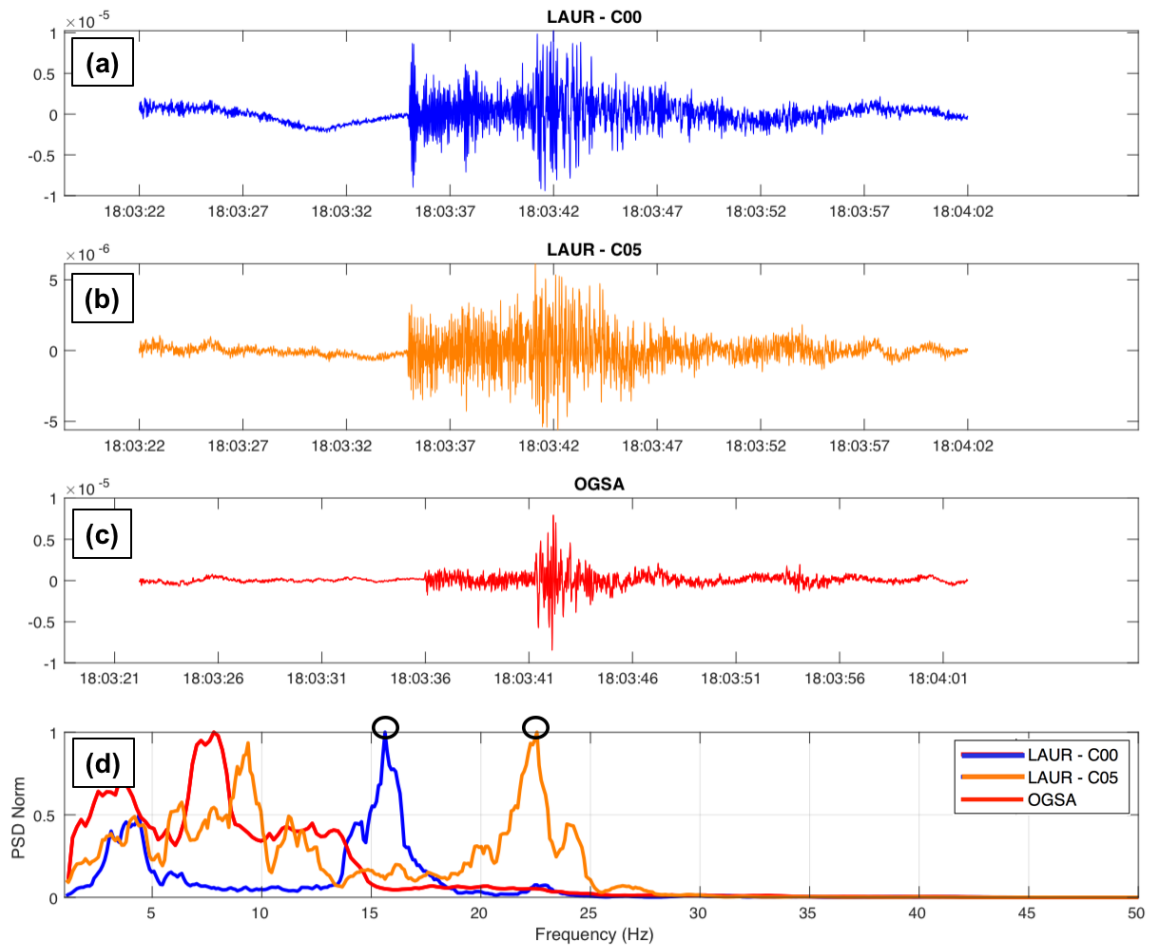


Figure 50: Seismic signals of an earthquake (vertical ground velocity in m/s) recorded by sensors C00 (a) and C05 (b) in Laurichard rock glacier, and by OGSA station at Lautaret pass (c), the 29<sup>rd</sup> June 2018 at 6 PM. (d) The normalized PSD of the respective signals. Black circles highlight the maxima of these spectrograms that have been picked by using our method (details in the text). The same method has been used for ambient noise recordings.

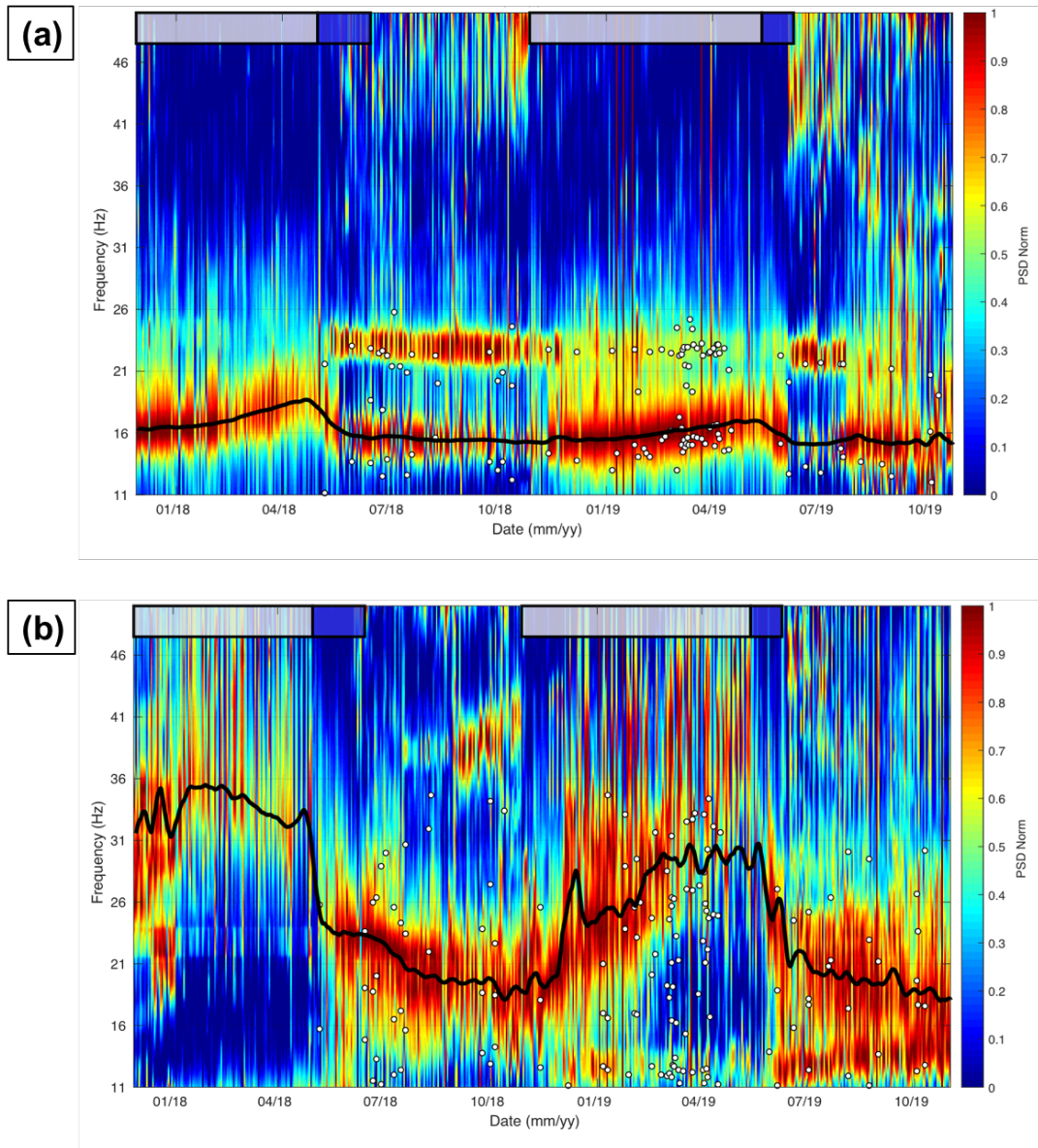


Figure 51: Normalized Power Spectra Density (PSD) from hourly spectrograms of the passive seismic recordings of Laurichard site, respectively from (a) C00 seismometer and from (b) C05 seismometer. The bold black line denotes the moving window average of hourly spectrogram maxima. For each recorded earthquake ( $M > 2$ ), the local maxima have been automatically picked (white dots) if it appears significantly on the spectrogram. Snow cover and melting periods are both figured by white and blue boxes above, respectively.

The resonance frequencies estimated using earthquake signals (white dots on Figure 51) appear similar to the ones estimated from noise for C00 seismometer. However, there are more discrepancies for sensor C05. For this sensor, the peak frequencies determined from seismic signals show more fluctuations than when picking resonance frequencies from PSD of seismic noise.

## 5.9 Supplementary material 2 : Modal analysis using finite element method

The finite-element method aims to numerically estimate the resonance frequencies of a vibrating structure, by solving the Newton's second law for the displacement of the considered degrees of freedom  $V(t)$  (Bathe, 2006). Assuming free-equilibrium and no attenuation, the equation is:

$$[M]\{\ddot{V}(t)\} + [K]\{V(t)\} = \{0\} \quad (1)$$

where  $[M]$  is the global mass,  $[K]$  is the global stiffness matrix, and the dot means time derivative. Both  $[M]$  and  $[K]$  matrices are obtained by correctly assembling the respective element matrices, in accordance with finite-element method (Bathe, 2006).

As a result, the solutions of equation (1) have to be of the form

$$\{V(t)\} = \{\psi\} \sin[\omega(t - t_0)] \quad (2)$$

where  $\{\psi\}$  refers to a vector of order  $n$ ,  $\omega$  is a constant identified to the corresponding pulsation of the vibrating mode  $\{\psi\}$ , and  $t$  and  $t_0$  are respectively the time variable and an arbitrary time constant.

Equations (1) and (2) provide the generalized eigen problem:

$$[M^{-1}K]\{\psi_j\} = \omega_j^2\{\psi_j\} \quad (3)$$

By solving this linear system, we can deduce the modal parameters: the  $n$  eigenvalues  $\omega_j^2$  (with  $0 \leq \omega_1^2 \leq \omega_2^2 \leq \dots \leq \omega_n^2$ ) and the corresponding eigenvectors  $\{\psi_j\}$ . The eigenvector  $\{\psi_j\}$  is called the  $j$ -th modal shape vector that vibrates at the frequency  $f_j = \omega_j/(2\pi)$ .

# 6 Comparaison des méthodes et discussion des résultats

Le suivi sismologique des glaciers rocheux utilise plusieurs méthodes exposées dans les parties précédentes. À l'aide de différentes observables correspondantes (fréquences de résonance, variations d'ondes de surface), il rend compte des processus physiques internes au glacier rocheux (gel et infiltration d'eau). Ceux-ci doivent être localisés en profondeur avec précision, afin d'améliorer la compréhension de ces phénomènes. Dans cette partie, l'étude complète de la sensibilité à la profondeur des diverses méthodes est donc présentée, laquelle permet de distinguer avantages et limitations de chacune d'elles. Enfin, les résultats issus de la modélisation poro-élastique des processus de gel sont discutés afin d'évaluer la pertinence de cette approche, ainsi que ses perspectives d'amélioration.

## 6.1 Profondeur investiguée

Les variations de fréquence de résonance et de vitesse d'ondes de surface témoignent de modifications de la rigidité ou de la densité du milieu investigué, ou des changements de géométrie et de structure de celui-ci. En parallèle, il est important de contraindre au mieux la profondeur à laquelle sont sensibles ces grandeurs mesurées. Par exemple, les fréquences de résonance rendent compte de modes de vibration spécifiques à la structure, qui dépendent des propriétés élastiques et géométriques de celle-ci. La relation entre les fréquences de résonance et les propriétés de la subsurface dépend de la profondeur de celles-ci ; il est donc intéressant de connaître avec précision cette dépendance. Cette connaissance est apportée par le calcul de noyaux de sensibilité, définis pour chaque observable comme une fonction de la profondeur rendant compte de la variation de cette observable causée par une variation locale des propriétés physiques. Dès lors, ce noyau de sensibilité offre la possibilité de mieux contraindre la profondeur à laquelle est maximale la variation de l'observable causée par une petite variation localisée de ces propriétés physiques. À l'inverse, pour une variation de fréquence de résonance observée, il serait alors possible de localiser la zone en profondeur où a eu lieu la variation des propriétés de la subsurface qui en est la cause.

De même, la sensibilité des ondes de surface aux propriétés élastiques de la subsurface dépend également de la profondeur. La démarche est donc similaire pour les  $dV/V$  mesurés : le calcul du noyau de sensibilité permet de mieux quantifier leur dépendance avec la profondeur des variations des propriétés élastiques. Cette sensibilité dépend également de la fréquence à laquelle sont calculés les  $dV/V$ , du fait du caractère dispersif des ondes



de surface ; il est donc nécessaire de calculer ces noyaux de sensibilité pour chaque bande de fréquence utilisée pour le calcul du  $dV/V$ .

Un noyau de sensibilité est défini pour une observable sismique donnée, ainsi que pour une perturbation donnée du modèle. Dans notre cas, l'observable sismique est soit la fréquence de résonance du mode fondamental du glacier rocheux ( $f_0$ ), soit la variation relative de vitesse des ondes de Rayleigh ( $dV/V$ ). Quant à la perturbation, elle consiste en une augmentation uniforme de +50% de la vitesse des ondes sismiques ( $V_p$  et  $V_s$ ) localisée dans une sous-couche de 50 cm d'épaisseur, par rapport au modèle de référence ( $V_p$ ,  $V_s$ , densité) issu des tomographies de sismique réfraction effectuées en été sur chaque site.

Nous avons choisi cette modélisation de la perturbation en regard de deux considérations :

- L'hypothèse de linéarité du noyau de sensibilité entre une perturbation infinitésimale et la perturbation modélisée des propriétés élastiques du milieu ;
- La faible résolution des observables modélisées (fréquence de résonance sur le logiciel Comsol au centième de Hz,  $dV/V$  sur le logiciel Geopsy au centième de m/s) qui requiert une grande perturbation pour distinguer une variation des observables. En pratique, une perturbation de +50% des propriétés élastiques est cohérente avec les variations des observables mesurées sur le terrain, ce qui légitime ce choix de définition des noyaux de sensibilité.

Pour calculer ces noyaux, nous avons donc modélisé les observables sismiques comme suit : pour la fréquence de résonance, *via* le logiciel Comsol (même méthode que la modélisation mécanique expliquée à la partie 5.5.4 de ce manuscrit), et *via* le logiciel Geopsy pour la résolution directe des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh, modélisant les  $dV/V$ . Les noyaux de sensibilité ont été calculés pour chaque site et chaque capteur (Gugla C2, Laurichard C00, Laurichard C05) et pour chaque observable sismique (fréquence de résonance du mode fondamental  $f_0$ , et  $dV/V$  entre 4 et 20 Hz). Ces résultats sont respectivement présentés en Figure 52, Figure 53 et Figure 54.

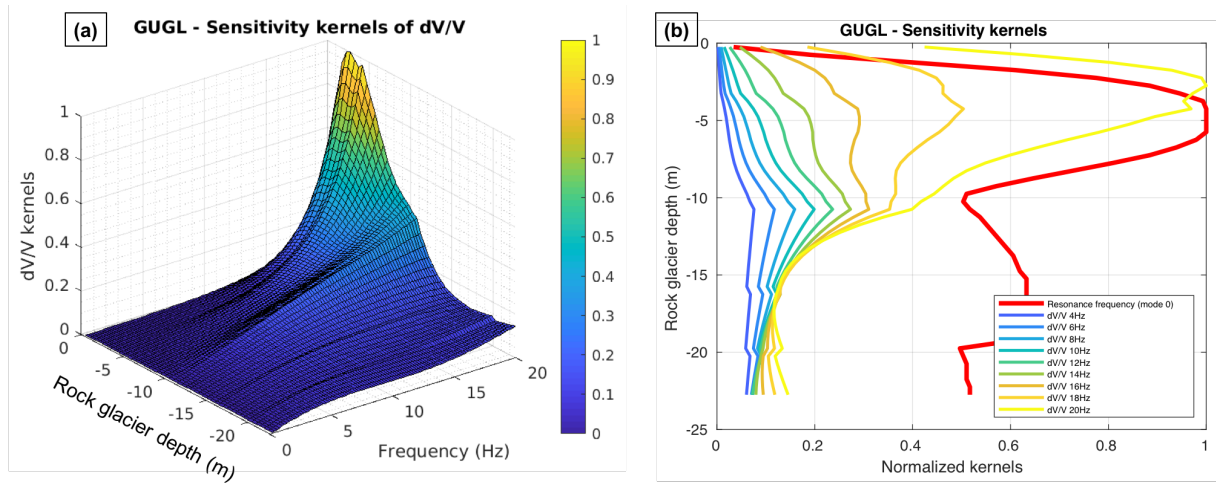


Figure 52 : Résultats des noyaux de sensibilité modélisés pour le glacier rocheux de Gugla (capteur C2). (a) Noyaux de sensibilité normalisés de l'observable  $dV/V$  en fonction de la profondeur du glacier rocheux (de 0 à 23 m) et de la fréquence de calcul du  $dV/V$ . (b) Noyaux de sensibilité normalisés de la fréquence de résonance du mode fondamental (en rouge) d'une part, et des  $dV/V$  à plusieurs fréquences entre 4 et 20 Hz (autres couleurs), en fonction de la profondeur du glacier rocheux.

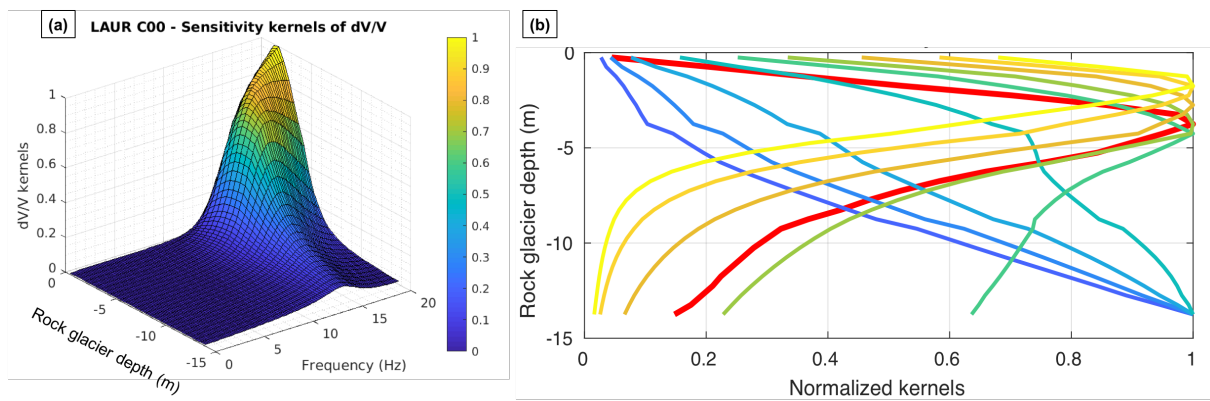


Figure 53 : Résultats des noyaux de sensibilité modélisés pour le glacier rocheux de Laurichard (capteur C00). (a) Noyaux de sensibilité normalisés de l'observable  $dV/V$  en fonction de la profondeur du glacier rocheux (de 0 à 14 m) et de la fréquence de calcul du  $dV/V$ . (b) Noyaux de sensibilité normalisés de la fréquence de résonance du mode fondamental (en rouge) d'une part, et des  $dV/V$  à plusieurs fréquences entre 4 et 20 Hz (autres couleurs), en fonction de la profondeur du glacier rocheux. Les courbes sont normalisées par la valeur maximale pour chaque bande de fréquence de  $dV/V$ , pour plus de lisibilité.

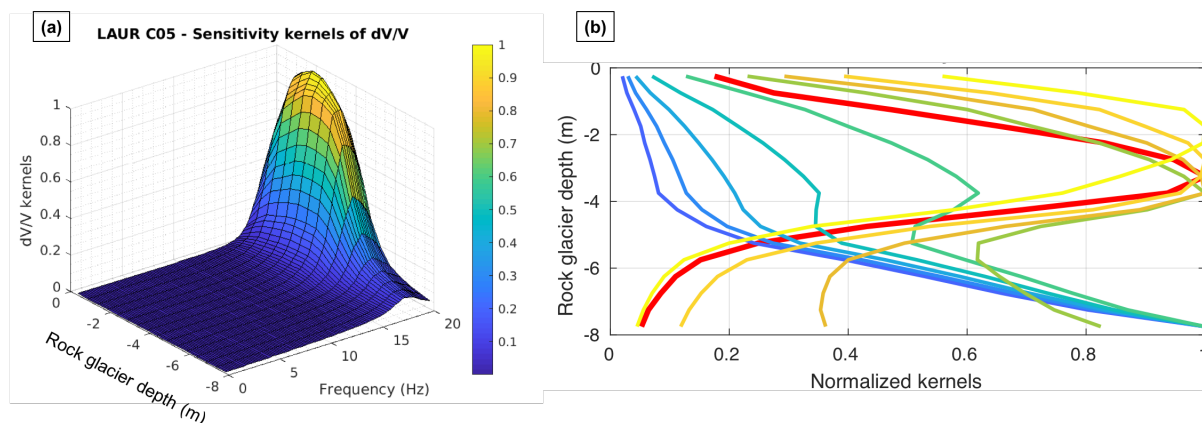


Figure 54 : Résultats des noyaux de sensibilité modélisés pour le glacier rocheux de Laurichard (capteur C05). (a) Noyaux de sensibilité normalisés de l'observable  $dV/V$  en fonction de la profondeur du glacier rocheux (de 0 à 8 m) et de la fréquence de calcul du  $dV/V$ . (b) Noyaux de sensibilité normalisés de la fréquence de résonance du mode fondamental (en rouge) d'une part, et des  $dV/V$  à plusieurs fréquences entre 4 et 20 Hz (autres couleurs), en fonction de la profondeur du glacier rocheux. Les courbes sont normalisées par la valeur maximale pour chaque bande de fréquence de  $dV/V$ , pour plus de lisibilité.

Malgré les différences entre les sites, ces noyaux de sensibilité montrent plusieurs résultats généraux :

- La fréquence de résonance du mode fondamental a une sensibilité maximale plutôt à faible profondeur (5 m pour Gugla, 4 m environ pour Laurichard), ce qui correspond à la base de la couche active et au toit de la couche de permafrost. Les changements des propriétés élastiques au sein de cette zone causent alors de fortes variations de cette fréquence de résonance, en regard des autres couches (zones de très faible profondeur, ou au contraire de profondeur élevée) ;
- La vitesse de propagation des ondes de Rayleigh a une sensibilité dépendant de la fréquence à laquelle elle est mesurée : plus la fréquence est élevée, plus sa pénétration maximale est à faible profondeur. Ainsi, le  $dV/V$  à haute fréquence (entre 15 et 20 Hz) est sensible globalement à la même profondeur que la fréquence de résonance (la base de la couche active et le toit du permafrost), tandis que le  $dV/V$  à plus faible fréquence (entre 4 et 10 Hz) enregistre majoritairement les variations à plus grande profondeur (maximum à 11 m environ pour Gugla, et plus profondément que l'épaisseur du glacier rocheux pour Laurichard).

La sensibilité du  $dV/V$  couvre donc une gamme de profondeurs plus large que celle de la fréquence de résonance, grâce aux différentes fréquences auxquelles on peut le calculer. Cette particularité donne un avantage certain à cette méthode par rapport à l'analyse modale reposant sur la mesure d'une fréquence de résonance, qui n'est alors sensible qu'à une zone limitée en profondeur. Cependant, il a été constaté qu'il est difficile d'obtenir des mesures stables de  $dV/V$  à hautes fréquences ( $>14$  Hz) sur le terrain. Ces instabilités peuvent être liées aux effets de résonance induits par les modes de vibration propres du site, comme discuté précédemment (partie 2.7). Étant donné

que la forme du noyau de sensibilité du  $dV/V$  entre 14 et 20 Hz est similaire à celle de la fréquence de résonance du mode fondamental, la mesure de celle-ci reste intéressante pour investiguer les variations élastiques à faible profondeur. De surcroît, le calcul du contenu fréquentiel est plus rapide et semble plus stable que celui de l'intercorrélation sismique, renforçant ainsi l'utilisation conjointe des deux méthodes (intercorrélation de bruit sismique pour le calcul de  $dV/V$ , et analyse fréquentielle pour le suivi des fréquences de résonance) pour surveiller le milieu au sein d'une large gamme de profondeur.

## 6.2 Discussion de l'approche poro-élastique

À l'échelle d'une année, les variations saisonnières des différentes grandeurs mesurées ont été interprétées comme l'effet cyclique des phénomènes de gel et de dégel au sein de la couche de surface qui en est soumise. Cette zone est comprise entre la surface et la profondeur maximale à laquelle l'onde thermique annuelle se propage, nommée usuellement ZAA (pour Zero Annual Amplitude) ; elle a été estimée à environ 10 m pour le glacier rocheux de Gugla (données thermiques issues de forage internes (CREALP, 2016)), et extrapolée de même pour le glacier rocheux de Laurichard. Au sein de cette zone, la matrice poreuse constituant le glacier rocheux se remplit d'eau liquide, de neige puis de glace au gré des saisons. La modélisation de ces phénomènes a été réalisée à l'aide d'une approche poro-élastique adaptée aux milieux gelés, qui a alors permis la description, la localisation et la quantification des variations saisonnières des propriétés élastiques des deux glaciers rocheux. Les résultats sont présentés sous forme de profils des vitesses des ondes P ( $V_p$ ) et des ondes S ( $V_s$ ), évoluant au gré de la profondeur maximale de gel entre la surface (modèle sismologique d'été au sein duquel toute la couche active est dégelée) et la ZAA (modèle sismologique d'hiver au sein duquel le milieu est totalement englacé), pour les différents sites (Figure 55 pour Gugla, Figure 56 pour Laurichard C00 et Figure 57 pour Laurichard C05).

### GUGL – C2

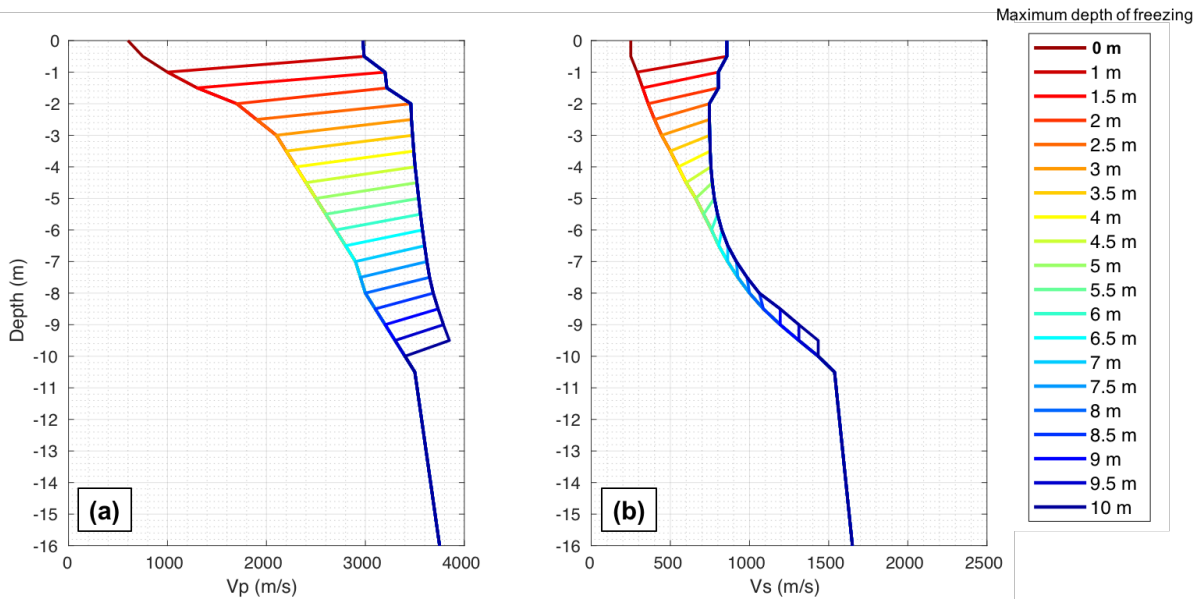


Figure 55 : Profils de vitesses des ondes P (a) et des ondes S (b) du glacier rocheux de Gugla (capteur C2) en fonction de différents états de gel. Ceux-ci sont caractérisés par la profondeur maximale de gel (légende à droite), allant de 0 m (milieu totalement dégelé) à 10 m (profondeur d'amplitude annuelle nulle). L'état dégelé a été obtenu par tomographie de sismique réfraction, tandis que les autres profils ont été estimés grâce au modèle poro-élastique à trois phases, supposant des valeurs de porosité moyennes.

### LAUR – C00

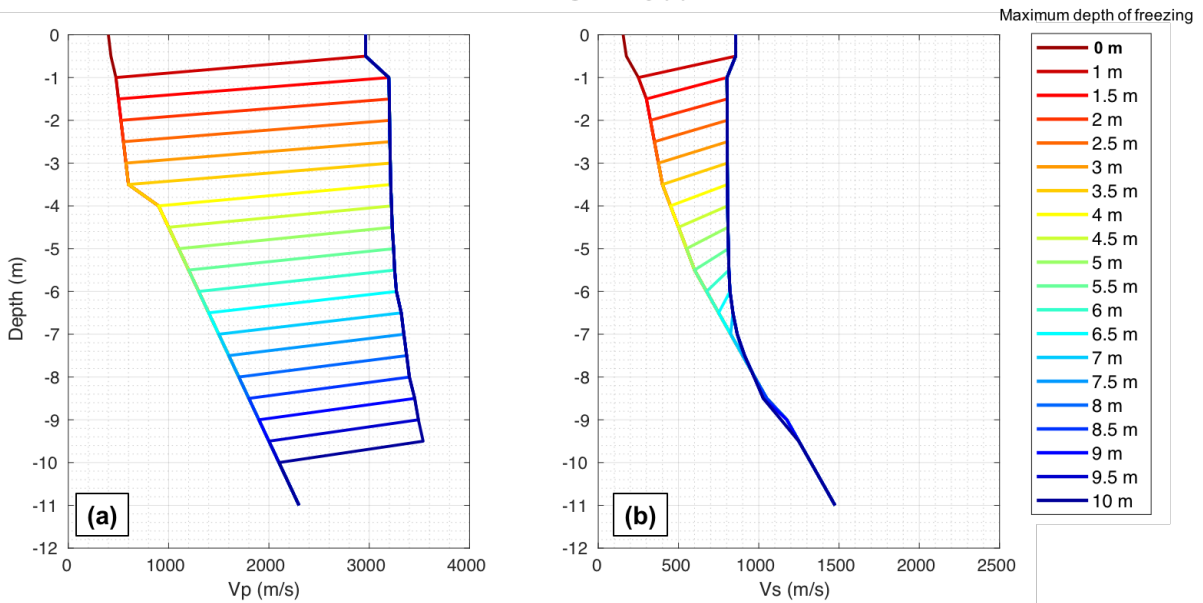


Figure 56 : même légende que Figure 55, pour le glacier rocheux du Laurichard (capteur C00).

## LAUR – C05

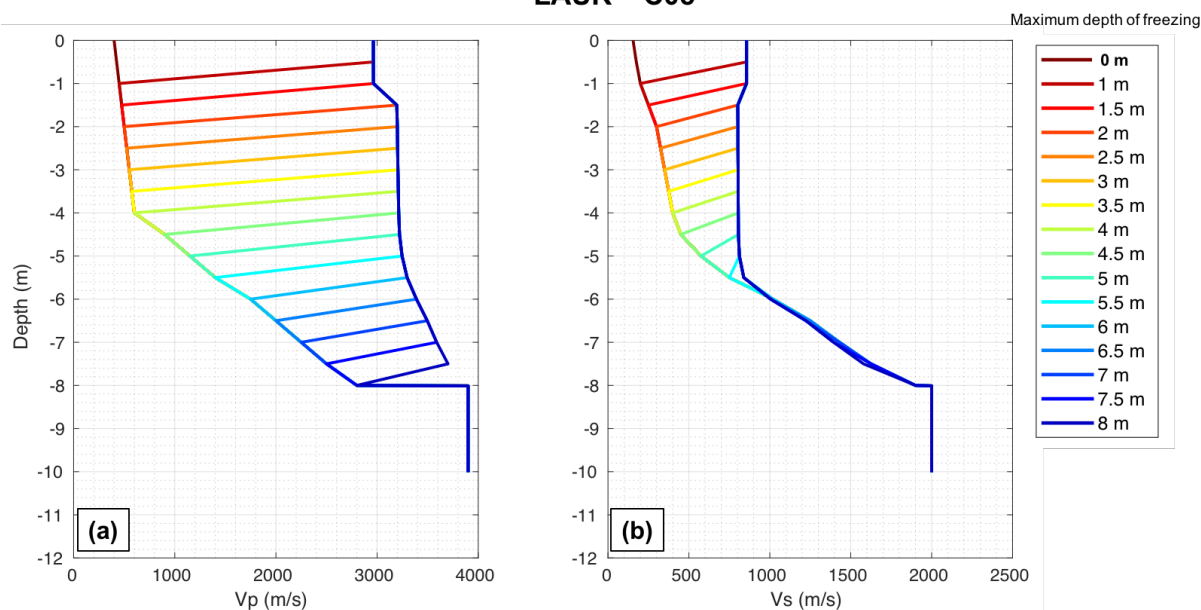


Figure 57 : même légende que Figure 55, pour le glacier rocheux du Laurichard (capteur C05).

D’après ces résultats, le remplissage total des pores par la glace provoque l’augmentation de la rigidité du milieu, qui se traduit par une augmentation des vitesses sismiques  $V_p$  et  $V_s$  ; il est intéressant de constater que les variations des modules élastiques peuvent être quantitativement importantes. Ainsi, la vitesse des ondes P dans les premiers mètres de profondeur peut passer d’environ 700 m/s en été à 3000 m/s en hiver ; quant à la vitesse des ondes S en surface, elle se situe à 200 m/s environ en été, et s’élève à environ 800 m/s, soit une augmentation de +300%.

De manière générale, on remarque que cette augmentation relative est d’autant plus importante que la profondeur est faible : c’est dans les couches de surface qu’ont lieu les plus grandes variations élastiques entre l’état gelé et l’état dégelé. Deux causes peuvent en être la source : d’une part la plus grande porosité en surface, qui intensifie l’importance relative du contenu des pores, et d’autre part la faible valeur des modules élastiques de la matrice rocheuse peu consolidée, qui diminue également l’importance relative des débris rocheux en regard de la glace. Quoi qu’il en soit, la variation spectaculaire des vitesses sismiques entre l’hiver et l’été obtenue avec ce modèle doit être considérée avec prudence : la méthode utilisée fait l’hypothèse d’un remplissage total des pores par la glace, ce qui peut être irréaliste compte tenu des observations sur le terrain.

Cependant, ces valeurs de vitesse sismique modélisées peuvent être considérées afin de modéliser l’évolution des grandeurs observées par le suivi sismologique en continu. Celles-ci sont fortement liées à la vitesse des ondes S de cisaillement : en effet, la variation de vitesse des ondes de surface dépend presque essentiellement de  $V_s$  (Grêt et al., 2006b) ; de même, les premiers modes de vibration (fondamental et premier mode) qui résultent de la modélisation mécanique des glaciers rocheux apparaissent comme des modes de cisaillement, dépendant alors principalement du module de cisaillement du milieu (et indépendant du module de compressibilité). En somme, les mesures de sismologie passive

( $dV/V$  et fréquence de résonance) réalisés sur les deux glaciers rocheux dépendent principalement des propriétés du milieu intervenant dans la propagation des ondes de cisaillement.

L'approche poro-élastique permet de quantifier la variation de ces propriétés suivant les saisons. On peut alors modéliser numériquement la fréquence de résonance des modes de vibration des glaciers rocheux, par la méthode explicitée en partie 5.5 utilisant une modélisation mécanique en éléments finis. Les variations de ces fréquences de résonance modélisées suivant l'état de gel du milieu sont cohérentes avec celles mesurées sur le terrain, et ce sur tous les sites d'étude (voir Figure 47 et la conclusion partie 5.7) : le modèle poro-élastique rend bien compte des variations de fréquences mesurées, et renforce la modélisation des processus de gel et dégel par cette approche, bien que celle-ci peut ne pas être unique.

On peut également modéliser les  $dV/V$  théoriques que l'on obtiendrait à partir de ces variations de rigidité : à l'aide du logiciel Geopsy, nous avons ainsi calculé les courbes de dispersion respectives des ondes de surface à partir des modèles sismologiques d'été du milieu dégelé (obtenus par sismique réfraction sur le terrain), et des modèles sismologiques d'hiver du milieu totalement englacé (obtenus par le modèle poro-élastique). En comparant la variation relative d'une courbe de dispersion  $V(\omega)$  par rapport à une autre, nous obtenons directement les valeurs des amplitudes saisonnières maximales de  $dV/V$  selon la fréquence, *via* la relation ci-dessous :

$$\frac{V_{\text{été}}(\omega) - V_{\text{hiver}}(\omega)}{V_{\text{hiver}}(\omega)} \cong \frac{V_{\text{été}}(\omega) - V_{\text{ref}}(\omega)}{V_{\text{ref}}(\omega)} = \left. \frac{dV}{V} \right|_{\text{été}}$$

Pour chacun des sites, nous présentons donc en Figure 58 ces valeurs théoriques d'amplitudes saisonnières maximales de  $dV/V$  (courbes pleines pour le mode fondamental des ondes de Rayleigh, courbes tiretées pour celui des ondes de Love), que l'on peut comparer aux grandeurs observées en été ( $\left. \frac{dV}{V} \right|_{\text{été}}$ , représentées par des points).

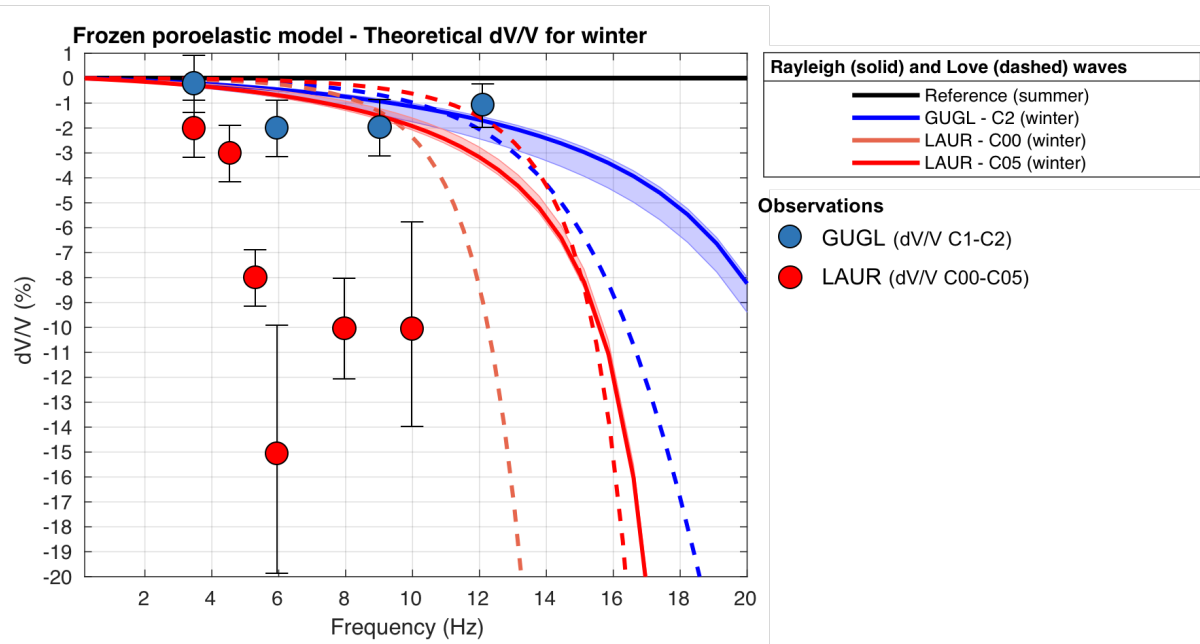


Figure 58 : Amplitude saisonnière des  $dV/V$  en fonction de la fréquence, modélisée par différence de courbes de dispersion issues des modèles sismologiques d'été (d'après la tomographie de sismique réfraction) et d'hiver (d'après le modèle poro-élastique à trois phases). L'été est considéré comme la référence à partir de laquelle est calculée le  $dV/V$  maximum en hiver, en fonction de la fréquence. Les courbes de dispersion utilisées sont celles du mode fondamental des ondes de Rayleigh (traits pleins) ou celles du mode fondamental des ondes de Love (tiretés). Les barres d'erreur correspondent à différents profils estimés de porosité. Les observations des amplitudes saisonnières de  $dV/V$  sont indiquées par les points (bleus pour Gugla, rouge pour Laurichard) ; leurs barres d'erreur cumulent l'incertitude calculée d'après (Weaver et al., 2011c) et la variabilité inter-annuelle des observations.

De ces résultats, l'approche poro-élastique permet de retrouver une baisse de  $dV/V$  en été avec le même ordre de grandeur que celle qui est réellement mesurée, la concordance entre valeurs modélisées et valeurs observées étant même satisfaisante pour le glacier rocheux de Gugla, compte tenu des incertitudes liées à la porosité (pour le modèle) et à la nature des ondes de surface enregistrées (mesure des ondes de Rayleigh ou des ondes de Love). En revanche, le modèle sous-estime largement les variations saisonnières de  $dV/V$  observées sur le glacier rocheux de Laurichard. Par exemple, des amplitudes de l'ordre de 10% sont mesurées à partir de 6 Hz environ, tandis qu'elles sont prédites par le modèle seulement à partir de 12 Hz. Parmi les causes possibles de ces différences, on peut mentionner l'incertitude liée à la nature des ondes de surface réellement suivies sur la fenêtre temporelle de calcul centrée sur la coda : en effet, l'hypothèse des ondes de Rayleigh (ou Love) peut être affinée en étudiant plus en détail le comportement des ondes guidées dans un milieu stratifié tel que celui des glaciers rocheux. De plus, les paramètres des modèles sismologiques ( $V_p$ ,  $V_s$ , densité, porosité) utilisés pour la modélisation peuvent être mal contraints en profondeur : la tomographie de sismique réfraction est limitée à quelques mètres de profondeur, du fait du faible contenu énergétique des tirs de sismique passive et de l'atténuation importante dans ce type de milieu non con-



solidé. Ainsi, il est possible que cette sous-estimation du modèle soit causée par la méconnaissance des propriétés poro-élastiques et géométriques à grande profondeur, au niveau de la base du glacier rocheux et de l'interface avec le bedrock sous-jacent.

Du reste, la comparaison qualitative entre les deux sites est satisfaisante : alors que les variations de vitesse observées au glacier rocheux du Laurichard sont bien supérieures à celles mesurées au glacier rocheux de Gugla (environ 10% contre environ 2% respectivement), les  $dV/V$  modélisés montrent également cette même différence entre les deux sites (Figure 58).

En somme, le modèle poro-élastique utilisé dans cette étude permet de modéliser fidèlement les principales observables mesurées : les variations saisonnières de fréquence de résonance sont quantitativement reproduites, tandis que les variations saisonnières modélisées de  $dV/V$  sont qualitativement satisfaisantes, compte tenu des connaissances du milieu à grande profondeur.

### 6.3 Variabilité interannuelle : vers un suivi de dégradation du permafrost ?

Au-delà d'une variabilité intra-annuelle manifestée par les cycles saisonniers, il est intéressant d'analyser la variabilité inter-annuelle des grandeurs mesurées, afin d'observer des phénomènes ayant lieu à une échelle temporelle plus importante. La longue période de données sismiques permet en effet d'observer des évolutions pluri-annuelles que l'on pourrait interpréter par des mécanismes physiques de long terme : une réaction au forçage climatique est ainsi observée sur plusieurs glaciers rocheux à l'échelle décennale (voir partie 1.1.6). Cette réaction est généralement associée à une dégradation du permafrost, comprise comme un bilan net du contenu en glace négatif à l'échelle pluriannuelle (volume de glace fondue supérieur au volume de glace formée). Cette dégradation du permafrost se traduit donc par un amincissement de la couche gelée, et consécutivement par un épaissement de la couche active en surface.

Parmi les observations, les fréquences de résonance des glaciers rocheux montrent effectivement une variabilité inter-annuelle (voir partie 5.4). Par exemple, celle du mode fondamental mesuré par les capteurs C00 et C05 au glacier rocheux du Laurichard se révèle plus élevée à l'hiver 2018 qu'à l'hiver 2019. Concernant le glacier rocheux de Gugla, le mode fondamental montre une fréquence moins élevée à l'hiver 2017 en comparaison des autres années. Ces mesures, rendant compte de la rigidité globale du milieu investigué, se révèle bien corrélée à l'indice de gel mesuré à Laurichard : plus l'intensité des processus de gel est importante, moins la fréquence est élevée. L'influence de la couverture neigeuse, par sa durée et son timing, explique également la spécificité de l'hiver 2017 à Gugla. Il apparaît alors que la variabilité climatique à l'échelle pluri-annuelle, qui peut induire une variabilité de l'état thermique du glacier rocheux (voir partie 1.1.6), influence

également sa rigidité interne, ce que peut détecter le suivi permanent des fréquences de résonance.

De plus, grâce à l'apport des noyaux de sensibilité, nous pouvons déterminer la profondeur à laquelle est sensible la mesure de la fréquence de résonance du mode fondamental. Celle-ci se situe ainsi entre 3 et 5 m selon les sites (voir Figure 52, Figure 53 et Figure 54), c'est-à-dire dans une zone comprenant l'interface entre la couche active et la couche de permafrost. Ainsi, une variation de profondeur de cette interface, qui signerait alors une modification de l'état thermique du permafrost (aggradation ou dégradation), devrait se traduire par une variation de fréquence de résonance suffisamment importante pour être détectée.

Des tests de modélisation ont donc été effectués pour simuler une modification (augmentation ou baisse) de la profondeur du toit de la couche de permafrost pour le glacier rocheux de Gugla. Les modèles sismologiques de référence en été et en hiver ( $V_p$ ,  $V_s$ , densité et porosité) ont donc été utilisés afin de caractériser les vitesses  $V_p$  et  $V_s$  atteintes à la profondeur du toit du permafrost (évaluée à 4,5m d'après les forages effectués en 2015 (CREALP, 2016)). Pour simuler une aggradation ou dégradation du permafrost, le modèle sismologique a été légèrement modifié de façon à ce que ces valeurs  $V_p$  et  $V_s$  soient atteintes à la profondeur souhaitée (entre 3,5 m et 7,5 m), modifiant principalement le gradient de vitesses sismiques au sein de la couche active. Pour chaque nouveau modèle, les fréquences de résonance des deux premiers modes de vibration ont été numériquement calculées à l'aide du logiciel Comsol, selon la même méthode que décrite précédemment au cours de cette étude (voir 5.5.4). Les résultats sont présentés Figure 59.

Ces résultats de modélisation mécanique montrent que l'influence de l'évolution du permafrost sur les fréquences de résonance du glacier rocheux de Gugla est significative. En effet, pour l'exemple d'une dégradation de permafrost augmentant la profondeur de la couche active de 2 m (passant de 4,5 m à 6,5 m), les fréquences de résonance estivales diminuent de 16 Hz à 13 Hz environ, et de 30 à 26 Hz environ pour les modes respectifs. Ces différences sont aisément détectables par les méthodes de sismologie passive pérennisées à l'échelle pluri-annuelle. Il est à noter que seule la fréquence de résonance hivernale du mode fondamental apparaît peu dépendante de l'évolution de la profondeur du permafrost ; elle révèle néanmoins une variabilité inter-annuelle liée à l'intensité du gel saisonnier (discuté ci-dessus et en partie 5.6).

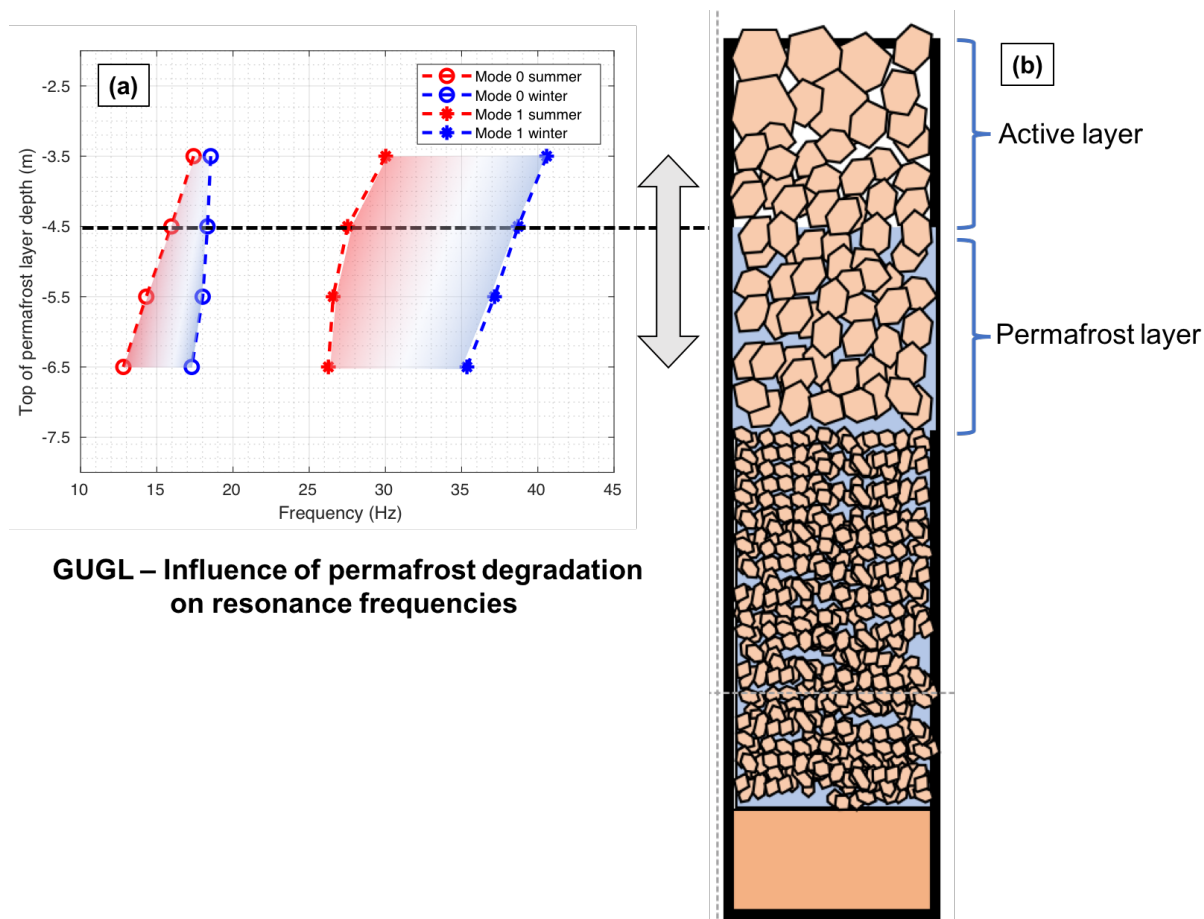


Figure 59 : (a) Modélisation de l'influence de la dégradation du permafrost sur les fréquences de résonance du glacier rocheux de Gugla. Suivant la profondeur de l'interface entre couche active et permafrost, la fréquence de résonance des deux premiers modes de vibration a été numériquement calculée pour un modèle sismologique dégelé (été, en rouge), et pour un modèle sismologique totalement englacé (hiver, en bleu). Sachant que la profondeur de l'interface actuelle est de 4,5 m (trait tireté noir), cette grandeur a été modifiée entre 3,5 m (aggradation du permafrost) et 6,5 m (dégradation du permafrost). (b) Coupe schématique du glacier rocheux de Gugla.

En somme, le suivi en continu des fréquences de résonance en été se révèle apte à détecter une évolution de la profondeur de permafrost ; une surveillance sismologique passive déployée pendant plusieurs années pourrait ainsi offrir la possibilité de suivre l'effet du réchauffement climatique sur les glaciers rocheux, et la dégradation du permafrost qui en résulte.

#### 6.4 Couplage thermo-mécanique : perspectives

Jusqu'à maintenant, les effets mécaniques du gel sur la propagation des ondes élastiques dans les glaciers rocheux ont été modélisés. Cette formation de glace dans les pores de la matrice rocheuse est causée au premier ordre par les flux énergétiques induits par le forçage thermique annuel. En effet, la variation de température annuelle du sol, causée par celle de l'atmosphère malgré l'effet isolateur du manteau neigeux, est telle que le

point de fusion de l'eau est atteint plusieurs fois par an, provoquant alors des changements de phase de l'eau interstitielle (formation de glace en hiver, fonte de la glace en fin de printemps). Pour compléter la modélisation mécanique de ce processus saisonnier, il est donc nécessaire d'inclure ce forçage thermique annuel : l'onde de température correspondante se propage alors de la surface jusqu'à la profondeur d'amplitude nulle (ZAA), et module ainsi la proportion de glace dans les pores. L'évolution temporelle des propriétés élastiques, et donc des grandeurs observables par la sismologie passive, peut donc être modélisée à l'aide de ce couplage thermo-mécanique.

Dans un premier temps, l'état thermique du glacier rocheux doit être déterminé ; l'objectif est d'obtenir le champ de température du glacier rocheux en fonction du temps et de la profondeur, que l'on peut noter  $T(\mathbf{z}, t)$ . Suivant l'instrumentation à disposition, ce champ peut être directement mesuré par des forages thermiques permanents, fournissant les séries temporelles de la température en profondeur (voir partie 1.2.2). Si l'on ne dispose seulement que de mesures directes de la température du sol en surface, on peut alors modéliser le profil complet de température du milieu en fonction de la profondeur. Pour cela, un modèle de conduction de la chaleur, utilisant l'équation de diffusion de la chaleur à une dimension, est usuellement invoqué en première approximation (Cicoira et al., 2019) ; elle nécessite l'évolution temporelle de la température de surface en guise de conditions limites ( $T(\mathbf{z} = \mathbf{0}, t)$ ), et un paramètre de diffusivité thermique  $\alpha$  rendant compte de la capacité moyenne du milieu à favoriser les échanges thermiques. L'équation 1D de diffusion de la chaleur s'écrit alors (Carslaw and Jaeger, 1959):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

et sa résolution permet d'obtenir le champ de température modélisé  $T(\mathbf{z}, t)$  à tout instant et à toute profondeur entre la surface et la ZAA.

La température constante au niveau de la ZAA peut être fixée à l'aide des données de forages, tout comme la condition initiale  $T(\mathbf{z}, t = 0)$ . Il est à noter que les autres types d'échange thermique sont négligés dans cette première approche : ni les flux de chaleur advectifs (intervenant par exemple *via* l'hydrologie du glacier rocheux), convectifs (par circulation d'air dans les pores, par exemple l'effet cheminée bien documenté pour les régions de permafrost (Staub et al., 2015)), ni les flux de chaleur dissipatifs dus à la friction de déformation du glacier rocheux, ni encore le flux géothermique, ne sont pris en compte.

Cependant, une fois ce champ de température et son évolution temporelle connue, on peut en déduire le niveau de saturation en glace dans les pores de la matrice rocheuse constituant le milieu. Pour cela, des expériences menées en laboratoire sur du permafrost gelé (consolidé ou non) ont validé une relation thermodynamique reliant la proportion

d'eau non gelée  $\phi_w$  à la température  $T$  du milieu poreux (Leclaire et al., 1994). En supposant une distribution gaussienne du rayon des pores, cette relation s'écrit alors (Carcione and Seriani, 1998) :

$$\phi_w = \frac{\phi}{\Delta r \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{r_0/\ln(T_0/T)} \exp[-(r - r_{av})^2 / (2\Delta r^2)] dr$$

avec  $\phi$  la porosité du milieu,  $r_0 = 2,28 \cdot 10^{-10}$  m et  $T_0 = 273$  °K respectivement un rayon et la température de référence,  $r_{av}$  le rayon moyen des pores et  $\Delta r$  son écart-type.

Pour une étude encore plus complète, on peut également prendre en compte la géométrie des pores, les propriétés de surface des minéraux composant la matrice solide, ainsi que les impuretés solubles se trouvant dans l'eau, afin de déterminer précisément la dépendance à la température de la saturation en eau ou en glace (Rempel, 2012).

Ainsi, la proportion en glace  $\phi_i$  peut être connue à toute profondeur et à tout instant, *via* la relation  $\phi_i + \phi_w = \phi$ . Cette connaissance du niveau de saturation des pores en glace est suffisante pour ensuite en déduire les propriétés élastiques et inertielles du milieu par le modèle poro-élastique de Biot-Gassmann à trois phases discuté dans cette partie ; un modèle sismologique ( $V_p(z, t)$ ,  $V_s(z, t)$ ,  $\rho(z, t)$ ) peut alors être déterminé. La modélisation des grandeurs observées par le suivi sismologique ( $dV/V$ , fréquences de résonance) est alors possible par les méthodes déjà présentées dans cette partie et utilisées tout au long de cette étude.

Finalement, l'évolution temporelle de la variation de vitesses de surface et des fréquences de résonance des glaciers rocheux peut être modélisée en continu grâce à un couplage thermo-mécanique prenant en compte l'effet du forçage thermique sur les processus de gel modifiant en profondeur la rigidité de l'ensemble. Pour construire ce modèle thermo-poro-élastique, il est toutefois nécessaire d'avoir à disposition des données régulières de température de surface, ainsi qu'une bonne connaissance des propriétés de diffusivité thermique et de la porosimétrie du glacier rocheux.

# 7 Conclusion

Après avoir présenté en détail les méthodes de sismique passive appliquées aux deux sites d'étude, ainsi que les résultats correspondants, nous synthétisons dans cette dernière partie les différents apports sur la connaissance et la surveillance des glaciers rocheux que nous avons pu mettre en évidence au cours de cette thèse. Tout d'abord, nous rappellerons brièvement la méthodologie et les résultats obtenus par les deux principales méthodes appliquées (analyse spectrale et corrélation de bruit sismique ambiant), ainsi que leurs limitations respectives, la mise en évidence de leur complémentarité et les similitudes de leurs résultats. Ensuite, une discussion sera menée autour de la modélisation mécanique des phénomènes de gel saisonnier, qu'a permise cette surveillance sismologique des glaciers rocheux. Par ailleurs, l'effet de l'eau de fonte sur les diverses grandeurs mesurées sur le terrain sera relié aux connaissances actuelles sur l'hydrologie des glaciers rocheux. Enfin, plusieurs pistes de perspectives seront proposées en ouverture de cette étude, afin d'une part d'approfondir la connaissance et la modélisation des processus internes aux glaciers rocheux, et d'autre part d'intégrer une veille sismologique à des systèmes opérationnels d'alerte pour mieux prévenir les risques qui leur sont liés.

## 7.1 Rappel des principaux résultats

### 7.1.1 Corrélation de bruit de fond sismique

Grâce à la méthode de l'intercorrélation de bruit de fond sismique, le suivi interférométrique de la coda fournit principalement deux grandeurs en continu : la variation relative de vitesse des ondes de surface ( $dV/V$ ), ainsi que le coefficient de corrélation ( $CC$ ) correspondant à cette dernière (voir méthodes partie 2.2).

Pour modéliser ces interprétations, nous avons eu recours à plusieurs outils. L'objectif à atteindre consiste à déterminer quantitativement les variations des propriétés du milieu induites par les processus physiques évoqués, afin de modéliser les grandeurs observables et de les comparer aux valeurs mesurées. Pour modéliser l'amplitude saisonnière des  $dV/V$ , le logiciel Geopsy a été utilisé pour résoudre le problème de sismologie direct (Wathelet et al., 2004), consistant à déduire d'un modèle sismologique ( $V_p$ ,  $V_s$ , densité en fonction de la profondeur) la courbe de dispersion du mode fondamental des ondes de Rayleigh. Les  $dV/V$  modélisés en fonction de la fréquence ont été calculés par différence de courbes de dispersion correspondant à plusieurs modèles sismologiques (été et hiver). Ces modèles ont été contraints soit par des prospections de géophysique réalisées sur le terrain (modèle sismologique d'été), soit par un modèle poro-élastique de Biot-Gassmann à trois phases pour tenir compte de l'influence du gel (modèle sismologique d'hiver) (voir partie 4.2). Quant à modéliser l'influence de l'eau de fonte dans la matrice rocheuse sur la propagation des ondes de Rayleigh, nous avons utilisé un modèle poro-élastique de

Biot-Gassmann à deux phases (voir partie 4.1). Celui-ci nous a permis de quantifier les variations des propriétés élastiques induites par la présence d'eau, pour contraindre les modèles sismologiques utilisés afin de calculer les  $dV/V$  théoriques correspondants. En revanche, aucune modélisation de la décorrélation  $Kd$  n'a été effectuée au cours de cette étude.

### 7.1.2 Analyse spectrale

L'analyse du contenu fréquentiel des données sismiques a permis de détecter les fréquences de résonance liées aux modes de vibrations propres aux glaciers rocheux, et de les suivre temporellement. L'hypothèse selon laquelle les pics de fréquence repérés dans les spectrogrammes correspondent à des modes de vibration spécifiques au glacier rocheux a été renforcée par l'analyse spectrale d'une station sismologique hors du site et non affectée par ses vibrations (station OGSA pour le glacier rocheux du Laurichard (RESIF, 1995), voir partie 5.4). L'évolution temporelle de ces fréquences de résonance montre une périodicité annuelle, avec variations saisonnières : les fréquences sont élevées en hiver, et chutent plus ou moins brutalement lors de la période estivale.

De même, ces résultats ont été observés sur les deux sites d'étude (deux modes « piqués » pour le capteur C2 à Gugla, un mode pour les deux capteurs C00 et C05 à Laurichard), et ce sur plusieurs années de mesure. Cette régularité des observations nous a également permis de modéliser celles-ci, par une approche mécanique utilisant la méthode des éléments finis *via* le logiciel Comsol. Ainsi, nous avons reproduit les deux glaciers rocheux sous forme de structure 2D (puis 1D par souci de simplicité), dont nous avons déterminé numériquement les modes de vibration propres et leur fréquence de résonance (voir partie 5.5.4 pour davantage de détails pour la méthode). De même que pour la modélisation des  $dV/V$ , les propriétés élastiques du milieu ont été déterminées grâce aux résultats de tomographie issus de prospections géophysiques de sismique réflexion (été) et grâce au modèle poro-élastique à trois phases (hiver, voir partie 4.3) ; quant à la géométrie de la structure (profondeur du bedrock principalement), celle-ci a été contrainte par les résultats de géophysique radar (GPR) ainsi que par différences de MNT interpolés. Cette modélisation a permis de retrouver les ordres de grandeur des différentes fréquences de résonance propres au glacier rocheux (pour le mode de vibration fondamental, environ 15 Hz en été) ainsi que leurs variations à l'échelle saisonnière. Cette conformité entre grandeurs observées et modélisées renforce les deux hypothèses de travail : 1) les fréquences de résonance détectées correspondent aux modes de vibration du glacier rocheux d'une part, et 2) leur variation saisonnière est due aux changements de rigidité liés au cycle de gel et de dégel au sein des premiers mètres de profondeur d'autre part.

En somme, ce suivi sismologique des glaciers rocheux à l'aide de ces différentes observables présentées ci-dessus rend compte des variations de rigidité et de densité de la

subsurface à l'échelle journalière, et propose donc un outil de surveillance en continu du milieu en profondeur.

### 7.1.3 Modélisations physiques : perspectives

Parmi les modélisations des processus physiques évoquées, il est possible d'améliorer la compréhension des phénomènes de gel et dégel à l'aide d'un couplage thermo-mécanique associé au modèle poro-élastique utilisé au cours de cette étude. Cette perspective a déjà été présentée en section 6.4.

De même, afin de poursuivre l'interprétation de ces observations sismologiques relatives à l'hydrologie, une modélisation de ces processus hydro-mécanique se révèle intéressante, en ce qu'elle permet une meilleure compréhension des relations entre les écoulements d'eau souterraine et le comportement élastique du milieu. Pour cela, il est classique d'utiliser des modèles hydro-mécaniques à l'aide de l'équation de conservation de la masse d'eau et la loi de Darcy, supposant un milieu poreux saturé en eau liquide (Selvadurai et al., 2014; Cicoira et al., 2019). Cette dernière loi fournit une équation reliant la vitesse d'écoulement moyenne du fluide au gradient de pression effective ; les paramètres utilisés alors sont la perméabilité moyenne du glacier rocheux et la viscosité dynamique de l'eau. Ensuite, une équation d'équilibre des contraintes faisant intervenir le champ de pression hydraulique permet de calculer la variation des contraintes effectives appliquées au milieu. La relation entre ces variations et les grandeurs sismologiques mesurées ( $dV/V$  principalement) peut enfin être étudiée, afin de résoudre numériquement ce problème de couplage hydro-mécanique.



## 7.2 Perspectives pour les systèmes opérationnels d'alerte

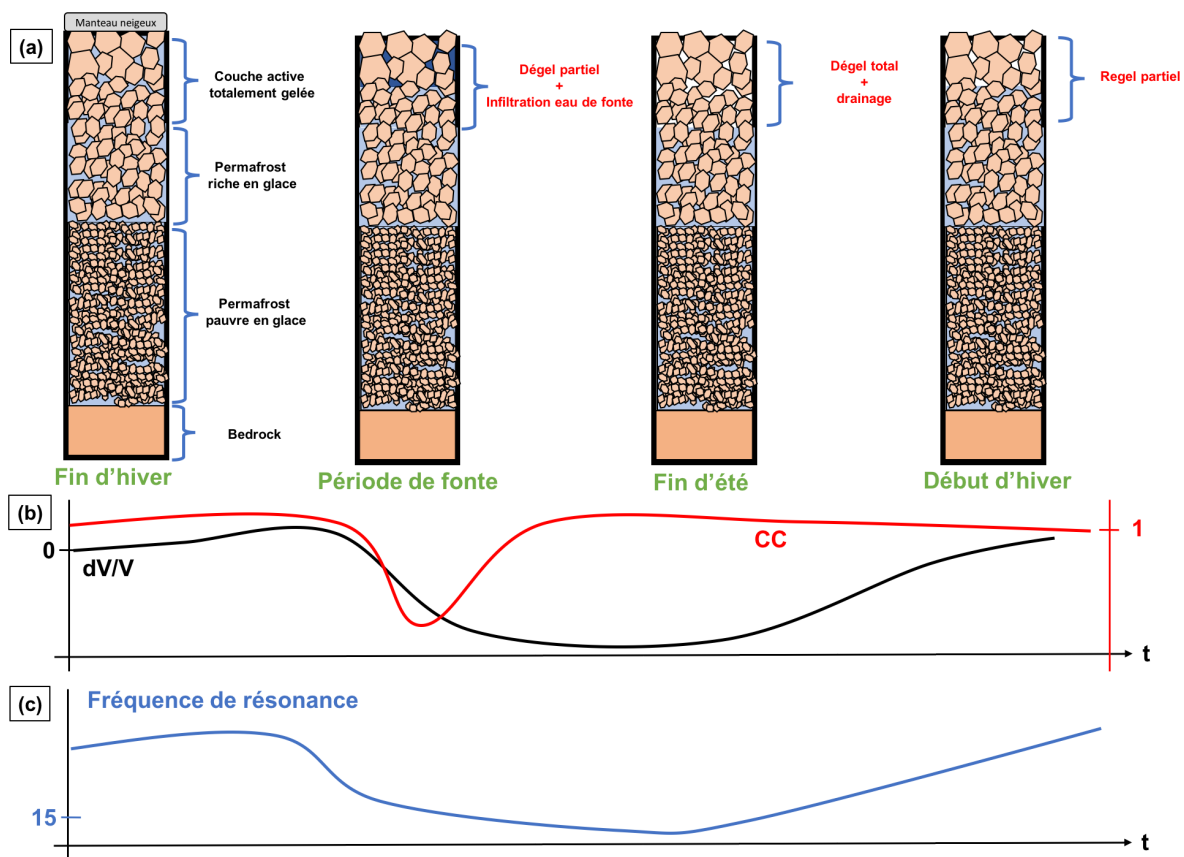


Figure 60 : (a) coupe schématique du glacier rocheux de Gugla, suivant quatre périodes de l'année caractéristiques, et phénomènes internes interprétés par l'analyse du suivi sismologique. (b) Evolution temporelle schématique des observables mesurées par la méthode de l'intercorrélation du bruit de fond sismique : le  $dV/V$  (courbe noire) et le coefficient de corrélation  $CC$  (courbe rouge), à l'échelle annuelle. (c) Evolution temporelle schématique de la grandeur observable mesurées par l'analyse du contenu spectral : la fréquence de résonance du mode de vibration fondamental (courbe bleue), à l'échelle annuelle.

Parmi les objectifs de cette thèse, la possibilité d'intégration d'un suivi sismologique au sein d'un système de surveillance des glaciers rocheux a été étudiée. En effet, les méthodes de suivi actuelles reposent sur des techniques variées, nécessitant un compromis entre la haute résolution temporelle et la profondeur sondée (voir partie 1.2). En effet, aucune méthode employée ne permet d'allier la réactivité du suivi de surface aux processus internes mis en œuvre en profondeur. L'originalité du suivi sismologique permet de surmonter cet obstacle : grâce aux données sismiques recueillies en continu par des capteurs passifs, on peut suivre l'évolution temporelle de grandeurs sismologiques ( $dV/V$ , décorrélation, microsismicité, fréquences de résonance) sensibles à des profondeurs variées. Ces grandeurs observables constituent des précurseurs à une déstabilisation des glissements de terrain (voir partie 2) ; l'application de cette méthode au suivi des glaciers rocheux paraît donc légitime et prometteuse.

Au vu des principaux résultats de cette étude, l'évolution des grandeurs mesurées suit un régime régulier à l'échelle annuelle : les cycles saisonniers de gel et dégel, ainsi que l'infiltration de l'eau de fonte, sont détectés avec précision, et synthétisés de façon schématique sur la Figure 60. Cependant, aucun événement de déstabilisation majeure n'a pu être enregistré au cours de cette étude sur les deux glaciers rocheux instrumentés ; l'absence d'étalonnage qui en résulte empêche toute évaluation de l'efficacité du suivi sismologique pour la prévision d'un événement extrême. Après l'analyse de plusieurs années de données sismiques, seules les valeurs usuelles des variations saisonnières des grandeurs mesurées sont bien contraintes. Cette connaissance permet toutefois de fixer des seuils d'alerte en-dessous desquels le suivi sismologique peut alerter sur une situation anormale par rapport aux variations saisonnières usuelles. Ces seuils d'alerte sont spécifiques à chaque site, lesquels doivent donc faire l'objet d'une étude particulière dont cette étude a pu exposer les principales étapes : 1) suivi sismologique continu sur plusieurs années, 2) prospections géophysiques permettant de mieux contraindre le milieu investigué, 3) modélisation des principales grandeurs mesurées, 4) localisation et quantification précises des processus internes détectés, 5) définition de valeurs de seuils d'alerte.

Une fois ce travail effectué, il est envisageable d'intégrer cette méthode de suivi sismologique des glaciers rocheux dans un système opérationnel d'alerte, avec le calcul automatique d'indicateurs sismologiques à résolution horaire ou journalière ; cet apport étant complémentaire à d'autres méthodes (GPS, webcams, ...) dans un souci d'efficacité et de robustesse.

À plus long terme, le suivi des ces grandeurs sismologiques permet de détecter des évolutions pluri-annuelles de la structure interne du glacier rocheux ; il constitue donc un outil précieux, notamment pour l'évaluation de l'influence du réchauffement climatique sur la dégradation du permafrost de montagne.

## References

---

Abraham, O., Piwakowski, B., Villain, G., Durand, O., 2012. Non-contact, automated surface wave measurements for the mechanical characterisation of concrete. *Construction and Building Materials, Non Destructive Techniques for Assessment of Concrete* 37, 904–915. <https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2012.03.015>

Alimohammadlou, Y., Najafi, A., Yalcin, A., 2013. Landslide process and impacts: A proposed classification method. *CATENA* 104, 219–232. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.11.013>

Allstadt, K., Malone, S.D., 2014. Swarms of repeating stick-slip icequakes triggered by snow loading at Mount Rainier volcano. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119, 1180–1203. <https://doi.org/10.1002/2014JF003086>

Amitrano, D., Arattano, M., Chiarle, M., Mortara, G., Occhiena, C., Pirulli, M., Scavia, C., 2010. Microseismic activity analysis for the study of the rupture mechanisms in unstable rock masses. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, 831–841. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-831-2010>

Amitrano, D., Gaffet, S., Malet, J.-P., Maquaire, O., 2007. Understanding mudslides through micro-seismic monitoring: the Super-Sauze (South-East French Alps) case study. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178, 149–157. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.2.149>

Amitrano, D., Grasso, J.R., Senfaute, G., 2005. Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena. *Geophysical Research Letters* 32. <https://doi.org/10.1029/2004GL022270>

Andersland, O.B., Ladanyi, B., 1994. Mechanical Properties of Frozen Soils, in: Andersland, O.B., Ladanyi, B. (Eds.), *An Introduction to Frozen Ground Engineering*. Springer US, Boston, MA, pp. 121–150. [https://doi.org/10.1007/978-1-4757-2290-1\\_5](https://doi.org/10.1007/978-1-4757-2290-1_5)

Anderson, O.L., Schreiber, E., Liebermann, R.C., Soga, N., 1968. Some elastic constant

data on minerals relevant to geophysics. *Reviews of Geophysics* 6, 491–524.  
<https://doi.org/10.1029/RG006i004p00491>

Arenson, L., Hoelzle, M., Springman, S., 2002a. Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* 13, 117–135. <https://doi.org/10.1002/ppp.414>

Arenson, L., Hoelzle, M., Springman, S., 2002b. Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* 13, 117–135. <https://doi.org/10.1002/ppp.414>

Arenson, L.U., Kääb, A., O’Sullivan, A., 2016. Detection and Analysis of Ground Deformation in Permafrost Environments. *Permafrost and Periglacial Processes* 27, 339–351. <https://doi.org/10.1002/ppp.1932>

Arenson, L.U., Springman, S.M., 2005. Triaxial constant stress and constant strain rate tests on ice-rich permafrost samples. *Can. Geotech. J.* 42, 412–430. <https://doi.org/10.1139/t04-111>

Arenson, L.U., Springman, S.M., Sego, D.C., 2007. The Rheology of Frozen Soils. *Applied Rheology* 17, 12147-1-12147–14. <https://doi.org/10.1515/arh-2007-0003>

Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P., Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestre, O., Moisselin, J.-M., Begert, M., Müller-Westermeier, G., Kveton, V., Bochnicek, O., Stastny, P., Lapin, M., Szalai, S., Szentimrey, T., Cegnar, T., Dolinar, M., Gajic-Capka, M., Zaninovic, K., Majstorovic, Z., Nieplova, E., 2007. HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology* 27, 17–46. <https://doi.org/10.1002/joc.1377>

Auriault, J., Borne, L., Chambon, R., 1985. Dynamics of porous saturated media, checking of the generalized law of Darcy. *The Journal of the Acoustical Society of America* 77, 1641–1650. <https://doi.org/10.1121/1.391962>

Avian, M., Bauer, A., 2006. First results on monitoring glacier dynamics with the aid of terrestrial laser scanning on Pasterze Glacier (Hohe Tauern, Austria). *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung* 41, 27–36.

Barsch, D., 1996. *Rockglaciers: indicators for the present and former geocology in high mountain environments*. Springer, New York, NY.

Barsch, D., 1988. Rock Glaciers, in: *Advances in Periglacial Geomorphology*. Chichester, NY, pp. 66–90.

Barsch, D., 1977. Nature and importance of mass-wasting by rock glaciers in alpine permafrost environments. *Earth Surface Processes* 2, 231–245. <https://doi.org/10.1002/esp.3290020213>

Bathe, K.-J., 2006. *Finite Element Procedures*. Klaus-Jurgen Bathe.

Begert, M., Schlegel, T., Kirchhofer, W., 2005. Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000. *International Journal of Climatology* 25, 65–80. <https://doi.org/10.1002/joc.1118>

Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M., Yang, Y., 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys J Int* 169, 1239–1260. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x>

Berger, J., 1975. A note on thermoelastic strains and tilts. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)* 80, 274–277. <https://doi.org/10.1029/JB080i002p00274>

Bertello, L., Berti, M., Castellaro, S., Squarzoni, G., 2018. Dynamics of an Active Earthflow Inferred From Surface Wave Monitoring. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 123, 1811–1834. <https://doi.org/10.1029/2017JF004233>

Berthling, I., 2011. Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology* 131, 98–106. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.05.002>

Bièvre, G., Franz, M., Larose, E., Carrière, S., Jongmans, D., Jaboyedoff, M., 2018.

Influence of environmental parameters on the seismic velocity changes in a clayey mud-flow (Pont-Bourquin Landslide, Switzerland). *Engineering Geology* 245, 248–257. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.08.013>

Biot, M.A., 1962. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. *Journal of applied physics* 33, 1482–1498.

Biot, M.A., 1956. Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid. I. Low-Frequency Range. *The Journal of the Acoustical Society of America* 28, 168–178. <https://doi.org/10.1121/1.1908239>

Bodin, X., Krysiecki, J.-M., Schoeneich, P., Roux, O.L., Lorier, L., Echelard, T., Peyron, M., Walpersdorf, A., 2016. The 2006 Collapse of the Bérard Rock Glacier (Southern French Alps). *Permafrost and Periglacial Processes* 28, 209–223. <https://doi.org/10.1002/ppp.1887>

Bodin, X., Thibert, E., Fabre, D., Ribolini, A., Schoeneich, P., Francou, B., Reynaud, L., Fort, M., 2009. Two decades of responses (1986–2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 20, 331–344. <https://doi.org/10.1002/ppp.665>

Bodin, X., Thibert, E., Sanchez, O., Rabatel, A., Jaillet, S., 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, 547. <https://doi.org/10.3390/rs10040547>

Bolch, T., Menounos, B., Wheate, R., 2010. Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985–2005. *Remote Sensing of Environment* 114, 127–137. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.08.015>

Bommer, C., Phillips, M., Arenson, L.U., 2010. Practical recommendations for planning, constructing and maintaining infrastructure in mountain permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes* 21, 97–104. <https://doi.org/10.1002/ppp.679>

Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., Bard, P.-Y., 2006. The nature of noise wavefield and

its applications for site effects studies. *Earth-Science Reviews* 79, 205–227. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.07.004>

Bontemps, N., Lacroix, P., Larose, E., Jara, J., Taïpe, E., 2020. Rain and small earthquakes maintain a slow-moving landslide in a persistent critical state. *Nat Commun* 11, 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-14445-3>

Bottelin, P., Baillet, L., Larose, E., Jongmans, D., Hantz, D., Brenguier, O., Cadet, H., Helmstetter, A., 2017. Monitoring rock reinforcement works with ambient vibrations: La Bourne case study (Vercors, France). *Engineering Geology* 226, 136–145. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2017.06.002>

Bottelin, P., Jongmans, D., Baillet, L., Lebourg, T., Hantz, D., Levy, C., Le Roux, O., Cadet, H., Lorier, L., Rouiller, J.-D., Turpin, J., Darras, L., 2013. Spectral Analysis of Prone-to-fall Rock Compartments using Ambient Vibrations. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics* 18, 205–217. <https://doi.org/10.2113/JEEG18.4.205>

Brenguier, F., Campillo, M., Hadziioannou, C., Shapiro, N.M., Nadeau, R.M., Larose, E., 2008a. Postseismic Relaxation Along the San Andreas Fault at Parkfield from Continuous Seismological Observations. *Science* 321, 1478–1481. <https://doi.org/10.1126/science.1160943>

Brenguier, F., Campillo, M., Takeda, T., Aoki, Y., Shapiro, N.M., Briand, X., Emoto, K., Miyake, H., 2014. Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops. *Science* 345, 80–82. <https://doi.org/10.1126/science.1254073>

Brenguier, F., Clarke, D., Aoki, Y., Shapiro, N.M., Campillo, M., Ferrazzini, V., 2011. Monitoring volcanoes using seismic noise correlations. *Comptes Rendus Geoscience* 343, 633–638. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.12.010>

Brenguier, F., Rivet, D., Obermann, A., Nakata, N., Boué, P., Lecocq, T., Campillo, M., Shapiro, N., 2016. 4-D noise-based seismology at volcanoes: Ongoing efforts and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 321, 182–195. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.036>

Brenguier, F., Shapiro, N.M., Campillo, M., Ferrazzini, V., Duputel, Z., Coutant, O., Nercessian, A., 2008b. Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nature Geoscience* 1, 126–130. <https://doi.org/10.1038/ngeo104>

Brown, J., Sidlauskas, F.J., Delinski, G., 1997. Circum-Arctic map of permafrost and ground ice conditions. Circum-Pacific map series.

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, 3–20. <https://doi.org/10.1002/ppp.1968>

Buchli, T., Laue, J., Springman, S.M., 2016. Amendments to Interpretations of SAAF Inclinator Data from the Furggwanghorn Rock Glacier, Turtmann Valley, Switzerland: Results from 2010 to 2012. *Vadose Zone Journal* 15. <https://doi.org/10.2136/vzj2015.09.0132>

Buchli, T., Merz, K., Zhou, X., Kinzelbach, W., Springman, S.M., 2013. Characterization and Monitoring of the Furggwanghorn Rock Glacier, Turtmann Valley, Switzerland: Results from 2010 to 2012. *Vadose Zone Journal* 12. <https://doi.org/10.2136/vzj2012.0067>

Burjánek, J., Gassner-Stamm, G., Poggi, V., Moore, J.R., Fäh, D., 2010a. Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope. *Geophysical Journal International* 180, 820–828. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04451.x>

Burjánek, J., Gassner-Stamm, G., Poggi, V., Moore, J.R., Fäh, D., 2010b. Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope. *Geophys J Int* 180, 820–828. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04451.x>

Burjánek, J., Moore, J.R., Yugsi Molina, F.X., Fäh, D., 2012a. Instrumental evidence of normal mode rock slope vibration. *Geophys J Int* 188, 559–569. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05272.x>

Burjánek, J., Moore, J.R., Yugsi Molina, F.X., Fäh, D., 2012b. Instrumental evidence of normal mode rock slope vibration. *Geophys J Int* 188, 559–569.



<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05272.x>

Caduff, R., Rieke-Zapp, D., 2014. Registration And Visualisation Of Deformation Maps From Terrestrial Radar Interferometry Using Photogrammetry And Structure From Motion. *The Photogrammetric Record* 29, 167–186. <https://doi.org/10.1111/phor.12058>

Caduff, R., Schlunegger, F., Kos, A., Wiesmann, A., 2015. A review of terrestrial radar interferometry for measuring surface change in the geosciences. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, 208–228. <https://doi.org/10.1002/esp.3656>

Campillo, M., Paul, A., 2003a. Long-Range Correlations in the Diffuse Seismic Coda. *Science* 299, 547–549. <https://doi.org/10.1126/science.1078551>

Campillo, M., Paul, A., 2003b. Long-Range Correlations in the Diffuse Seismic Coda. *Science* 299, 547–549. <https://doi.org/10.1126/science.1078551>

Carcione, J.M., Morency, C., Santos, J.E., 2010. Computational poroelasticity — A review. *GEOPHYSICS* 75, 75A229-75A243. <https://doi.org/10.1190/1.3474602>

Carcione, J.M., Seriani, G., 1998. Seismic and ultrasonic velocities in permafrost. *Geophysical Prospecting* 46, 441–454. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.1998.1000333.x>

Carmichael, J.D., 2019. Narrowband signals recorded near a moulin that are not moulin tremor: a cautionary short note. *Annals of Glaciology* 60, 231–237. <https://doi.org/10.1017/aog.2019.23>

Carrière, S.R., Bièvre, G., Jongmans, D., Chambon, G., Bellot, H., Lebourg, T., 2018. Measurement of geophysical parameters on clay samples at the solid–fluid transition. *Near Surface Geophysics* 16, 1–15. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2017039>

Carslaw, H.S., Jaeger, J.C., 1959. *Conduction of heat in solids*. Oxford: Clarendon Press, 1959, 2nd ed., [WWW Document]. URL [https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as\\_sdt=0%2C5&q=carslaw+jaeger+1959&btnG=#d=gs\\_cit&u=%2Fscholar%3Fq%3Dinfo%3ARod3OSRUoucJ%3Ascholar.google.com%2F%26output%3Dcite%26scirp%3D0%26hl%3Dfr](https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as_sdt=0%2C5&q=carslaw+jaeger+1959&btnG=#d=gs_cit&u=%2Fscholar%3Fq%3Dinfo%3ARod3OSRUoucJ%3Ascholar.google.com%2F%26output%3Dcite%26scirp%3D0%26hl%3Dfr) (accessed 6.11.20).

Cicoira, A., Beutel, J., Faillettaz, J., Gärtner-Roer, I., Vieli, A., 2018. Resolving the influence of temperature forcing through heat conduction on rockglacier dynamics: A numerical modelling approach. *The Cryosphere Discussions*. <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000304692>

Cicoira, A., Beutel, J., Faillettaz, J., Vieli, A., 2019. Water controls the seasonal rhythm of rock glacier flow. *Earth and Planetary Science Letters* 528, 115844. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115844>

Clarke, D., Zaccarelli, L., Shapiro, N.M., Brenguier, F., 2011. Assessment of resolution and accuracy of the Moving Window Cross Spectral technique for monitoring crustal temporal variations using ambient seismic noise. *Geophys J Int* 186, 867–882. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05074.x>

Clarke, G.K.C., 2005. Subglacial Processes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33, 247–276. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122621>

Clements, T., Denolle, M.A., 2018. Tracking Groundwater Levels Using the Ambient Seismic Field. *Geophysical Research Letters* 45, 6459–6465. <https://doi.org/10.1029/2018GL077706>

Coe, J.A., Ellis, W.L., Godt, J.W., Savage, W.Z., Savage, J.E., Michael, J.A., Kibler, J.D., Powers, P.S., Lidke, D.J., Debray, S., 2003. Seasonal movement of the Slumgullion landslide determined from Global Positioning System surveys and field instrumentation, July 1998–March 2002. *Engineering Geology, Remote sensing and monitoring of landslides* 68, 67–101. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(02\)00199-0](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00199-0)

Colombero, C., Baillet, L., Comina, C., Jongmans, D., Larose, E., Valentin, J., Vinciguerra, S., 2018a. Integration of ambient seismic noise monitoring, displacement and meteorological measurements to infer the temperature-controlled long-term evolution of a complex prone-to-fall cliff. *Geophys J Int* 213, 1876–1897. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy090>

Colombero, C., Baillet, L., Comina, C., Jongmans, D., Larose, E., Valentin, J., Vinciguerra, S., 2018b. Integration of ambient seismic noise monitoring, displacement and meteorological measurements to infer the temperature-controlled long-term evolution of a complex prone-to-fall cliff. *Geophys J Int* 213, 1876–1897. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy090>

Colombero, C., Comina, C., Vinciguerra, S., Benson, P.M., 2018c. Microseismicity of an Unstable Rock Mass: From Field Monitoring to Laboratory Testing. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 123, 1673–1693. <https://doi.org/10.1002/2017JB014612>

CREALP, 2016. Glacier rocheux de Gugla - Investigations 2015.

CREALP, 2015. Glacier rocheux de Gugla - Investigations 2014 - Calcul des volumes instables.

Dai, F.C., Lee, C.F., Ngai, Y.Y., 2002. Landslide risk assessment and management: an overview. *Engineering Geology* 64, 65–87. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(01\)00093-X](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00093-X)

Danneels, G., Bourdeau, C., Torgoev, I., Havenith, H.-B., 2008. Geophysical investigation and dynamic modelling of unstable slopes: case-study of Kainama (Kyrgyzstan). *Geophys J Int* 175, 17–34. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03873.x>

Daskalakis, E., Evangelidis, C.P., Garnier, J., Melis, N.S., Papanicolaou, G., Tsogka, C., 2016. Robust seismic velocity change estimation using ambient noise recordings. *Geophysical Journal International* 205, 1926–1936.

Del Gaudio, V., Muscillo, S., Wasowski, J., 2014. What we can learn about slope response to earthquakes from ambient noise analysis: An overview. *Engineering Geology, Special Issue on The Long-Term Geologic Hazards in Areas Struck by Large-Magnitude Earthquakes* 182, 182–200. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.05.010>

Delaloye, R., Lambiel, C., Gärtner-Roer, I., 2010. Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. *Geographica Helvetica* 65, 135–145. <https://doi.org/10.5194/gh-65-135-2010>

Delaloye, R., Morard, S., Barboux, C., Abbet, D., Gruber, V., Riedo, M., Gachet, S., 2013. Rapidly moving rock glaciers in Mattertal. *Mattertal—ein Tal in Bewegung*, edited by: Graf, C., Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft 29, 21–31.

Delaloye, R., Morard, S., Barboux, C., Abbet, D., Gruber, V., Riedo, M., Gachet, S., 2012. Rapidly moving rock glaciers in Mattertal 11.

Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., Ikeda, A., Käab, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Krainer, K., Lambiel, C., Mihajlovic, D., Staub, B., Roer, I., Thibert, E., 2008. Recent interannual variations of rock glacier creep in the European Alps, in: Delaloye, R; Perruchoud, E; Avian, M; Kaufmann, V; Bodin, X; Hausmann, H; Ikeda, A; Käab, A; Kellerer-Pirklbauer, A; Krainer, K; Lambiel, C; Mihajlovic, D; Staub, B; Roer, I; Thibert, E (2008). Recent Interannual Variations of Rock Glacier Creep in the European Alps. In: 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June 2008 - 3 July 2008, 343-348. Presented at the 9th International Conference on Permafrost, University of Zurich, Fairbanks, Alaska, pp. 343–348. <https://doi.org/info:doi/10.5167/uzh-7031>

Delaney, E., Ermert, L., Sager, K., Kritski, A., Bussat, S., Fichtner, A., 2017. Passive seismic monitoring with nonstationary noise sources. *GEOPHYSICS* 82, KS57–KS70. <https://doi.org/10.1190/geo2016-0330.1>

Delonca, A., Gunzburger, Y., Verdel, T., 2014. Statistical correlation between meteorological and rockfall databases. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 14, 1953–1964. <https://doi.org/10.5194/nhess-14-1953-2014>

Demagnet D., 2000. Tomographie 2D et 3D à partir de mesures géophysiques en surface et en forage. PhD thesis, University of Liège.

Dieterich, J.H., 1979. Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations 84, 2161–2168. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02161>

Dietze, M., Turowski, J.M., Cook, K.L., Hovius, N., 2017. Spatiotemporal patterns,

triggers and anatomies of seismically detected rockfalls. *Earth Surface Dynamics* 5, 757–779. <https://doi.org/10.5194/esurf-5-757-2017>

Draebing, D., Krautblatter, M., 2012. P-wave velocity changes in freezing hard low-porosity rocks: a laboratory-based time-average model. *The Cryosphere* 6, 1163–1174. <https://doi.org/10.5194/tc-6-1163-2012>

Duguay, M.A., Edmunds, A., Arenson, L.U., Wainstein, P.A., 2015. Quantifying the significance of the hydrological contribution of a rock glacier – A review. 9.

Duvillard, P.-A., Ravel, L., Marcer, M., Schoeneich, P., 2019. Recent evolution of damage to infrastructure on permafrost in the French Alps. *Reg Environ Change* 19, 1281–1293. <https://doi.org/10.1007/s10113-019-01465-z>

Duvillard, P.A., Revil, A., Qi, Y., Ahmed, A.S., Coperey, A., Ravel, L., 2018. Three-Dimensional Electrical Conductivity and Induced Polarization Tomography of a Rock Glacier. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 123, 9528–9554. <https://doi.org/10.1029/2018JB015965>

Elizabeth Martin, H., Whalley, W.B., 1987. Rock glaciers: part 1: rock glacier morphology: classification and distribution. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 11, 260–282. <https://doi.org/10.1177/030913338701100205>

Evin, M., 2007. Rupture et glissement en masse d'un glacier rocheux dans le vallon du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes du Sud, France) au cours de l'été 2006 - Grenoble.

Fichtner, A., Stehly, L., Ermert, L., Boehm, C., 2017. Generalized interferometry – I: theory for interstation correlations. *Geophys J Int* 208, 603–638. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw420>

Fiolleau, S., Jongmans, D., Bièvre, G., Chambon, G., Baillet, L., Vial, B., 2020. Seismic characterization of a clay-block rupture in Harmalière landslide, French Western Alps. *Geophysical Journal International* 221, 1777–1788. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa050>

Fischer, L., Huggel, C., 2008. Methodical design for stability assessments of permafrost-affected high-mountain rock walls, in: Fischer, L; Huggel, C (2008). Methodical Design for Stability Assessments of Permafrost-Affected High-Mountain Rock Walls. In: 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June 2008 - 3 July 2008, 439-444. Presented at the 9th International Conference on Permafrost, University of Zurich, Fairbanks, Alaska, pp. 439–444. <https://doi.org/info:doi/10.5167/uzh-4685>

Flores Orozco, A., Bücker, M., Steiner, M., Malet, J.-P., 2018. Complex-conductivity imaging for the understanding of landslide architecture. *Engineering Geology* 243, 241–252. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.07.009>

Fortier, R., LeBlanc, A.-M., Allard, M., Buteau, S., Calmels, F., 2008. Internal structure and conditions of permafrost mounds at Umiujaq in Nunavik, Canada, inferred from field investigation and electrical resistivity tomography. *Canadian Journal of Earth Sciences* 45, 367–387. <https://doi.org/10.1139/E08-004>

Francou, B., Reynaud, L., 1992. 10 year surficial velocities on a rock glacier (Laurichard, French Alps). *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 209–213. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430030306>

Froment, B., Campillo, M., Roux, P., Gouédard, P., Verdel, A., Weaver, R., 2010. Estimation of the effect of nonisotropically distributed energy on the apparent arrival time in correlations. *GEOPHYSICS* 75, SA85–SA93. <https://doi.org/10.1190/1.3483102>

Froude, M.J., Petley, D.N., 2018. Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 18, 2161–2181. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-2161-2018>

Fu, Z.-F., He, J., 2001. *Modal Analysis*. Elsevier.

Gaffet, S., Guglielmi, Y., Cappa, F., Pambrun, C., Monfret, T., Amitrano, D., 2010. Use of the simultaneous seismic, GPS and meteorological monitoring for the characterization of a large unstable mountain slope in the southern French Alps. *Geophys J Int* 182, 1395–1410. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04683.x>

Gallistl, J., Weigand, M., Stumvoll, M., Ottowitz, D., Glade, T., Orozco, A.F., 2018. Delineation of subsurface variability in clay-rich landslides through spectral induced polarization imaging and electromagnetic methods. *Engineering Geology* 245, 292–308. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.09.001>

Gariano, S.L., Guzzetti, F., 2016. Landslides in a changing climate. *Earth-Science Reviews* 162, 227–252. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.011>

Garnier, V., Piwakowski, B., Abraham, O., Villain, G., Payan, C., Chaix, J.F., 2013. Acoustic techniques for concrete evaluation: Improvements, comparisons and consistency. *Construction and Building Materials* 43, 598–613. <https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2013.01.035>

Gassenmeier, M., Sens-Schönfelder, C., Delatre, M., Korn, M., 2015. Monitoring of environmental influences on seismic velocity at the geological storage site for CO<sub>2</sub> in Ketzin (Germany) with ambient seismic noise. *Geophys J Int* 200, 524–533. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu413>

Gassenmeier, M., Sens-Schönfelder, C., Eulendorf, T., Bartsch, M., Victor, P., Tilmann, F., Korn, M., 2016. Field observations of seismic velocity changes caused by shaking-induced damage and healing due to mesoscopic nonlinearity. *Geophys J Int* 204, 1490–1502. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv529>

Gassmann, F., 1951. On Elasticity of Porous Media 22.

Geo2X, C. de R. sur l'Environnement A. (CREALP), 2014. Reconnaissances géophysiques - Glacis rocheux de Gugla (VS).

Gili, J.A., Corominas, J., Rius, J., 2000. Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring. *Engineering Geology* 55, 167–192. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(99\)00127-1](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(99)00127-1)

Gimbert, F., 2016. Using array seismology to quantify river physics. AGU Fall Meeting Abstracts 53.

Gimbert, F., Tsai, V.C., Amundson, J.M., Bartholomaeus, T.C., Walter, J.I., 2016a. Subseasonal changes observed in subglacial channel pressure, size, and sediment transport. *Geophysical Research Letters* 43, 3786–3794.

Gimbert, F., Tsai, V.C., Amundson, J.M., Bartholomaeus, T.C., Walter, J.I., 2016b. Subseasonal changes observed in subglacial channel pressure, size, and sediment transport. *Geophysical Research Letters* 43, 3786–3794. <https://doi.org/10.1002/2016GL068337>

Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J., Stoffel, M., 2014. 21st century climate change in the European Alps—A review. *Science of The Total Environment* 493, 1138–1151. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.07.050>

Goodrich, L.E., 1982. The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Can. Geotech. J.* 19, 421–432. <https://doi.org/10.1139/t82-047>

Grapenthin, R., Sigmundsson, F., Geirsson, H., Árnadóttir, T., Pínel, V., 2006. Icelandic rhythmicity: Annual modulation of land elevation and plate spreading by snow load. *Geophysical Research Letters* 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL028081>

Grêt, A., Snieder, R., Scales, J., 2006a. Time-lapse monitoring of rock properties with coda wave interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111. <https://doi.org/10.1029/2004JB003354>

Grêt, A., Snieder, R., Scales, J., 2006b. Time-lapse monitoring of rock properties with coda wave interferometry: TIME-LAPSE MONITORING OF ROCK PROPERTIES. *J. Geophys. Res.* 111, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004JB003354>

Gross, R., Green, A.G., Horstmeyer, H., Begg, J.H., 2004. Location and geometry of the Wellington Fault (New Zealand) defined by detailed three-dimensional georadar data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109. <https://doi.org/10.1029/2003JB002615>

Gruber, S., Haeberli, W., 2009. Mountain Permafrost, in: Margesin, R. (Ed.), *Permafrost Soils, Soil Biology*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 33–44.



[https://doi.org/10.1007/978-3-540-69371-0\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-540-69371-0_3)

Guéguen, P., Langlais, M., Garambois, S., Voisin, C., Douste-Bacqué, I., 2017. How sensitive are site effects and building response to extreme cold temperature? The case of the Grenoble's (France) City Hall building. *Bull Earthquake Eng* 15, 889–906. <https://doi.org/10.1007/s10518-016-9995-3>

Guillemot, A., 2020. Modal sensitivity of rock glaciers to elastic changes from spectral seismic noise monitoring and modeling. in preparation.

Guillemot, A., Baillet, L., Helmstetter, A., Larose, É., Mayoraz, R., Garambois, S., under revision. Seismic monitoring of the Gugla rock glacier (Switzerland): observations and modelling. *Geophysical Journal International*.

Guillemot, A., Helmstetter, A., Larose, É., Baillet, L., Garambois, S., Mayoraz, R., Delaloye, R., 2020a. Seismic monitoring in the Gugla rock glacier (Switzerland): ambient noise correlation, microseismicity and modelling. *Geophys J Int* 221, 1719–1735. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa097>

Guillemot, A., Helmstetter, A., Larose, É., Baillet, L., Garambois, S., Mayoraz, R., Delaloye, R., 2020b. Seismic monitoring in the Gugla rock glacier (Switzerland): ambient noise correlation, microseismicity and modelling. *Geophys J Int* 221, 1719–1735. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa097>

Guo, W., Liu, S., Xu, J., Wu, L., Shangguan, D., Yao, X., Wei, J., Bao, W., Yu, P., Liu, Q., Jiang, Z., 2015. The second Chinese glacier inventory: data, methods and results. *Journal of Glaciology* 61, 357–372. <https://doi.org/10.3189/2015JoG14J209>

Hadziioannou, C., 2011. Ondes sismiques en milieu complexe : mesure des variations temporelles des vitesses (phdthesis). Université de Grenoble.

Hadziioannou, C., Larose, E., Baig, A., Roux, P., Campillo, M., 2011. Improving temporal resolution in ambient noise monitoring of seismic wave speed. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116. <https://doi.org/10.1029/2011JB008200>

Hadziioannou, C., Larose, E., Coutant, O., Roux, P., Campillo, M., 2009a. Stability of monitoring weak changes in multiply scattering media with ambient noise correlation: Laboratory experiments. *The Journal of the Acoustical Society of America* 125, 3688–3695.

Hadziioannou, C., Larose, E., Coutant, O., Roux, P., Campillo, M., 2009b. Stability of monitoring weak changes in multiply scattering media with ambient noise correlation: Laboratory experiments. *The Journal of the Acoustical Society of America* 125, 3688–3695. <https://doi.org/10.1121/1.3125345>

HAEBERLI, W., 1985. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitt. Versuchsanst. Wasserb., Hydrol. Glaziol. Eidgenoss. Tech. Hochsch. Zur.*

Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Käab, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., Mühl, D.V., 2006. Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17, 189–214. <https://doi.org/10.1002/ppp.561>

Haeberli, W., Huder, J., Keusen, H.-R., Pika, J., Röthlisberger, H., 1988. Core drilling through rock glacier permafrost. *Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost* 937–942.

Haeberli, W., Noetzli, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M., Phillips, M., 2010. Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology* 56, 1043–1058. <https://doi.org/10.3189/002214311796406121>

Harris, C., Davies, M.C.R., Etzelmüller, B., 2001. The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 145–156. <https://doi.org/10.1002/ppp.376>

Harris, S.A., 1994. Climatic Zonality of Periglacial Landforms in Mountain Areas. *ARCTIC* 47, 184–192. <https://doi.org/10.14430/arctic1288>

Hartlieb, P., Toifl, M., Kuchar, F., Meisels, R., Antretter, T., 2015. Thermo-physical properties of selected hard rocks and their relation to microwave-assisted comminution, in: *Minerals Engineering*.

Hasler, A., Gruber, S., Font, M., Dubois, A., 2011. Advective Heat Transport in Frozen Rock Clefts: Conceptual Model, Laboratory Experiments and Numerical Simulation. *Permafrost and Periglacial Processes* 22, 378–389. <https://doi.org/10.1002/ppp.737>

Hauck, C., 2013. New Concepts in Geophysical Surveying and Data Interpretation for Permafrost Terrain. *Permafrost and Periglacial Processes* 24, 131–137. <https://doi.org/10.1002/ppp.1774>

Hauck, C., Böttcher, M., Maurer, H., 2011. A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets. *The Cryosphere* 5, 453–468. <https://doi.org/10.5194/tc-5-453-2011>

Hauck, C. (Christian), 1970-, Kneisel, C., 2008. *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge University Press.

Hauck, C., Mühlh, D.V., Maurer, H., 2003. Using DC resistivity tomography to detect and characterize mountain permafrost. *Geophysical Prospecting* 51, 273–284. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.2003.00375.x>

Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., Mostler, W., 2007. Internal structure and ice content of Reichenkar rock glacier (Stubai Alps, Austria) assessed by geophysical investigations. *Permafrost and Periglacial Processes* 18, 351–367. <https://doi.org/10.1002/ppp.601>

Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., Ullrich, C., 2012. Internal structure, ice content and dynamics of Ölgrube and Kaiserberg rock glaciers (Ötztal Alps, Austria) determined from geophysical surveys. \_\_\_\_\_ 20.

Heincke, B., Green, A.G., Kruk, J. van der, Horstmeyer, H., 2005. Acquisition and processing strategies for 3D georadar surveying a region characterized by rugged topography. *GEOPHYSICS* 70, K53–K61. <https://doi.org/10.1190/1.2122414>

Heki, K., 2001. Seasonal Modulation of Interseismic Strain Buildup in Northeastern Japan Driven by Snow Loads. *Science* 293, 89–92. <https://doi.org/10.1126/science.1061056>

Helmstetter, A., Garambois, S., 2010a. Seismic monitoring of S echilienne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 115. <https://doi.org/10.1029/2009JF001532>

Helmstetter, A., Garambois, S., 2010b. Seismic monitoring of S echilienne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 115. <https://doi.org/10.1029/2009JF001532>

Helmstetter, A., Lipovsky, B.P., Larose, E., Baillet, L., Mayoraz, R., 2018. Repeating quakes triggered by snow-falls at Gugla rock-glacier: transition between stable slip and stick-slip. Annual meeting of the Seismological Society of America, *Seims. Res. Lett.* 89 (2B).

Helmstetter, A., Moreau, L., Nicolas, B., Comon, P., Gay, M., 2015b. Intermediate-depth icequakes and harmonic tremor in an Alpine glacier (Glacier d'Argent iere, France): Evidence for hydraulic fracturing? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 120, 402–416. <https://doi.org/10.1002/2014JF003289>

Helmstetter, A., Nicolas, B., Comon, P., Gay, M., 2015. Basal icequakes recorded beneath an Alpine glacier (Glacier d'Argent iere, Mont Blanc, France): Evidence for stick-slip motion? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 120, 379–401. <https://doi.org/10.1002/2014JF003288>

Hennino, R., Tr egour es, N., Shapiro, N.M., Margerin, L., Campillo, M., Tiggelen, B.A. van, Weaver, R.L., 2001. Observation of equipartition of seismic waves. *Physical review letters* 86, 3447–3450. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.86.3447>

Hibert, C., Mangeney, A., Grandjean, G., Baillard, C., Rivet, D., Shapiro, N.M., Satriano, C., Maggi, A., Boissier, P., Ferrazzini, V., Crawford, W., 2014. Automated identification, location, and volume estimation of rockfalls at Piton de la Fournaise volcano.

Journal of Geophysical Research: Earth Surface 119, 1082–1105.  
<https://doi.org/10.1002/2013JF002970>

Hilbich, C., Hauck, C., Hoelzle, M., Scherler, M., Schudel, L., Völksch, I., Mühlh, D.V., Mäusbacher, R., 2008. Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: A 7-year study of seasonal, annual, and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 113.  
<https://doi.org/10.1029/2007JF000799>

Hilbich, C., Marescot, L., Hauck, C., Loke, M.H., Mäusbacher, R., 2009. Applicability of electrical resistivity tomography monitoring to coarse blocky and ice-rich permafrost landforms. *Permafrost and Periglacial Processes* 20, 269–284.  
<https://doi.org/10.1002/ppp.652>

Hillers, G., Ben-Zion, Y., Campillo, M., Zigone, D., 2015a. Seasonal variations of seismic velocities in the San Jacinto fault area observed with ambient seismic noise. *Geophys J Int* 202, 920–932. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv151>

Hillers, G., Campillo, M., Ma, K.-F., 2014. Seismic velocity variations at TCDP are controlled by MJO driven precipitation pattern and high fluid discharge properties. *Earth and Planetary Science Letters* 391, 121–127. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.040>

Hillers, G., Husen, S., Obermann, A., Planès, T., Larose, E., Campillo, M., 2015b. Noise-based monitoring and imaging of aseismic transient deformation induced by the 2006 Basel reservoir stimulation. *GEOPHYSICS* 80, KS51–KS68.  
<https://doi.org/10.1190/geo2014-0455.1>

Hobiger, M., Wegler, U., Shiomi, K., Nakahara, H., 2016. Coseismic and post-seismic velocity changes detected by Passive Image Interferometry: comparison of one great and five strong earthquakes in Japan. *Geophys J Int* 205, 1053–1073.  
<https://doi.org/10.1093/gji/ggw066>

Hotovec-Ellis, A.J., Gomberg, J., Vidale, J.E., Creager, K.C., 2014. A continuous record of intereruption velocity change at Mount St. Helens from coda wave interferometry.

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 119, 2199–2214.  
<https://doi.org/10.1002/2013JB010742>

Ikeda, A., Matsuoka, N., Kääh, A., 2008. Fast deformation of perennially frozen debris in a warm rock glacier in the Swiss Alps: An effect of liquid water. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 113. <https://doi.org/10.1029/2007JF000859>

Intrieri, E., Carlà, T., Gigli, G., 2019. Forecasting the time of failure of landslides at slope-scale: A literature review. *Earth-Science Reviews*. <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2019.03.019>

Intrieri, E., Gigli, G., Mugnai, F., Fanti, R., Casagli, N., 2012. Design and implementation of a landslide early warning system. *Engineering Geology* 147–148, 124–136. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2012.07.017>

Jacoby, M., Dvorkin, J., Liu, X., 1996. Elasticity of partially saturated frozen sand. *Geophysics* 61, 288–293. <https://doi.org/10.1190/1.1443951>

James, S.R., Knox, H.A., Abbott, R.E., Screaton, E.J., 2017a. Improved moving window cross-spectral analysis for resolving large temporal seismic velocity changes in permafrost. *Geophysical Research Letters* 44, 4018–4026. <https://doi.org/10.1002/2016GL072468>

James, S.R., Knox, H.A., Abbott, R.E., Screaton, E.J., 2017b. Improved moving window cross-spectral analysis for resolving large temporal seismic velocity changes in permafrost. *Geophysical Research Letters* 44, 4018–4026. <https://doi.org/10.1002/2016GL072468>

Jansen, F., Hergarten, S., 2006. Rock glacier dynamics: Stick-slip motion coupled to hydrology. *Geophysical Research Letters* 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL026134>

Johnson, C.W., Vernon, F., Nakata, N., Ben-Zion, Y., 2019. Atmospheric Processes Modulating Noise in Fairfield Nodal 5 Hz Geophones. *Seismological Research Letters* 90, 1612–1618. <https://doi.org/10.1785/0220180383>

Johnson, D.L., Koplik, J., Dashen, R., 1987. Theory of dynamic permeability and tortuosity in fluid-saturated porous media. *Journal of Fluid Mechanics* 176, 379–402. <https://doi.org/10.1017/S0022112087000727>

Johnson, P.G., 1978. Rock glacier types and their drainage systems, Grizzly Creek, Yukon Territory. *Can. J. Earth Sci.* 15, 1496–1507. <https://doi.org/10.1139/e78-155>

Jones, D.B., Harrison, S., Anderson, K., Betts, R.A., 2018a. Mountain rock glaciers contain globally significant water stores. *Scientific Reports* 8. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-21244-w>

Jones, D.B., Harrison, S., Anderson, K., Selley, H.L., Wood, J.L., Betts, R.A., 2018b. The distribution and hydrological significance of rock glaciers in the Nepalese Himalaya. *Global and Planetary Change* 160, 123–142. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.005>

Jones, D.B., Harrison, S., Anderson, K., Whalley, W.B., 2019. Rock glaciers and mountain hydrology: A review. *Earth-Science Reviews* 193, 66–90. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.001>

Jongmans, D., Garambois, S., 2007. Geophysical investigation of landslides : a review. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178, 101–112. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.2.101>

Kääb, A., Bolch, T., Casey, K., Heid, T., Kargel, J.S., Leonard, G.J., Paul, F., Raup, B.H., 2014. Glacier Mapping and Monitoring Using Multispectral Data, in: Kargel, J.S., Leonard, G.J., Bishop, M.P., Kääb, A., Raup, B.H. (Eds.), *Global Land Ice Measurements from Space*, Springer Praxis Books. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 75–112. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-79818-7\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-540-79818-7_4)

Kääb, A., Frauenfelder, R., Roer, I., 2007. On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change, Climate Change Impacts on Mountain Glaciers and Permafrost* 56, 172–187. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.07.005>

Kääb, A., Huggel, C., Fischer, L., Guex, S., Paul, F., Roer, I., Salzmann, N., Schlaefli, S., Schmutz, K., Schneider, D., Strozzi, T., Weidmann, Y., 2005. Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview. *Natural Hazards and Earth System Science* 5, 527–554.

Kääb, A., Kaufmann, V., Ladstädter, R., Eiken, T., 2003. Rock glacier dynamics: implications from high-resolution measurements of surface velocity fields 6.

Kääb, A., Kneisel, C., 2006. Permafrost creep within a recently deglaciated glacier forefield: Muragl, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 17, 79–85. <https://doi.org/10.1002/ppp.540>

Kaufmann, V., Ladstädter, R., n.d. Documentation and visualization of the morphodynamics of Hinteres Langtalkar rock glacier (Hohe Tauern range, Austrian Alps) based on aerial photographs (1954-2006) and geodetic measurements (1999-2007) 14.

Kaufmann, V., Sulzer, W., Seier, G., Wecht, M., 2019. Panta Rhei: Movement Change of Tschadinhorn Rock Glacier (Hohe Tauern Range, Austria), 1954–2017 <https://doi.org/10.32909/kg.18.31.1>. *Kartografija i geoinformacije (Cartography and Geoinformation)* 18, 4–24.

Kellerer-Pirklbauer, A., Delaloye, R., Lambiel, C., Gärtner-Roer, I., Kaufmann, V., Scapozza, C., Krainer, K., Staub, B., Thibert, E., Bodin, X., Fischer, A., Hartl, L., di Cella, U.M., Mair, V., Marcer, M., Schoeneich, P., 2018a. Interannual variability of rock glacier flow velocities in the European Alps. Presented at the European Conference of Permafrost (EUCOP), Chamonix, France, p. 2.

Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G.K., Kaufmann, V., 2018b. The Dösen Rock Glacier in Central Austria: A key site for multidisciplinary long-term rock glacier monitoring in the Eastern Alps. *Austrian Journal of Earth Sciences* 110. <https://doi.org/10.17738/ajes.2017.0013>

Kenner, R., Magnusson, J., 2017. Estimating the Effect of Different Influencing Factors



on Rock Glacier Development in Two Regions in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 28, 195–208. <https://doi.org/10.1002/ppp.1910>

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, 675–684. <https://doi.org/10.1002/ppp.1953>

Kenner, R., Phillips, M., Limpach, P., Beutel, J., Hiller, M., 2018. Monitoring mass movements using georeferenced time-lapse photography: Ritigraben rock glacier, western Swiss Alps. *Cold Regions Science and Technology* 145, 127–134. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.10.018>

Kenner, R., Pruessner, L., Beutel, J., Limpach, P., Phillips, M., 2019. How rock glacier hydrology, deformation velocities and ground temperatures interact: Examples from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* n/a. <https://doi.org/10.1002/ppp.2023>

Kleinbrod, U., Burjánek, J., Fäh, D., 2019. Ambient vibration classification of unstable rock slopes: A systematic approach. *Engineering Geology* 249, 198–217. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.12.012>

Kneisel, C., 2006. Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging. *Geomorphology, Sedimentary Source-to-Sink-Fluxes in Cold Environments* 80, 32–44. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.09.012>

Kneisel, C., 2004. New insights into mountain permafrost occurrence and characteristics in glacier forefields at high altitude through the application of 2D resistivity imaging. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 221–227. <https://doi.org/10.1002/ppp.495>

Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R., Moorman, B., 2008. Advances in geophysical methods for permafrost investigations. *Permafrost and Periglacial Processes* 19, 157–178. <https://doi.org/10.1002/ppp.616>

Konstantaki, L.A., Carpentier, S., Garofalo, F., Bergamo, P., Socco, L.V., 2013. Determining hydrological and soil mechanical parameters from multichannel surface-wave

analysis across the Alpine Fault at Inchbonnie, New Zealand. *Near Surface Geophysics* 11, 435–448. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2013019>

Krainer, K., Bressan, D., Dietre, B., Haas, J.N., Hajdas, I., Lang, K., Mair, V., Nickus, U., Reidl, D., Thies, H., Tonidandel, D., 2015. A 10,300-year-old permafrost core from the active rock glacier Lazaun, southern Ötztal Alps (South Tyrol, northern Italy). *Quaternary Research* 83, 324–335. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.12.005>

Krainer, K., Mostler, W., 2002. Hydrology of Active Rock Glaciers: Examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 34, 142–149. <https://doi.org/10.1080/15230430.2002.12003478>

Krainer, K., Mostler, W., Spötl, C., 2007. Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. *Austrian Journal of Earth Sciences - vol.100*.

Krautblatter, M., Hauck, C., 2007. Electrical resistivity tomography monitoring of permafrost in solid rock walls. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JF000546>

Krysiecki, J.-M., Bodin, X., Schoeneich, P., n.d. Collapse of the Bérard Rock Glacier (Southern French Alps) 2.

Kummert, M., Barboux, C., Delaloye, R., 2017. Sedimentary connection between rock glaciers and torrential channels: definition, inventory and quantification from a test area in the south-western Swiss Alps 1.

Kummert, M., Delaloye, R., 2018. Mapping and quantifying sediment transfer between the front of rapidly moving rock glaciers and torrential gullies. *Geomorphology* 309, 60–76. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.02.021>

Kummert, M., Delaloye, R., Braillard, L., 2018. Erosion and sediment transfer processes at the front of rapidly moving rock glaciers: Systematic observations with automatic cameras in the western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 29, 21–33. <https://doi.org/10.1002/ppp.1960>

Lacroix, P., Grasso, J.-R., Roulle, J., Giraud, G., Goetz, D., Morin, S., Helmstetter, A., 2012. Monitoring of snow avalanches using a seismic array: Location, speed estimation, and relationships to meteorological variables. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117. <https://doi.org/10.1029/2011JF002106>

Lacroix, P., Helmstetter, A., 2011. Location of Seismic Signals Associated with Microearthquakes and Rockfalls on the Sechilienne Landslide, French Alps. *Bulletin of the Seismological Society of America* 101, 341–353. <https://doi.org/10.1785/0120100110>

Lacroix, Pascal, Helmstetter, A., 2011. Location of Seismic Signals Associated with Microearthquakes and Rockfalls on the Sechilienne Landslide, French Alps. *Bulletin of The Seismological Society of America - BULL SEISMOL SOC AMER* 101. <https://doi.org/10.1785/0120100110>

Lamb, H., 1904. I. On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character* 203, 1–42. <https://doi.org/10.1098/rsta.1904.0013>

Lambiel, C., 2011. Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS) : caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement 14.

Lambiel, C., Delaloye, R., 2004. Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 229–241. <https://doi.org/10.1002/ppp.496>

Larose, E., 2004. Imaging from one-bit correlations of wideband diffuse wave fields. *Journal of Applied Physics* 95, 8393. <https://doi.org/10.1063/1.1739529>

Larose, E., Carrière, S., Voisin, C., Bottelin, P., Baillet, L., Guéguen, P., Walter, F., Jongmans, D., Guillier, B., Garambois, S., Gimbert, F., Massey, C., 2015a. Environmental seismology: What can we learn on earth surface processes with ambient noise? *Journal of Applied Geophysics* 116, 62–74. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.02.001>

Larose, E., Carrière, S., Voisin, C., Bottelin, P., Baillet, L., Guéguen, P., Walter, F.,

Jongmans, D., Guillier, B., Garambois, S., Gimbert, F., Massey, C., 2015b. Environmental seismology: What can we learn on earth surface processes with ambient noise? *Journal of Applied Geophysics* 116, 62–74. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.02.001>

Larose, E., Derode, A., Clorenec, D., Margerin, L., Campillo, M., 2005. Passive retrieval of Rayleigh waves in disordered elastic media. *Physical Review E* 72. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.72.046607>

Larose, E., Hall, S., 2009. Monitoring stress related velocity variation in concrete with a  $2 \times 10^{-5}$  relative resolution using diffuse ultrasound. *The Journal of the Acoustical Society of America* 125, 1853–1856. <https://doi.org/10.1121/1.3079771>

Larose, E., Margerin, L., Derode, A., van Tiggelen, B., Campillo, M., Shapiro, N., Paul, A., Stehly, L., Tanter, M., 2006. Correlation of random wavefields: An interdisciplinary review. *GEOPHYSICS* 71, SI11–SI21. <https://doi.org/10.1190/1.2213356>

Larose, Eric, Montaldo, G., Derode, A., Campillo, M., 2006. Passive imaging of localized reflectors and interfaces in open media. *Applied Physics Letters* 88, 104103. <https://doi.org/10.1063/1.2186112>

Le Breton, M., 2019a. Suivi temporel d'un glissement de terrain à l'aide d'étiquettes RFID passives, couplé à l'observation de pluviométrie et de bruit sismique ambiant — chapter 8 — Impulse response from rainfall to displacement (PhD Thesis). Université Grenoble Alpes, ISTERre, Grenoble, France.

Le Breton, M., 2019b. Suivi temporel d'un glissement de terrain à l'aide d'étiquettes RFID passives, couplé à l'observation de pluviométrie et de bruit sismique ambiant. (Ph.D. Thesis). Grenoble Alpes, Grenoble.

Le Breton, M., Larose, É., Baillet, L., Bontemps, N., Guillemot, A., 2020. Landslide Monitoring Using Seismic Ambient Noise Interferometry: Challenges and Applications. *Earth-Science Reviews*.

Le Roy, G., Helmstetter, A., Amitrano, D., Guyoton, F., Le Roux-Mallouf, R., 2019. Seismic Analysis of the Detachment and Impact Phases of a Rockfall and Application

for Estimating Rockfall Volume and Free-Fall Height. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 124, 2602–2622. <https://doi.org/10.1029/2019JF004999>

Leclaire, Ph., Cohen-Ténoudji, F., Aguirre-Puente, J., 1994. Extension of Biot's theory of wave propagation to frozen porous media. *The Journal of the Acoustical Society of America* 96, 3753–3768. <https://doi.org/10.1121/1.411336>

Lecocq, T., Longuevergne, L., Pedersen, H.A., Brenguier, F., Stammler, K., 2017. Monitoring ground water storage at mesoscale using seismic noise: 30 years of continuous observation and thermo-elastic and hydrological modeling. *Scientific Reports* 7, 14241. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-14468-9>

Lesage, P., Reyes-Dávila, G., Arámbula-Mendoza, R., 2014. Large tectonic earthquakes induce sharp temporary decreases in seismic velocity in Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 4360–4376. <https://doi.org/10.1002/2013JB010884>

Lévy, C., Baillet, L., Jongmans, D., Mourot, P., Hantz, D., 2010a. Dynamic response of the Chamousset rock column (Western Alps, France). *Journal of Geophysical Research* 115. <https://doi.org/10.1029/2009JF001606>

Lévy, C., Baillet, L., Jongmans, D., Mourot, P., Hantz, D., 2010b. Dynamic response of the Chamousset rock column (Western Alps, France). *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 115. <https://doi.org/10.1029/2009JF001606>

Lévy, C., Jongmans, D., Baillet, L., 2011. Analysis of seismic signals recorded on a prone-to-fall rock column (Vercors massif, French Alps). *Geophys J Int* 186, 296–310. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05046.x>

Machacca-Puma, R., Lesage, P., Larose, E., Lacroix, P., Anccasi-Figueroa, R.M., 2019. Detection of pre-eruptive seismic velocity variations at an andesitic volcano using ambient noise correlation on 3-component stations: Ubinas volcano, Peru, 2014. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 381, 83–100. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.05.014>

Mainsant, G., Larose, E., Brönnimann, C., Jongmans, D., Michoud, C., Jaboyedoff, M., 2012. Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction. *J. Geophys. Res.* 117, F01030. <https://doi.org/10.1029/2011JF002159>

Mainsant, Guénolé, Larose, E., Brönnimann, C., Jongmans, D., Michoud, C., Jaboyedoff, M., 2012. Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction: SEISMIC NOISE MONITORING OF A LANDSLIDE. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JF002159>

Malet, J.-P., Maquaire, O., Calais, E., 2002. The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides: application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geomorphology* 43, 33–54. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00098-8](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00098-8)

Marcer, M., Nielsen, S., Ribeyre, C., Kummert, M., Duvillard, P.A., Bodin, X., Schoeneich, P., Génuite, K., 2019a. Investigating the slope failures at the Lou rock glacier front, French Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*.

Marcer, M., Serrano, C., Brenning, A., Bodin, X., Goetz, J., Schoeneich, P., 2019b. Evaluating the destabilization susceptibility of active rock glaciers in the French Alps. *The Cryosphere* 13, 141–155. <https://doi.org/10.5194/tc-13-141-2019>

Marsy, G., Vernier, F., Bodin, X., Castaings, W., Trouvé, E., 2018. Détection automatique de zones en mouvement dans des séries d'images non recalées: application à la surveillance des mouvements gravitaires. *Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection* 25–31.

Maurer, H., Hauck, C., 2007. Geophysical imaging of alpine rock glaciers. *Journal of Glaciology* 53, 110–120. <https://doi.org/10.3189/172756507781833893>

McNamara, D.E., Boaz, R.I., 2019. Visualization of the Seismic Ambient Noise Spectrum, in: *Seismic Ambient Noise*. Cambridge University Press, Cambridge ; New York, NY.

McNamara, D.E., Buland, R.P., 2004. Ambient noise levels in the continental United

States. *Bulletin of the seismological society of America* 94, 1517–1527.

Mehta, K., Snieder, R., Graizer, V., 2007. Downhole Receiver Function: a Case Study. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97, 1396–1403. <https://doi.org/10.1785/0120060256>

Meier, U., Shapiro, N.M., Brenguier, F., 2010. Detecting seasonal variations in seismic velocities within Los Angeles basin from correlations of ambient seismic noise. *Geophysical Journal International* 181, 985–996. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04550.x>

Méric, O., Garambois, S., Malet, J.-P., Cadet, H., Guéguen, P., Jongmans, D., 2007. Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178, 137–148. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.2.137>

Merz, K., Green, A.G., Buchli, T., Springman, S.M., Maurer, H., 2015. A new 3-D thin-skinned rock glacier model based on helicopter GPR results from the Swiss Alps. *Geophysical Research Letters* 42, 4464–4472. <https://doi.org/10.1002/2015GL063951>

Merz, K., Maurer, H., Rabenstein, L., Buchli, T., Springman, S.M., Zweifel, M., 2016. Multidisciplinary geophysical investigations over an alpine rock glacier. *Geophysics* 81, WA1–WA11. <https://doi.org/10.1190/geo2015-0157.1>

Mewes, B., Hilbich, C., Delaloye, R., Hauck, C., 2017. Resolution capacity of geophysical monitoring regarding permafrost degradation induced by hydrological processes. *The Cryosphere* 11.

Miao, Y., Shi, Y., Zhuang, H.Y., Wang, S.Y., Liu, H.B., Yu, X.B., 2019. Influence of Seasonal Frozen Soil on Near-Surface Shear Wave Velocity in Eastern Hokkaido, Japan. *Geophysical Research Letters* 46, 9497–9508. <https://doi.org/10.1029/2019GL082282>

Michel, C., Guéguen, P., Arem, S.E., Mazars, J., Kotronis, P., 2010. Full-scale dynamic response of an RC building under weak seismic motions using earthquake recordings, ambient vibrations and modelling. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics* 39, 419–441. <https://doi.org/10.1002/eqe.948>

Michel, C., Guéguen, P., Bard, P.-Y., 2008. Dynamic parameters of structures extracted from ambient vibration measurements: An aid for the seismic vulnerability assessment of existing buildings in moderate seismic hazard regions. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 28, 593–604. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2007.10.002>

Mikesell, T.D., Malcolm, A.E., Yang, D., Haney, M.M., 2015. A comparison of methods to estimate seismic phase delays: numerical examples for coda wave interferometry. *Geophys J Int* 202, 347–360. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv138>

Monnier, S., Kinnard, C., 2015. Reconsidering the glacier to rock glacier transformation problem: New insights from the central Andes of Chile. *Geomorphology* 238, 47–55. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.02.025>

Mordret, A., Mikesell, T.D., Harig, C., Lipovsky, B.P., Prieto, G.A., 2016a. Monitoring southwest Greenland's ice sheet melt with ambient seismic noise. *Science Advances* 2, e1501538. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1501538>

Mordret, A., Mikesell, T.D., Harig, C., Lipovsky, B.P., Prieto, G.A., 2016b. Monitoring southwest Greenland's ice sheet melt with ambient seismic noise. *Science Advances* 2, e1501538. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1501538>

Moreau, L., Stehly, L., Boué, P., Lu, Y., Larose, E., Campillo, M., 2017a. Improving ambient noise correlation functions with an SVD-based Wiener filter. *Geophys J Int* 211, 418–426. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx306>

Moreau, L., Stehly, L., Boué, P., Lu, Y., Larose, E., Campillo, M., 2017b. Improving ambient noise correlation functions with an SVD-based Wiener filter. *Geophys J Int* 211, 418–426. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx306>

Muller, S.W., 1947. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems, Ann Arbor, Mich., J.W. Edwards. ed.

Musil, M., Maurer, H., Green, A.G., Horstmeyer, H., Nitsche, F.O., Mühill, D.V., Springman, S., 2002. Shallow seismic surveying of an Alpine rock glacier. *Geophysics* 67, 1701–1710. <https://doi.org/10.1190/1.1527071>



Nakamura, Y., 1989. A METHOD FOR DYNAMIC CHARACTERISTICS ESTIMATION OF SUBSURFACE USING MICROTREMOR ON THE GROUND SURFACE. Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports 30.

Nakata, N., Boué, P., Brenguier, F., Roux, P., Ferrazzini, V., Campillo, M., 2016. Body and surface wave reconstruction from seismic noise correlations between arrays at Piton de la Fournaise volcano. *Geophysical Research Letters* 43, 1047–1054. <https://doi.org/10.1002/2015GL066997>

Nakata, N., Snieder, R., 2012. Estimating near-surface shear wave velocities in Japan by applying seismic interferometry to KiK-net data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117. <https://doi.org/10.1029/2011JB008595>

Nanni, U., Gimbert, F., Vincent, C., Gräff, D., Walter, F., Piard, L., Moreau, L., 2020. Quantification of seasonal and diurnal dynamics of subglacial channels using seismic observations on an Alpine glacier. *The Cryosphere* 14, 1475–1496. <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000416433>

Noetzli, J., Gruber, S., 2009. Transient thermal effects in Alpine permafrost. *The Cryosphere* 3, 85–99. <https://doi.org/10.5194/tc-3-85-2009>

Nötzli, J., Gruber, S., 2005. Alpiner Permafrost—ein Überblick. *Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt*. pp. 111–121.

Obermann, A., Froment, B., Campillo, M., Larose, E., Planès, T., Valette, B., Chen, J.H., Liu, Q.Y., 2014. Seismic noise correlations to image structural and mechanical changes associated with the Mw 7.9 2008 Wenchuan earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 3155–3168. <https://doi.org/10.1002/2013JB010932>

Obermann, A., Planès, T., Hadziioannou, C., Campillo, M., 2016. Lapse-time-dependent coda-wave depth sensitivity to local velocity perturbations in 3-D heterogeneous elastic media. *Geophys J Int* 207, 59–66. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw264>

Obermann, A., Planès, T., Larose, E., Campillo, M., 2019. 4-D Imaging of Subsurface Changes with Coda Waves: Numerical Studies of 3-D Combined Sensitivity Kernels and

Applications to the  $M_{\mathrm{w}}7.9$ , 2008 Wenchuan Earthquake. *Pure Appl. Geophys.* 176, 1243–1254. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-2014-7>

Obermann, A., Planès, T., Larose, E., Campillo, M., 2013a. Imaging preeruptive and coeruptive structural and mechanical changes of a volcano with ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 6285–6294. <https://doi.org/10.1002/2013JB010399>

Obermann, A., Planès, T., Larose, E., Sens-Schönfelder, C., Campillo, M., 2013b. Depth sensitivity of seismic coda waves to velocity perturbations in an elastic heterogeneous medium. *Geophys J Int* 194, 372–382. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt043>

Oggier, N., Graf, C., Delaloye, R., Burkard, A., 2016. Integral protection concept “Bielzug” Integrales Schutzkonzept Bielzug.

Olivier, G., Brenguier, F., de Wit, T., Lynch, R., 2017. Monitoring the stability of tailings dam walls with ambient seismic noise. *The Leading Edge* 36, 350a1-350a6. <https://doi.org/10.1190/tle36040350a1.1>

Paasschens, J.C.J., 1997. Solution of the time-dependent Boltzmann equation. *Phys. Rev. E* 56, 1135–1141. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.56.1135>

Palis, E., Lebourg, T., Vidal, M., Levy, C., Tric, E., Hernandez, M., 2017. Multiyear time-lapse ERT to study short- and long-term landslide hydrological dynamics. *Landslides* 14, 1333–1343. <https://doi.org/10.1007/s10346-016-0791-6>

Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., 1999. Multichannel analysis of surface waves. *GEOPHYSICS* 64, 800–808. <https://doi.org/10.1190/1.1444590>

Parolai, S., 2002. New Relationships between  $V_s$ , Thickness of Sediments, and Resonance Frequency Calculated by the H/V Ratio of Seismic Noise for the Cologne Area (Germany). *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, 2521–2527. <https://doi.org/10.1785/0120010248>

Peterson, J.R., 1993. Observations and modeling of seismic background noise (USGS

Numbered Series No. 93–322), Open-File Report. U.S. Geological Survey.

Planès, T., Larose, E., Margerin, L., Rossetto, V., Sens-Schönfelder, C., 2014. Decorrelation and phase-shift of coda waves induced by local changes: multiple scattering approach and numerical validation. *Waves in Random and Complex Media* 24, 99–125. <https://doi.org/10.1080/17455030.2014.880821>

Planès, T., Mooney, M.A., Rittgers, J.B.R., Parekh, M.L., Behm, M., Snieder, R., 2016. Time-lapse monitoring of internal erosion in earthen dams and levees using ambient seismic noise. *Géotechnique* 66, 301–312. <https://doi.org/10.1680/jgeot.14.P.268>

Planès, T., Rittgers, J.B., Mooney, M.A., Kanning, W., Draganov, D., 2017. Monitoring the tidal response of a sea levee with ambient seismic noise. *Journal of Applied Geophysics* 138, 255–263. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.01.025>

Plona, T.J., 1980. Observation of a second bulk compressional wave in a porous medium at ultrasonic frequencies. *Appl. Phys. Lett.* 36, 259–261. <https://doi.org/10.1063/1.91445>

Poli, P., 2017. Creep and slip: Seismic precursors to the Nuugaatsiaq landslide (Greenland). *Geophysical Research Letters* 44, 8832–8836. <https://doi.org/10.1002/2017GL075039>

Preiswerk, L.E., Walter, F., 2018. High-Frequency (>2 Hz) Ambient Seismic Noise on High-Melt Glaciers: Green's Function Estimation and Source Characterization. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 123, 1667–1681. <https://doi.org/10.1029/2017JF004498>

Pride, S., 2005. *Hydrogeophysics: Water Science and technology library*, Springer. ed.

Pride, S.R., Gangi, A.F., Morgan, F.D., 1992. Deriving the equations of motion for porous isotropic media. *The Journal of the Acoustical Society of America* 92, 3278–3290. <https://doi.org/10.1121/1.404178>

Provost, F., Hibert, C., Malet, J.-P., 2017. Automatic classification of endogenous

landslide seismicity using the Random Forest supervised classifier: SEISMIC SOURCES AUTOMATIC CLASSIFICATION. *Geophys. Res. Lett.* 44, 113–120. <https://doi.org/10.1002/2016GL070709>

Provost, F., Malet, J.-P., Gance, J., Helmstetter, A., Doubre, C., 2018a. Automatic approach for increasing the location accuracy of slow-moving landslide endogenous seismicity: the APOLoc method. *Geophys J Int* 215, 1455–1473. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy330>

Provost, Floriane, Malet, J.-P., Hibert, C., Abanco Martínez de Arenzana, C., Hurlimann Ziegler, M., 2018. Towards a standard typology of endogenous landslide seismic sources. *Earth surface dynamics* 6, 1059–1088. <https://doi.org/10.5194/esurf-6-1059-2018>

Provost, F., Malet, J.P., Hibert, C., Helmstetter, A., Radiguet, M., Amitrano, D., Langet, N., Larose, E., Abancó, C., Hürlimann, M., Lebourg, T., Levy, C., Le Roy, G., Ulrich, P., Vidal, M., Vial, B., 2018b. Towards a standard typology of endogenous landslide seismic sources. *Earth Surface Dynamics* 6, 1059–1088. <https://doi.org/10.5194/esurf-6-1059-2018>

Rangecroft, S., Harrison, S., Anderson, K., 2015. Rock Glaciers as Water Stores in the Bolivian Andes: An Assessment of Their Hydrological Importance. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 47, 89–98. <https://doi.org/10.1657/AAAR0014-029>

Ratdomopurbo, A., Poupinet, G., 1995. Monitoring a temporal change of seismic velocity in a volcano: Application to the 1992 eruption of Mt. Merapi (Indonesia). *Geophysical Research Letters* 22, 775–778. <https://doi.org/10.1029/95GL00302>

Ravanel, L., 2010. Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont Blanc (thesis). <http://www.theses.fr>. Chambéry.

Ravanel, L., Deline, P., 2015. Rockfall Hazard in the Mont Blanc Massif Increased by the Current Atmospheric Warming, in: Lollino, G., Manconi, A., Clague, J., Shan, W., Chiarle, M. (Eds.), *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 1*. Springer

International Publishing, Cham, pp. 425–428. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-09300-0\\_81](https://doi.org/10.1007/978-3-319-09300-0_81)

Rempel, A.W., 2012. Hydromechanical Processes in Freezing Soils. *Vadose Zone Journal* 11, vzj2012.0045. <https://doi.org/10.2136/vzj2012.0045>

Renalier, F., Jongmans, D., Campillo, M., Bard, P.-Y., 2010a. Shear wave velocity imaging of the Avignonet landslide (France) using ambient noise cross correlation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 115. <https://doi.org/10.1029/2009JF001538>

Renalier, F., Jongmans, D., Campillo, M., Bard, P.-Y., 2010b. Shear wave velocity imaging of the Avignonet landslide (France) using ambient noise cross correlation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 115. <https://doi.org/10.1029/2009JF001538>

RESIF, 1995. RESIF-RLBP French Broad-band network, RESIF-RAP strong motion network and other seismic stations in metropolitan France [Data set]. RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français. <https://doi.org/10.15778/RESIF.FR>.

Revil, A., Le Breton, M., Niu, Q., Wallin, E., Haskins, E., Thomas, D.M., 2017a. Induced polarization of volcanic rocks – 1. Surface versus quadrature conductivity. *Geophys J Int* 208, 826–844. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw444>

Revil, A., Murugesu, M., Prasad, M., Le Breton, M., 2017b. Alteration of volcanic rocks: A new non-intrusive indicator based on induced polarization measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 341, 351–362. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.06.016>

Ribolini, A., Guglielmin, M., Fabre, D., Bodin, X., Marchisio, M., Sartini, S., Spagnolo, M., Schoeneich, P., 2010. The internal structure of rock glaciers and recently deglaciated slopes as revealed by geoelectrical tomography: insights on permafrost and recent glacial evolution in the Central and Western Alps (Italy–France). *Quaternary Science Reviews* 29, 507–521. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.008>

Rice, R.W., 1993. Evaluating Porosity Parameters for Porosity-Property Relations. *J American Ceramic Society* 76, 1801–1808. <https://doi.org/10.1111/j.1151->

Richter, T., Sens-Schönfelder, C., Kind, R., Asch, G., 2014. Comprehensive observation and modeling of earthquake and temperature-related seismic velocity changes in northern Chile with passive image interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 4747–4765. <https://doi.org/10.1002/2013JB010695>

Rist, A., Phillips, M., 2005. First results of investigations on hydrothermal processes within the active layer above alpine permafrost in steep terrain. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography* 59, 177–183. <https://doi.org/10.1080/00291950510020574>

Ritzwoller, M.H., Feng, L., 2019. Overview of Pre- and Post-Processing of Ambient-Noise Correlations., in: Nakata, N., Gualtieri, L., Fichtner, A. (Eds.), *Seismic Ambient Noise*. Cambridge University Press., Cambridge, pp. 144–187.

Rivet, D., Brenguier, F., Cappa, F., 2015. Improved detection of preeruptive seismic velocity drops at the Piton de La Fournaise volcano. *Geophysical Research Letters* 42, 6332–6339. <https://doi.org/10.1002/2015GL064835>

Rivet, D., Campillo, M., Shapiro, N.M., Cruz-Atienza, V., Radiguet, M., Cotte, N., Kostoglodov, V., 2011. Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico. *Geophysical Research Letters* 38. <https://doi.org/10.1029/2011GL047151>

Roeoesli, C., Walter, F., Ampuero, J.-P., Kissling, E., 2016. Seismic moulin tremor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, 5838–5858. <https://doi.org/10.1002/2015JB012786>

Roer, I., Avian, M., Delaloye, R., Lambiel, C., Dousse, J.-P., Bodin, X., Thibert, E., Kääh, A., Kaufmann, V., Damm, B., Langer, M., 2005. Rock glacier “speed-up” throughout European Alps - a climatic signal? *Proceedings of the 2nd European Conference on Permafrost* 101–102.

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: Roer, I; Haeberli, W; Avian, M; Kaufmann, V; Delaloye, R; Lambiel, C; Käab, A (2008). Observations and Considerations on Destabilizing Active Rock Glaciers in the European Alps. In: 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June 2008 - 3 July 2008, 1505-1510. Presented at the 9th International Conference on Permafrost, University of Zurich, Fairbanks, Alaska, pp. 1505–1510. <https://doi.org/info:doi/10.5167/uzh-6082>

Roux, P., Guéguen, P., Baillet, L., Hamze, A., 2014. Structural-change localization and monitoring through a perturbation-based inverse problem. *The Journal of the Acoustical Society of America* 136, 2586–2597. <https://doi.org/10.1121/1.4897403>

Schmid, M.-O., Baral, P., Gruber, S., Shahi, S., Shrestha, T., Stumm, D., Wester, P., 2015. Assessment of permafrost distribution maps in the Hindu Kush Himalayan region using rock glaciers mapped in Google Earth. *The Cryosphere* 9, 2089–2099. <https://doi.org/10.5194/tc-9-2089-2015>

Schneider, S., Daengeli, S., Hauck, C., Hoelzle, M., 2013. A spatial and temporal analysis of different periglacial materials by using geoelectrical, seismic and borehole temperature data at Murtèl–Corvatsch, Upper Engadin, Swiss Alps. *Geographica Helvetica* 68, 265–280. <https://doi.org/10.5194/gh-68-265-2013>

Schoeneich, P., Bodin, X., Echelard, T., Kaufmann, V., Kellerer-Pirklbauer, A., Krysiecki, J.-M., Lieb, G.K., 2015. Velocity Changes of Rock Glaciers and Induced Hazards, in: Lollino, G., Manconi, A., Clague, J., Shan, W., Chiarle, M. (Eds.), *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 1*. Springer International Publishing, Cham, pp. 223–227. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-09300-0\\_42](https://doi.org/10.1007/978-3-319-09300-0_42)

Scholz, C.H., 1998. Earthquakes and friction laws. *Nature* 391, 37–42. <https://doi.org/10.1038/34097>

Schöpa, A., Chao, W.-A., Lipovsky, B.P., Hovius, N., White, R.S., Green, R.G., Turowski, J.M., 2018. Dynamics of the Askja caldera July 2014 landslide, Iceland, from

seismic signal analysis: precursor, motion and aftermath. *Earth Surface Dynamics* 6, 467–485. <https://doi.org/10.5194/esurf-6-467-2018>

Scotti, R., Brardinoni, F., Alberti, S., Frattini, P., Crosta, G.B., 2013. A regional inventory of rock glaciers and protalus ramparts in the central Italian Alps. *Geomorphology* 186, 136–149. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.028>

Scotti, R., Crosta, G.B., Villa, A., 2017. Destabilisation of Creeping Permafrost: The Plator Rock Glacier Case Study (Central Italian Alps). *Permafrost and Periglacial Processes* 28, 224–236. <https://doi.org/10.1002/ppp.1917>

Seiler, K.-P., Gat, J.R., 2007. *Groundwater Recharge from Run-Off, Infiltration and Percolation*, Water Science and Technology Library. Springer Netherlands, Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5306-1>

Selvadurai, A.P.S., Suvorov, A.P., Selvadurai, P.A., 2014. Thermo-hydro-mechanical processes in fractured rock formations during glacial advance. *Geoscientific Model Development Discussions* 7, 7351–7394. <https://doi.org/10.5194/gmdd-7-7351-2014>

Senfaute, G., Duperret, A., Lawrence, J.A., 2009. Micro-seismic precursory cracks prior to rock-fall on coastal chalk cliffs: a case study at Mesnil-Val, Normandie, NW France. *Natural Hazards and Earth System Science* 9, 1625–1641. <https://doi.org/10.5194/nhess-9-1625-2009>

Sens-Schönfelder, C., 2008. Synchronizing seismic networks with ambient noise. *Geophys J Int* 174, 966–970. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03842.x>

Sens-Schönfelder, C., 2006. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia - - 2006 - *Geophysical Research Letters* - Wiley Online Library [WWW Document]. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2006GL027797> (accessed 5.23.19).

Sens-Schönfelder, C., Brenguier, F., 2019. Noise-Based Monitoring, in: *Seismic Ambient Noise*. Cambridge University Press.



Sens-Schönfelder, C., Wegler, U., 2006. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophys. Res. Lett.* 33, L21302. <https://doi.org/10.1029/2006GL027797>

Shapiro, N.M., Campillo, M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters* 31. <https://doi.org/10.1029/2004GL019491>

Shroder, J.F., Bishop, M.P., Copland, L., Sloan, V.F., 2000. Debris-covered Glaciers and Rock Glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 82, 17–31. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2000.00108.x>

Snieder, R., Larose, E., 2013a. Extracting Earth's Elastic Wave Response from Noise Measurements. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 41, 183–206. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-123936>

Snieder, R., Larose, E., 2013b. Extracting Earth's Elastic Wave Response from Noise Measurements. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 41, 183–206. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-123936>

Solomon, J., 1991. PSD computations using Welch's method. [Power Spectral Density (PSD)] (No. SAND-91-1533). Sandia National Labs., Albuquerque, NM (United States). <https://doi.org/10.2172/5688766>

Spillmann, T., Maurer, H., Green, A.G., Heincke, B., Willenberg, H., Husen, S., 2007a. Microseismic investigation of an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004723>

Spillmann, T., Maurer, H., Green, A.G., Heincke, B., Willenberg, H., Husen, S., 2007b. Microseismic investigation of an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004723>

Springman, S., 2008. Recent Advances in Permafrost Geotechnics. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost.*

Springman, S.M., Arenson, L.U., Yamamoto, Y., Maurer, H., Kos, A., Buchli, T., Derungs, G., 2012. Multidisciplinary investigations on three rock glaciers in the swiss alps: legacies and future perspectives. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 94, 215–243. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00464.x>

Springman, S.M., Yamamoto, Y., Buchli, T., Hertrich, M., Maurer, H., Merz, K., Gärtner-Roer, I., Seward, L., 2013. Rock Glacier Degradation and Instabilities in the European Alps: A Characterisation and Monitoring Experiment in the Turtmanntal, CH, in: Margottini, C., Canuti, P., Sassa, K. (Eds.), *Landslide Science and Practice: Volume 4: Global Environmental Change*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 5–13. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-31337-0\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-642-31337-0_1)

Squarzoni, C., Delacourt, C., Allemand, P., 2005. Differential single-frequency GPS monitoring of the La Valette landslide (French Alps). *Engineering Geology* 79, 215–229. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.01.015>

Staub, B., Delaloye, R., 2017. Using Near-Surface Ground Temperature Data to Derive Snow Insulation and Melt Indices for Mountain Permafrost Applications. *Permafrost and Periglacial Processes* 28, 237–248. <https://doi.org/10.1002/ppp.1890>

Staub, B., Marmy, A., Hauck, C., Hilbich, C., Delaloye, R., 2015. Ground temperature variations in a talus slope influenced by permafrost: a comparison of field observations and model simulations. *Geographica Helvetica* 70, 45–62. <https://doi.org/10.5194/gh-70-45-2015>

Stearns, S.R., 1966. Permafrost (perennially frozen ground). This Digital Resource was created from scans of the Print Resource.

Stehly, L., Campillo, M., Froment, B., Weaver, R.L., 2008. Reconstructing Green's function by correlation of the coda of the correlation (C3) of ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113. <https://doi.org/10.1029/2008JB005693>

Stehly, L., Campillo, M., Shapiro, N.M., 2007. Traveltime measurements from noise

correlation: stability and detection of instrumental time-shifts. *Geophys J Int* 171, 223–230. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03492.x>

Stehly, L., Campillo, M., Shapiro, N.M., 2006. A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JB004237>

Strozzi, T., Caduff, R., Jones, N., Barboux, C., Bodin, X., Käab, A., Mätzler, E., Schrott, L., 2020. Monitoring Rock Glacier Kinematics with Satellite Synthetic Aperture Radar. *Remote Sensing* 25.

Suriñach, E., Vilajosana, I., Khazaradze, G., Biescas, B., Furdada, G., Vilaplana, J.M., 2005. Seismic detection and characterization of landslides and other mass movements. *Natural Hazards and Earth System Science* 5, 791–798.

Taira, T., Brenguier, F., 2016. Response of hydrothermal system to stress transients at Lassen Volcanic Center, California, inferred from seismic interferometry with ambient noise. *Earth, Planets and Space* 68, 162. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0538-6>

Terzaghi, K., 1947. *Theoretical Soil Mechanics*. Fourth Printing.

Théry, R., Abraham, O., Guillemot, A., Larose, E., 2019. Tracking fluids in multiple scattering and highly porous materials : toward applications in non-destructive testing and seismic monitoring. *Ultrasonics*.

They, R., Guillemot, A., Abraham, O., Larose, E., 2019. Tracking fluids in multiple scattering and highly porous materials: toward applications in non-destructive testing and seismic monitoring. *Ultrasonics* 106019. <https://doi.org/10.1016/j.ultras.2019.106019>

Thomas, H.R., Cleall, P., Li, Y.-C., Harris, C., Kern-Luetschg, M., 2009. Modelling of cryogenic processes in permafrost and seasonally frozen soils. *Géotechnique* 59, 173–184. <https://doi.org/10.1680/geot.2009.59.3.173>

Timur, A., 1968. Velocity of compressional waves in porous media at permafrost temperatures. *GEOPHYSICS* 33, 584–595. <https://doi.org/10.1190/1.1439954>

Tonnellier, A., Helmstetter, A., Malet, J.-P., Schmittbuhl, J., Corsini, A., Joswig, M., 2013. Seismic monitoring of soft-rock landslides: the Super-Sauze and Valoria case studies. *Geophys. J. Int.* 193, 1515–1536. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt039>

Tsai, V.C., 2011. A model for seasonal changes in GPS positions and seismic wave speeds due to thermoelastic and hydrologic variations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116. <https://doi.org/10.1029/2010JB008156>

Valentin, J., Capron, A., Jongmans, D., Baillet, L., Bottelin, P., Donze, F., Larose, E., Mangeney, A., 2017. The dynamic response of prone-to-fall columns to ambient vibrations: comparison between measurements and numerical modelling. *Geophys J Int* 208, 1058–1076. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw440>

van der Veen, C.J., 1998. Fracture mechanics approach to penetration of surface crevasses on glaciers. *Cold Regions Science and Technology* 27, 31–47. [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(97\)00022-0](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(97)00022-0)

van Herwijnen, A., Berthod, N., Simenhois, R., Mitterer, C., 2013. Using time-lapse photography in avalanche research 5.

van Herwijnen, A., Schweizer, J., 2011a. Seismic sensor array for monitoring an avalanche start zone: design, deployment and preliminary results. *Journal of Glaciology* 57, 267–276. <https://doi.org/10.3189/002214311796405933>

van Herwijnen, A., Schweizer, J., 2011b. Monitoring avalanche activity using a seismic sensor. *Cold Regions Science and Technology, International Snow Science Workshop 2010 Lake Tahoe* 69, 165–176. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2011.06.008>

Vaughan, D.G., n.d. Chapter 4 – Observations of the Cryosphere. *The Cryosphere* 37.

Voisin, C., Garambois, S., Massey, C., Brossier, R., 2016a. Seismic noise monitoring of the water table in a deep-seated, slow-moving landslide. *Interpretation* 4, SJ67–SJ76.

<https://doi.org/10.1190/INT-2016-0010.1>

Voisin, C., Garambois, S., Massey, C., Brossier, R., 2016b. Seismic noise monitoring of the water table in a deep-seated, slow-moving landslide. *Interpretation* 4, SJ67–SJ76. <https://doi.org/10.1190/INT-2016-0010.1>

Voisin, Christophe, Garambois, S., Massey, C., Brossier, R., 2016. Seismic noise monitoring of the water table in a deep-seated, slow-moving landslide. *Interpretation* 4, SJ67–SJ76. <https://doi.org/10.1190/INT-2016-0010.1>

Voisin, C., Guzmán, M.A.R., Réfloch, A., Taruselli, M., Garambois, S., 2017. Groundwater Monitoring with Passive Seismic Interferometry. *Journal of Water Resource and Protection* 09, 1414. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2017.912091>

Vonder Mühl, D., Noetzli, J., Gärtner-Roer, I., Makowski, K., Delaloye, R., Gruber, S., Hauck, C., Hoelzle, M., Käab, A., Luetscher, M., Phillips, M., Salzmann, N., Stucki, T., Haeberli, W., 2007. Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.1302.3440>

Vouillamoz, N., Rothmund, S., Joswig, M., 2018. Characterizing the complexity of microseismic signals at slow-moving clay-rich debris slides: the Super-Sauze (southeastern France) and Pechgraben (Upper Austria) case studies. *Earth Surface Dynamics* 6, 525–550. <https://doi.org/10.5194/esurf-6-525-2018>

Wagner, S., 1992. Creep of alpine permafrost, investigated on the Murtel rock glacier. *Permafrost and Periglacial Processes* 157–162.

Wahrhaftig, C., Cox, A., 1959. ROCK GLACIERS IN THE ALASKA RANGE. *GSA Bulletin* 70, 383–436. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1959\)70\[383:RGITAR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1959)70[383:RGITAR]2.0.CO;2)

Walter, F., Roux, P., Roeoesli, C., Lecointre, A., Kilb, D., Roux, P.-F., 2015. Using glacier seismicity for phase velocity measurements and Green's function retrieval. *Geophys J Int* 201, 1722–1737. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv069>

Walter, M., Arnhardt, C., Joswig, M., 2011. Seismic monitoring of rockfalls, slide

quakes, and fissure development at the Super-Sauze mudslide, French Alps. *Engineering Geology* 128, 12–22. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2011.11.002>

Walter, M., Gomberg, J., Schulz, W., Bodin, P., Joswig, M., 2013. Slidequake Generation versus Viscous Creep at Softrock-landslides: Synopsis of Three Different Scenarios at Slumgullion Landslide, Heumoes Slope, and Super-Sauze Mudslide. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics* 18, 269–280. <https://doi.org/10.2113/JEEG18.4.269>

Walter, M., Joswig, M., 2008. Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps. *First Break* 26. <https://doi.org/EAGE-EXPORT-FAKE-DOI>

Wang, Q.-Y., Brenguier, F., Campillo, M., Lecointre, A., Takeda, T., Aoki, Y., 2017. Seasonal Crustal Seismic Velocity Changes Throughout Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122, 7987–8002. <https://doi.org/10.1002/2017JB014307>

Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M., 2004. Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics* 2, 211–221. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2004018>

Weaver, R.L., Hadziioannou, C., Larose, E., Campillo, M., 2011a. On the precision of noise correlation interferometry. *Geophys J Int* 185, 1384–1392. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05015.x>

Weaver, R.L., Hadziioannou, C., Larose, E., Campillo, M., 2011b. On the precision of noise correlation interferometry. *Geophys J Int* 185, 1384–1392. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05015.x>

Weaver, R.L., Hadziioannou, C., Larose, E., Campillo, M., 2011c. On the precision of noise correlation interferometry. *Geophysical Journal International* 185, 1384–1392. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05015.x>

Weaver, R.L., Lobkis, O.I., 2001. Ultrasonics without a Source: Thermal Fluctuation Correlations at MHz Frequencies. *Phys. Rev. Lett.* 87, 134301.

<https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.87.134301>

Weber, S., Fäh, D., Beutel, J., Faillettaz, J., Gruber, S., Vieli, A., 2018. Ambient seismic vibrations in steep bedrock permafrost used to infer variations of ice-fill in fractures. *Earth and Planetary Science Letters* 501, 119–127. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.042>

Weber, Samuel, Faillettaz, J., Meyer, M., Beutel, J., Vieli, A., 2018. Acoustic and Microseismic Characterization in Steep Bedrock Permafrost on Matterhorn (CH). *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 123, 1363–1385. <https://doi.org/10.1029/2018JF004615>

Wegler, U., Lühr, B.G., 2001. Scattering behaviour at Merapi volcano (Java) revealed from an active seismic experiment. *Geophys J Int* 145, 579–592. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.01390.x>

Wegler, U., Sens-Schönfelder, C., 2007. Fault zone monitoring with passive image interferometry. *Geophys J Int* 168, 1029–1033. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03284.x>

Whalley, W.B., Azizi, F., 1994. Rheological models of active rock glaciers: Evaluation, critique and a possible test. *Permafrost and Periglacial Processes* 5, 37–51. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430050105>

Whiteley, J.S., Chambers, J.E., Uhlemann, S., Wilkinson, P.B., Kendall, J.M., 2019. Geophysical Monitoring of Moisture-Induced Landslides: A Review. *Reviews of Geophysics* 57, 106–145. <https://doi.org/10.1029/2018RG000603>

Williams, M.W., Knauf, M., Caine, N., Liu, F., Verplanck, P.L., 2006. Geochemistry and source waters of rock glacier outflow, Colorado Front Range. *Permafrost and Periglacial Processes* 17, 13–33. <https://doi.org/10.1002/ppp.535>

Williams, P.J., Smith, M.W., 1991. *The Frozen Earth: Fundamentals of Geocryology*. Cambridge University Press.

Winkler, K., Nur, A., 1979. Pore fluids and seismic attenuation in rocks. *Geophysical Research Letters* 6, 1–4. <https://doi.org/10.1029/GL006i001p00001>

Wirz, V., Beutel, J., Gruber, S., Gubler, S., Purves, R.S., 2014. Estimating velocity from noisy GPS data for investigating the temporal variability of slope movements. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 14, 2503–2520. <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000090060>

Wirz, V., Gruber, S., Purves, R.S., Beutel, J., Gärtner-Roer, I., Gubler, S., Vieli, A., 2016. Short-term velocity variations at three rock glaciers and their relationship with meteorological conditions. *Earth Surface Dynamics* 4, 103–123. <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000114470>

Wirz, V., Gruber, S., Purves, R.S., Beutel, J., Gärtner-Roer, I., Gubler, S., Vieli, A., 2015. Short-term velocity variations of three rock glaciers and their relationship with meteorological conditions. *Earth Surface Dynamics Discussions* 3, 459–514. <https://doi.org/10.5194/esurfd-3-459-2015>

Withers, M.M., Aster, R.C., Young, C.J., Chael, E.P., 1996. High-frequency analysis of seismic background noise as a function of wind speed and shallow depth. *Bulletin of the Seismological Society of America* 86, 1507–1515.

Wood, A.B., 1949. *A Textbook of Sound Being an Account of the Physics of Vibrations with Special Reference to Recent Theoretical and Technical Developments, ...* Bell.

Yamada, M., Mori, J., Matsushi, Y., 2016. Possible stick-slip behavior before the Rausu landslide inferred from repeating seismic events. *Geophysical Research Letters* 43, 9038–9044. <https://doi.org/10.1002/2016GL069288>

Young, C.J., Chael, E.P., Withers, M.M., Aster, R.C., n.d. A Comparison of the High-Frequency ( $> 1$  Hz) Surface and Subsurface Noise Environment at Three Sites in the United States 13.

Zhan, Z., Tsai, V.C., Clayton, R.W., 2013. Spurious velocity changes caused by temporal variations in ambient noise frequency content. *Geophys J Int* 194, 1574–1581.



<https://doi.org/10.1093/gji/ggt170>

Zhang, T., Heginbottom, J.A., Barry, R.G., Brown, J., 2000. Further statistics on the distribution of permafrost and ground ice in the Northern Hemisphere. *Polar Geography* 24, 126–131. <https://doi.org/10.1080/10889370009377692>