

Les avalanches glaciaires : processus, observation et prédiction

Pierre Dalban Canassy¹ (pierre.dalban@geotest.ch)
 Jérôme Faillettaz² (jérôme.faillettaz@geo.uzh.ch)

¹ GEOTEST AG, Zollikofen

² Geographisches Institut der Universität Zürich, Zürich

1 Introduction

Dans le contexte actuel de réchauffement climatique et d'utilisation croissante du terrain montagnard, les dangers naturels glaciaires issus de la propagation d'avalanches de glace de grande ampleur représentent un risque de plus en plus significatif (Raymond et al., 2003, Faillettaz et al., 2015). Ces événements, communément appelés chutes de séracs, ne menacent dans la plupart des cas que les alpinistes. Parfois, cependant, ils peuvent s'agir d'avalanches de 10'000 à plusieurs millions de m³ de glace mettant en péril les populations, les routes et les autres infrastructures. Dans certains cas, le potentiel destructeur de la glace peut de plus être spectaculairement renforcé par l'activation de chaînes de processus secondaires tels que les avalanches de neige, les laves torrentielles ou les vagues de crue.

Les avalanches de glace, des événements rares aux effets dramatiques

A ce jour, les avalanches de glace les plus destructrices ayant pu être documentées se sont déroulées en 1962 et 1970 sur les flancs du Mont Huarascán dans les Andes péruviennes (Liboutry, 1975). En 1962, 9 villages de la vallée de Santa ont été détruits par une coulée de neige et de glace de 16 km de long relâchée par un glacier situé en amont, tuant 4000 personnes. En 1970, une avalanche charriant des dizaines de millions de m³ de glace mise en mouvement suite à un tremblement de terre dévala la vallée et atteignit la ville de Yungay où un bilan humain de 20'000 personnes fut

rapporté. Plus récemment, le 20 septembre 2002, une gigantesque coulée constituée de glace et de matériau rocheux s'est mise en mouvement dans le massif du Kazbek en Ossétie du Nord (Caucase) et déclencha par la suite plusieurs laves torrentielles. L'ensemble parcourut la vallée sur près de 30 km et atteignit des zones habitées où 120 personnes furent tuées (Haeberli et al., 2004).

Dans les Alpes, la plus grosse avalanche connue se déroula sur le glacier de l'Altels, le 11 septembre 1895. A cette occasion, un volume de glace estimé à 4 millions de m³ fut relâché durant 1 minute environ. Cette avalanche ravagea l'alpage situé en aval et tua 6 personnes, 170 vaches et détruisit la production de fromage de l'été. Du fait d'une vitesse de l'ordre de 400 km/h, les blocs remontèrent le long du versant opposé et recouvrirent une zone de 1 km² d'une couche de matériau atteignant 5 m par endroit (Heim, 1895; Forel, 1895). La dernière grande catastrophe glaciaire s'est produite en 1965 sur le chantier du barrage du Mattmark dans le Saastal. Durant la nuit du 31 Août, la majeure partie de la langue de l'Allalingsletscher se rompit et dévasta le chantier en tuant 88 personnes (Röthlisberger and Kasser, 1978). Cet événement marqua fortement l'opinion publique et mit en lumière le besoin de mesures de réduction des risques pour les futures catastrophes glaciaires. Dans les semaines qui suivirent, la zone de rupture fut investiguée, marquant véritablement le début de l'intérêt des scientifiques et des ingénieurs pour la prédiction des avalanches de glaces.

La seule méthode vraiment efficace d'atténuation du risque lié aux avalanches glaciaires: la prédiction

Une estimation fiable du risque lié aux avalanches glaciaires nécessite l'analyse intégrale des phénomènes mis en jeu depuis la zone de rupture jusqu'aux zones vulnérables, en incluant les processus secondaires activés entre les deux ainsi que les temps de transit des matériaux. Si ces périodes de transport peuvent atteindre plusieurs heures pour les zones de propagation les plus étendues, les valeurs observées ou modélisées dans les Alpes excèdent rarement quelques minutes (Dalban Canassy et al., 2011; Margreth et al., 2011, SLF, 2016). Du fait de ces intervalles de temps très courts, la fermeture des routes ainsi que les évacuations des zones vulnérables une fois l'avalanche détectée ne représentent des mesures de réduction du risque que peu ou pas efficaces. De même, les moyens de protection passifs que sont les digues et barrières de protections montrent rapidement leurs limites en cas de volumes de grande ampleur. Dans ce contexte, l'évacuation à temps des populations menacées constitue souvent la seule alternative viable. La prédiction du moment de la rupture du glacier est de ce fait un élément incontournable, nécessitant néanmoins de posséder des connaissances approfondies des différents mécanismes menant à l'instabilité puis à la rupture finale.

Contenu de l'article

Dans cet article, nous verrons d'abord quelles sont les différents types d'instabilités glaciaires et quels sont les mécanismes menant à leur mise en place. Dans une seconde partie, nous détaillerons les différentes méthodes permettant de surveiller le développement des instabilités glaciaires afin de tenter de prédire les ruptures glaciaires. Enfin, dans une dernière partie, nous présenterons un cas de gestion opérationnelle d'instabilité glaciaire sur l'Eigergletscher.

2 Les différentes instabilités glaciaires et les mécanismes qui y sont associés

Les avalanches glaciaires se forment suite à une rupture se produisant au sein du glacier. Ce phénomène d'instabilité gravitaire résulte de l'endommagement progressif du matériau glace, jusqu'à une situation critique où son équilibre n'est plus assuré. Une bonne connaissance des mécanismes à l'œuvre durant les phases d'initiation et de propagation de l'endommagement est par conséquent indispensable pour comprendre la manière dont la rupture s'initie et essayer de la prédire. L'étude de ces processus a montré qu'ils

étaient largement conditionnés par les conditions de température, c'est-à-dire négative ou nulle, régnant dans les couches de glace basales des glaciers instables ainsi que par la présence d'eau liquide à l'interface avec le lit rocheux (Röthlisberger, 1981b; Huggel et al., 2004; Failandt et al., 2011a, 2012). A cet égard, trois types d'instabilités glaciaires peuvent être distingués :

Les instabilités mécaniques

L'instabilité glaciaire *mécanique* concerne les glaciers dont les couches de glace basales sont entièrement adhérentes au lit rocheux sous-jacent. Ces glaciers raides, aussi dénommés 'glaciers de rampe ou glaciers suspendus', se composent de glace avec une température inférieure au point de fusion et ne renferment quasiment pas d'eau liquide. Du fait de l'absence de glissement basal, leur dynamique glaciaire (transfert de masse de l'amont vers l'aval) se fait exclusivement par fluage de la glace et du névé qui la recouvre. Dans ces conditions, leur bilan de masse, c'est-à-dire la différence entre le gain et la perte de glace, se régule de la manière suivante : du fait des précipitations solides, de la glace s'accumule dans la zone amont du

glacier; au fil du temps, cette glace flue vers l'aval, ce qui entraîne progressivement un surplus de masse dans la partie inférieure du glacier du fait de l'absence de zone d'ablation dans laquelle la glace peut fondre; le front du glacier évolue ainsi graduellement vers une géométrie de plus en plus instable, ce qui se traduit par une fracturation croissante des couches de glace basales et par l'ouverture d'une ligne de crevasses jusqu'en surface; lorsque ce déséquilibre devient trop grand, l'état de fracturation franchit brutalement un seuil critique et la rupture survient dans les couches profondes, provoquant ensuite le décrochement de la portion comprise entre le front et la ligne de crevasses. Ces purges soudaines jouent donc le rôle de processus d'ablation pour ce type de glaciers suspendus, dans le sens où ils permettent de restaurer l'équilibre du bilan de masse entre les parties amonts et avalées. Il s'agit d'un processus cyclique indépendant des conditions climatiques et se terminant systématiquement par une rupture, dont le temps de retour dépend principalement de la géométrie du glacier (Pralong and Funk, 2006). Ce type d'instabilité, pour laquelle des signes précurseurs fiables existent (voir 3), est illustré par les avalanches glaciaires s'étant



Figure 1 : Prise de vue du glacier suspendu dans la face Nord du Weisshorn avant et après l'avalanche de 2005. La ligne de crevasse en aval de laquelle s'est initiée la rupture est marquée d'un trait rouge, tandis que la surface de rupture au sein des couches de glace basales est en rouge transparent (Source VAW-ETHZ).

déclenchées depuis le glacier suspendu de la face nord du Weisshorn en 2005 (voir Figure 1) et depuis le glacier Whymper dans la face sud des Grandes Jorasses en 2014 (Faillettaz et al., 2015). Dans ces deux cas, des temps de retour d'environ 10 ans ont été observés.

Les instabilités de glissement

Les instabilités glaciaires de *glissement* concernent le décrochement de langues raides de glaciers tempérés, c'est-à-dire composés de glace au point de fusion. Pour ce type de glacier, la présence d'eau de fonte s'écoulant sous la glace permet la lubrification de l'interface avec le lit rocheux et favorise le glissement basal de la glace en diminuant sa pression effective. Contrairement aux glaciers

froids qui se rééquilibrent de manière brutale, les glaciers tempérés compensent continuellement l'afflux de glace de la partie amont vers la partie aval en s'équilibrant par glissement basal. Lorsque les glaciers s'écoulent sur des terrains de pente supérieure à 35° , ce phénomène peut s'illustrer par des vitesses de surface régulièrement supérieures à 1 m par jour pendant l'été (Dalban Canassy et al., 2012). Durant cette saison, la forte ablation peut aussi parfois entraîner des augmentations rapides des débits sous-glaciaires et mener à des accélérations exponentielles des vitesses de surface se propageant ensuite sur des intervalles de plusieurs semaines (voir Figure 2 bas). Pendant ces périodes, aussi appelées phases actives, la langue glaciaire

raide subit d'importantes contraintes se traduisant par une intense fracturation sur toute son épaisseur et par l'ouverture d'un fossé dans sa partie supérieure dont l'ouverture va croître progressivement. Sous certaines conditions (voir paragraphe suivant), une rupture soudaine peut ensuite s'initier à l'interface avec le lit rocheux et la langue se décrocher.

Les investigations menées après la catastrophe de 1965 sur la langue de l'Allalingsletscher (voir figure 2 haut) ont montrée qu'une telle phase active s'était mise en place 2 à 3 semaines avant la rupture du 31 Août (Röthlisberger and Kasser, 1978). Cependant, ces accélérations furent aussi détectées presque chaque été dans les années qui suivirent, sans

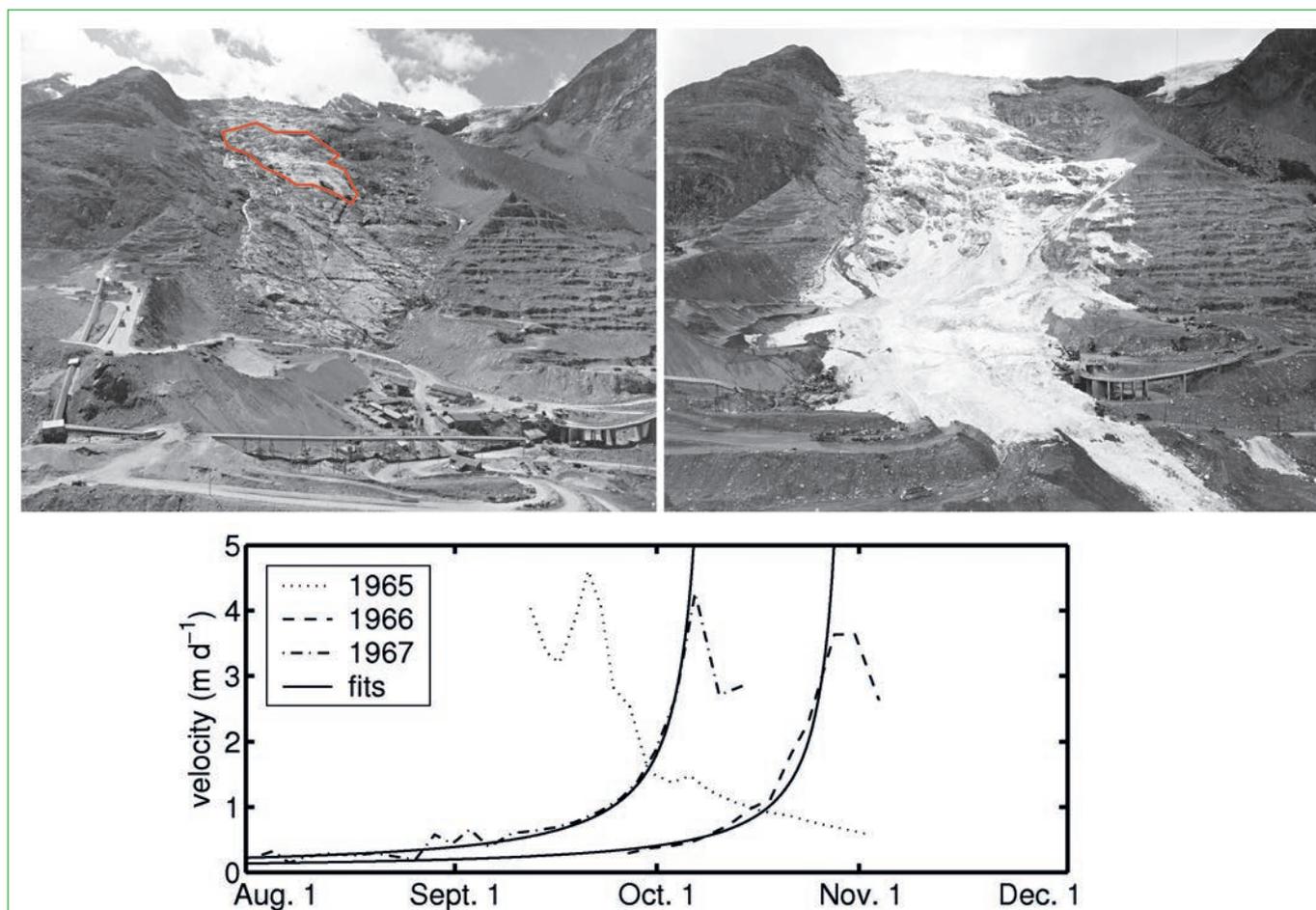


Figure 2: (Haut) Prises de vue de la langue de l'Allalingsletscher avant et après l'avalanche qui ensevelit le chantier en 1965. La zone décrochée est marquée d'un trait rouge. (Bas) Evolution des vitesses dans la langue en 1965 après la rupture et phases actives durant les étés de 1966 et 1967, durant lesquels aucune avalanche ne se produisit. Les accélérations sont soulignées par un fit de type loi-puissance (Source VAW-ETHZ).

pour autant précéder d'avalanches de glace de grande ampleur (voir Figure 2 bas). Cette constatation montre que l'initiation de phases actives sur les langues tempérées durant l'été est une condition nécessaire mais non suffisante pour mener à leur rupture. A ce jour, les facteurs exacts devant être combinés avec ces phases d'accélération pour permettre l'initiation de la rupture sont encore en cours d'investigation. Les travaux de recherche sur le sujet ont cependant pu distinguer la combinaison des paramètres suivants comme déterminante pour l'initiation de la rupture : un excès de glace dans la partie aval de la langue, de brutales variations de friction basale occasionnées par des changements rapides des débits des écoulements sous-glaciaires et un réseau de canaux de drainage sous-glaciaire ramifié sous une grande partie de la langue, permettant ainsi aux changements de friction sous glaciaire d'être transmis à une large portion de la langue. Dans ce cas-là, la fracturation liée aux variations de friction pourrait diminuer fortement l'efficacité du système de drainage, allant jusqu'à bloquer les écoulements basaux et déclenchant ainsi un forte baisse de pression effective menant à la rupture (Faillettaz et al., 2012, Dalban Canassy et al., 2012).

Les instabilités 'intermédiaires' causées par un réchauffement des couches de glace basales

Lorsque la glace d'un glacier froid se réchauffe, l'augmentation des températures internes n'est pas homogène. Des poches de glace tempérée peuvent ainsi se former au sein de la glace froide en amont du terminus, tandis que la zone frontale raide, peu protégée par le névé et par conséquent largement exposée au refroidissement de l'air ambiant, reste froide. Cet ensemble, tempéré en amont et froid en aval, est caractérisé par un régime thermique intermédiaire dit polythermal. Lorsque les zones tempérées se trouvent au voisinage du lit rocheux, l'adhérence des couches de glace basales à ces endroits peut devenir quasiment nulle du fait de l'augmentation locale de la teneur en eau liquide qu'elles induisent. De telles zones de faiblesse, sans cohérence et à très faible friction, peuvent ainsi se développer à l'interface avec le lit rocheux, où une rupture brutale menant au décrochement total du glacier peut s'initier lorsque l'adhérence globale devient trop faible. Ce phénomène est d'autant plus amplifié que l'eau de fonte ne peut s'écouler à travers la glace froide du front et reste ainsi piégée en amont à la base du glacier. Ce type d'instabilité a été privilégié

pour expliquer les avalanches glaciaires survenues sur l'Altels en 1895 (Faillettaz et al. 2011b) ou au Viso en 1989 (voir Figure 3) et demeure actuellement largement investigué. Des études indiquent notamment un très court délai entre l'apparition de zones tempérées et le moment de la rupture (Faillettaz et al., 2011b).

3 Observation des instabilités glaciaires et possibilité de prédiction

La rapidité des phases de rupture et de propagation des avalanches glaciaires rendent l'évacuation spontanée des zones vulnérables peu efficace. Par conséquent, la détection à temps de la mise en place de l'instabilité et l'observation de son évolution, pour ensuite être capable d'anticiper la rupture où au moins pouvoir juger la criticité de la situation, sont des éléments clés dans la gestion des risques. De même, l'existence de mesures antérieures, récoltées idéalement sur le même glacier ou au moins dans le cadre du même type d'instabilité, a une importance cruciale pour l'interprétation des données mesurées et leur signification quant au danger. L'analyse des différents types d'instabilité glaciaire a montré que l'endommagement des couches



Figure 3 : Prise de vue du glacier du Viso avant et après l'avalanche de glace de 1989. La surface de décrochement primaire à gauche est caractérisée par la mise à nu du rocher composant le lit rocheux (Source VAW-ETHZ).

de glace basales ou une réduction de la friction avec le lit rocheux étaient à l'origine des ruptures menant aux avalanches glaciaires. Ces paramètres sont donc les grandeurs à surveiller pour évaluer le risque une fois l'instabilité détectée, mais restent, la friction basale notamment, difficile à instrumenter directement en pratique. Dans ce contexte, des grandeurs proxy plus aisées à mesurer et dont les variations sont liées à l'initiation et/ou au développement de l'instabilité glaciaire ont été mises en évidence.

Dans le cas des instabilités glaciaires mécaniques, les indices de la mise en place d'une instabilité potentielle sont une masse excédentaire de glace au voisinage du front du glacier combinée avec l'ouverture d'une ligne de crevasses en amont assez aisément détectable visuellement. En pratique, le paramètre le plus simple à instrumenter pour suivre l'évolution externe de l'endommagement des couches basales est le déplacement à la surface. De telles mesures ont été effectuées à l'aide d'un théodolite et de prismes implantés directement à la surface de la glace avant les ruptures survenues sur le glacier suspendu dans la face nord du glacier du Weisshorn en 1973 (Flotron, 1977, Röthlisberger, 1981a) et en 2005 (Faillettaz et al., 2008). Les résultats ont mis en évidence une accélération du mouvement selon une loi puissance dont la limite vers l'infini t_f correspond au moment de la rupture théorique (voir Figure 4), de manière similaire à ce qui est observé lors de la rupture d'autres matériaux hétérogènes tels que les métaux ou la roche. Plus récemment, une étude a montré que la rupture pouvait être pronostiquée environ deux semaines avant l'événement, avec de plus un risque sensiblement accru lorsque les vitesses de surface atteignent 30 cm/jour (Faillettaz et al., 2016). Dans ce contexte, une prédiction de la rupture dans le cadre des instabilités mécaniques est réalisable lorsque des me-

sure des déplacements ou des vitesses de surface suffisamment nombreuses et précises peuvent être réalisées dans les secteurs concernés par l'instabilité. Ces conditions ne sont cependant pas toujours offertes par l'utilisation de théodolites, qui ne permettent que des mesures locales et ne fonctionnent pas en cas de mauvais temps ou de brouillard. Ces dernières années, on a pu remédier à ces inconvénients grâce à l'utilisation de radars interférométriques, permettant d'évaluer les vitesses en tout point du front d'un glacier instable et cela de manière quasiment indépendante des conditions météorologiques (voir Figure 5). Une autre approche consiste à directement instrumenter l'évolution interne de l'endommagement en analysant les signaux sismiques, où 'tremblements de glace', émis lors de la fracturation de la glace. Cette méthode, actuellement à l'étude dans la recherche scientifique, offre l'avantage de pouvoir étudier les couches basales dans leur ensemble sans être tributaire des conditions

extérieures. Lors de mesures effectuées sur le glacier du Weisshorn en 2005, des résultats prometteurs ont été obtenus (Faillettaz et al., 2011a), montrant que l'activité sismique glaciaire émise avant la rupture montrait aussi une évolution en loi puissance et que l'exploitation de ce paramètre offrait des possibilités pour permettre de prédire l'avalanche glaciaire à venir.

Dans le cas des instabilités de glissement, les indices de la mise en place d'une instabilité potentielle durant la saison estivale sont l'initiation d'une phase active combinée à une masse excédentaire de glace dans la langue raide et une dislocation prononcée. Concernant le moment de la rupture, l'état actuel des connaissances ne permet pas de faire de prédiction précise. En plus d'une surveillance visuelle régulière des glaciers à risque, la gestion opérationnelle de ce type d'instabilité passe donc exclusivement par l'instrumentation de la vitesse de surface afin de détecter les

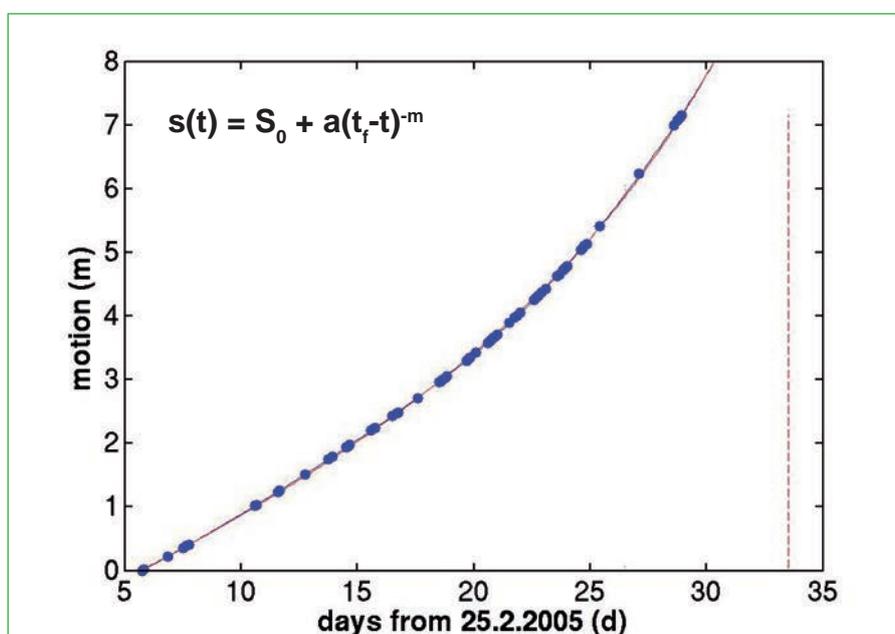


Figure 4 : Evolution en loi puissance du déplacement de surface dans les jours précédents la rupture du glacier suspendu du Weisshorn en 2005. Le moment de la chute est prédit en cherchant la limite à l'infini t_f . Les paramètres de la loi puissance sont fixés par la corrélation avec la série de données. La ligne verticale indique la rupture finale, survenue environ une semaine avant la prédiction t_f . (Source VAW-ETHZ).

accélération. Du fait des valeurs de déplacements pouvant être particulièrement élevées en temps normales, un dispositif permettant des mesures régulières et couvrant une large gamme de vitesses est nécessaire pour séparer les variations du 'bruit de fond', ce qui est permis par le radar interférométrique (voir Figure 5). Lorsqu'une phase active est détectée, le risque de rupture va ensuite être apprécié au jour le jour en se basant sur les valeurs relatives et absolues des vitesses, l'état des crevasses et l'extension/réduction du système de drainage sous-glaciaires observable au front du glacier. Dans ce cas, la connaissance du régime des vitesses de surface en dehors des périodes d'instabilité apporte aussi une aide inestimable pour juger de la dangerosité de la situation. Comme dans le cas des instabilités mécaniques, des investigations sismiques ont été entreprises pour caractériser l'endommagement lié aux changements de frictions basales et tenter ainsi d'isoler les facteurs précis menant à la rupture. Ces études, menées sur le Triftgletscher, ont montré des résultats prometteurs indiquant que celle-ci pourrait être favorisée par l'intense fracturation ayant lieu lors de la reprise d'adhérence de la glace sur le lit rocheux lorsque sa pres-

sion effective augmente brutalement (Dalban Canassy et al., 2012, 2013).

Dans le cas des instabilités dites intermédiaires, le réchauffement de la glace froide est l'artisan de la mise en place de l'instabilité. En surface, ce changement reste en pratique très difficile à détecter. L'apparition de crevasses à des emplacements inhabituelles (au voisinage des zones tempérées) constitue un indice, mais nécessite une connaissance a priori du glacier concerné. Des informations plus fiables peuvent être obtenues en forant le glacier jusqu'au lit rocheux et en installant une chaîne de thermistores à différentes profondeurs. Ainsi, des profils de température peuvent être mesurés à intervalles de temps réguliers et le réchauffement à 0°C anticipé. Ces investigations peuvent aussi supporter des études plus approfondies visant à modéliser l'évolution des températures internes de la glace, ces analyses restant cependant pour le moment circonscrites au domaine de la recherche (Gilbert et Vincent, 2014). Lors de la propagation de l'instabilité, l'extension des crevasses en surface ainsi que des résurgences d'eau liquide au front du glacier instable peuvent témoigner de l'augmentation de la dangerosité.

Cependant, ces indices ne préfigurent pas obligatoirement l'imminence de la rupture et aucune prédiction vraiment fiable des instabilités de type intermédiaire n'est faisable à ce jour.

4 Exemple de gestion d'un cas opérationnel : l'instabilité du glacier suspendu Eigergletscher durant l'hiver 2016.

Le glacier suspendu Eigergletscher se trouve dans la face ouest de l'Eiger entre les altitudes de 3600 et 3200 m. D'une pente moyenne de 35°, il se termine dans sa partie frontale par une falaise de glace haute de 40 m environ sur une largeur de 200 m. Il s'agit d'un glacier au régime thermique polythermal, constitué de glace froide dans la zone du front et de secteurs tempérés dans la partie amont (Lüthi, 1994). Cette particularité, associée à l'absence de zone d'ablation, favorise jusqu'à maintenant la mise en place d'instabilités glaciaires mécaniques lorsque la géométrie au front devient critique et que l'équilibre du bilan de masse doit être rétabli. Dans le futur cependant, des instabilités de type intermédiaire, non encore observées à cet endroit, pourraient aussi survenir en cas de propagation des zones tempérées vers les couches

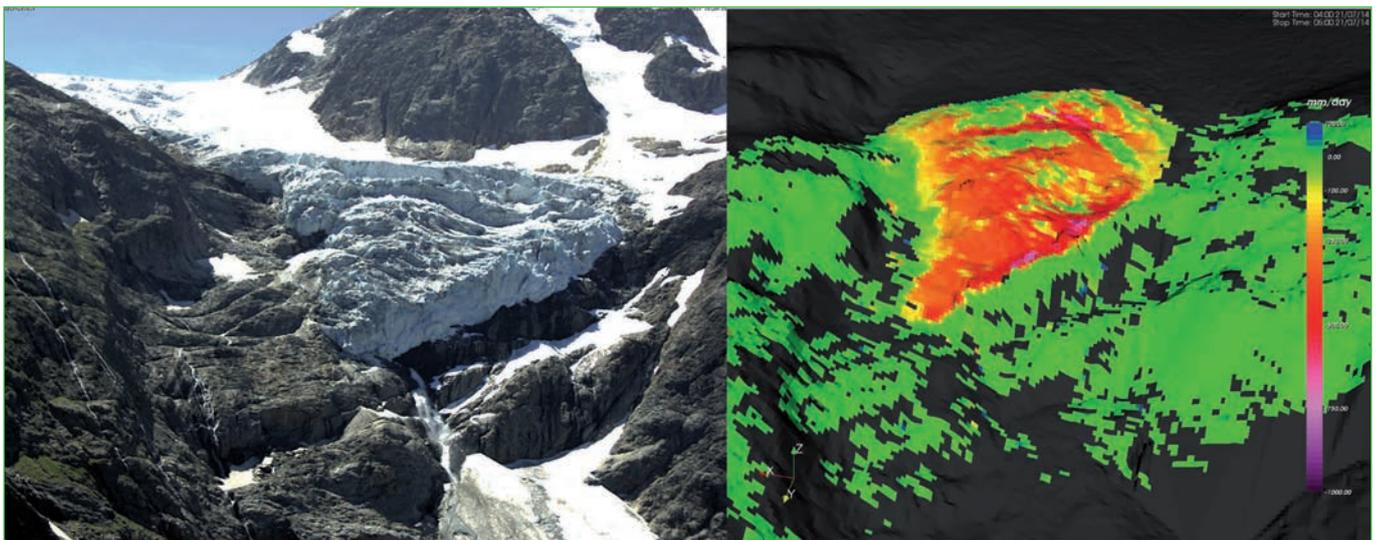


Figure 5 : Mesures radar interférométriques des vitesses au front du Triftgletscher durant l'été 2014 (source GEOPRAEVENT).

basales. Si de petites avalanches de quelque 100 de m³ au maximum sont régulièrement observées depuis le front du glacier, plusieurs ruptures de très grandes ampleurs ont aussi été documentées en 1982, 1990 et 1991. Ces 3 événements eurent lieu durant la saison estivale et mobilisèrent donc exclusivement la glace des zones affectées par l'instabilité mécanique, pour des volumes probables allant jusqu'à 100'000 m³ en 1990 (Raymond et al., 2003) et des trajectoires stoppant à moins de 200 m de la station de trains Eigergletscher. Le 5 janvier 2015, une petite rupture eut lieu au front du glacier alors qu'un risque marqué d'avalanche de neige était annoncé par le SLF. Lorsque la glace impacta la couche de neige en aval, le choc déclencha une plaque à vent qui évolua ensuite en une très grosse avalanche de poudreuse mêlée de débris glaciaires, heureusement stoppée par les contreforts du Rotstock (voir Figure 6). Des calculs ont ensuite montré que si la trajectoire de l'avalanche avait été orientée différemment, le nuage aurait pu atteindre les environs de la station 50 secondes après la rupture (SLF, 2016). Ce dernier cas confirma la vulnérabilité des infrastructures à des chutes de volumes réduit combinées à une forte instabilité du manteau neigeux et souligna plus que jamais l'utilité de la prédiction des ruptures pour une atténuation efficace des risques au voisinage de la station.

Au printemps 2015, le VAW alerta la Jungfraubahn AG au sujet d'une probable instabilité mécanique au front du glacier. Le volume maximal de l'avalanche de glace, en cas de rupture de toute la zone comprise entre la falaise de glace et la ligne de crevasses 10 m plus haut, a été estimés à 80'000 m³. La probabilité d'un tel événement, correspondant au 'worst case', a néanmoins été jugée comme peu élevée. Au contraire, un délitement progressif de la zone instable mettant en jeu des avalanches ponctuelles de plusieurs milliers

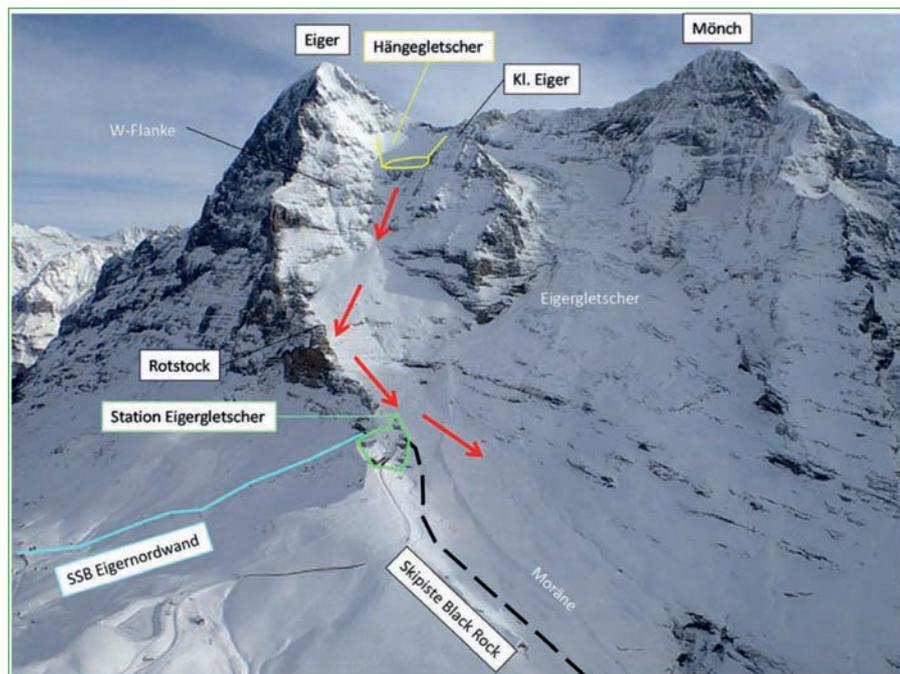


Figure 6 : Plan de situation de l'Eigergletscher et de la station de train. La trajectoire générale des avalanches est indiquée par les flèches rouges (Source SLF).

ou dizaine de milliers de m³, a été jugé assez probable raison de la forte fracturation au voisinage de la falaise de glace. L'expertise du SLF au sujet de la propagation d'avalanches de neige consécutives à de telles ruptures montra les points suivants : en cas de couverture de neige fraîche, l'aérosol des coulées déclenchées lors de l'impact de volume de glace de 10'000 m³ représentait une menace pour les personnes se trouvant à proximité de la station ; dans l'hypothèse d'absence de neige, seuls les volumes proche de la valeur maximale de 80'000 m³ représentaient un problème (voir Figure 6).

Dans ce contexte, un dispositif de surveillance combinant des appareils photos, des mesures radar interférométriques des vitesses au front du glacier suspendu ainsi que la détection des avalanches de neige à l'aide d'un radar doppler fut mis en place par la société GEOPRAEVENT au début du mois de mars 2016 (Meier et al., 2016). Ce dispositif fut relié à un système d'alarme au niveau de la station de

manière à pouvoir donner l'alerte et couplé à un concept de sécurité adapté aux différents seuils de risque développé par GEOTEST. L'analyse et l'interprétation des données de vitesses journalières, et ainsi l'appréciation de la dangerosité de l'instabilité fut de même assuré par GEOTEST avec le support occasionnel des glaciologues du VAW.

Les mesures radar interférométriques effectuées entre mars et juin 2016 (voir Figure 7) montrent que le régime de vitesse de référence des 5% des valeurs les plus élevées au front du glacier suspendu est compris entre 4 et 5 cm/jour. Durant cette période, trois ruptures mettant en jeu plusieurs milliers de m³ de glace et ayant déclenché par la suite des avalanches de neige ont été observées. Lors des événements du 7 et 12 avril, l'accélération en loi puissance mesurée durant les jours précédents atteignit 38 et 45 cm/j. Ces accélérations radicale de près de 40 cm/j permirent de suivre continuellement l'évolution de l'endommagement des zones concernées et de prévenir la Jungfraubahn AG des rup-

tures à venir. L'estimation des volumes concernés à l'aide des clichés photographiques pris toutes les heures permet en outre de se situer dans le concept de sécurité et de mettre en place les mesures adaptées. L'événement du 4 mars s'est produit 3 jours après la mise en place lors de conditions météorologiques relativement mauvaises ne permettant pas d'observation photographiques. Dans ce dernier cas, le manque d'expérience quant au régime normal des vitesses au front combiné à l'impossibilité d'estimer les volumes mis en jeu rendit l'interprétation et la prise de décision particulièrement délicates.

5 Conclusion

Bien que relativement rares, les avalanches glaciaires représentent une menace significative pour le milieu montagnard et ceci d'autant plus lorsqu'elles déclenchent des processus secondaires tels que des avalanches de neige, des laves torrentielles où des vagues de crue. Dans les Alpes, les temps de transit généralement très courts entre les fronts glaciaires instables et les premières zones vulnérables rendent le plus souvent indispensable une prédiction, à minima grossière, du moment de la rupture pour une atténuation efficace des risques associés. Dans cette optique, le choix des paramètres à surveiller, des méthodes d'instrumentation et enfin des signes précurseurs potentiels à considérer est directement dicté par le type d'instabilité glaciaire et nécessite par conséquent une bonne connaissance initiale des mécanismes mis en jeu, depuis la mise en place jusqu'à la rupture. La présence d'eau liquide à la base des zones de glace instables constitue notamment une information cruciale pour différencier les instabilités mécaniques, pour lesquelles des signes précurseurs à la rupture fiables sont à disposition, des instabilités de glissement et des instabilités intermédiaires, qui mènent à des ruptures restant pour le moment

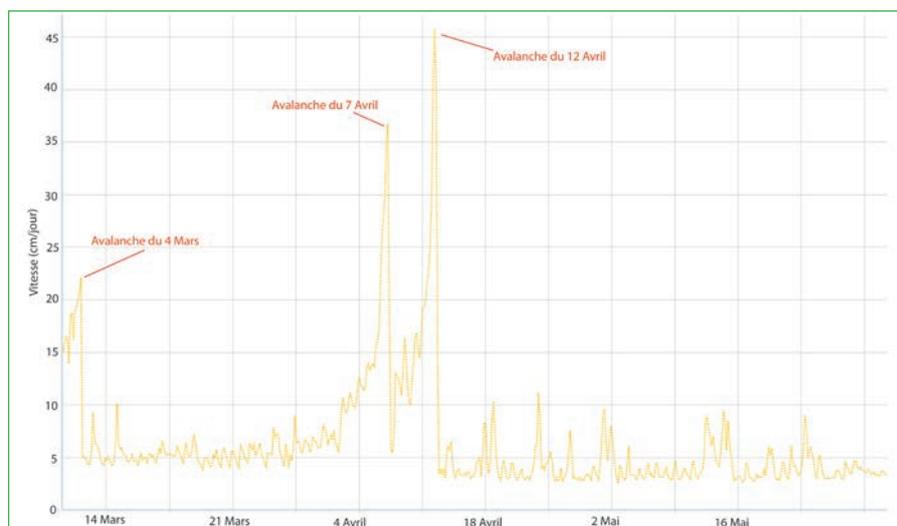


Figure 7: Evolution des 5% des vitesses les plus rapides au front de l'Eigergletscher entre le 1 mars et le 1 juin 2016 (Adapté de données Geopraevent).

difficilement prédictibles. En pratique cependant, l'exemple de l'analyse de l'instabilité mécanique sur l'Eigergletscher montre que l'instrumentation dans l'urgence souvent combinée à un manque d'expérience par rapport aux régimes thermiques et dynamiques actuels des glaciers instables concernés peut rendre l'interprétation des premières séries de données particulièrement ardue. Dans cette situation, pouvoir se référer à des études de cas d'instabilités similaires et avoir en sa possession des mesures fréquentes et de qualité sur l'évolution de la zone instable apporte une aide déterminante pour améliorer l'analyse et faciliter la prise de décision. Une proche collaboration entre la recherche en glaciologie, les concepteurs des dispositifs de surveillance et les bureaux d'ingénieurs traitant des risques glaciaires est à cet égard capitale pour appliquer les méthodes les plus adéquates et ainsi améliorer la prédiction.

Bibliographie

- Dalban Canassy, P. (2013). On the stability of steep glacier tongues: a combined seismological and ice dynamical study performed on Triftgletscher. Technical Report 224, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich. ETH PhD no. 20855.
- Faillietaz, Jérôme, Martin Funk, and Christian Vincent. (2015) «Avalanching glacier instabilities: Review on processes and early warning perspectives.» *Reviews of Geophysics* 53.2: 203-224.
- Faillietaz, J., Funk, M., and Sornette, D. (2011a). Icequakes coupled with surface displacements for predicting glacier break-off. *Journal of Glaciology*, 57(203):453–460.
- Faillietaz, J., Funk, M., and Sornette, D. (2012). Instabilities on Alpine temperate glaciers: new insights arising from the numerical modelling of Allalingsletscher (Valais, Switzerland). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12:2977–2991. doi:10.5194/nhess-12-2977-2012.

- Faillietaz, J., Pralong, A., Funk, M., and Deichmann, N. (2008). Evidence of log-periodic oscillations and increasing icequake activity during the breaking-off of large ice masses. *Journal of Glaciology*, 54(187):725–737.
- Faillietaz, J., Sornette, D., and Funk, M. (2011b). Numerical modeling of a gravity-driven instability of a cold hanging glacier: reanalysis of the 1895 break-off of Altels-gletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 57(205):817–831.
- Faillietaz, Jérôme, Martin Funk, and Marco Vagliasindi. «Time forecast of a break-off event from a hanging glacier.» *The Cryosphere* 10.3 (2016): 1191-1200.
- Flotron, A. (1977). Movement studies on hanging glaciers in relation with an ice avalanche. *Journal of Glaciology*, 19(81):671–672.
- Forel, F. A. (1895). L'éboulement du glacier de l'Altels. *Archives des Sciences physiques et naturelles*, Genève, t.34:513–543.
- Gilbert, A., & Vincent, C. (2014). Le régime thermique des glaciers alpins: observations, modélisations et enjeux dans le massif du Mont-Blanc (Prix Prud'homme 2014). Rubrique: Neige et glace.
- Haeberli, W., Huggel, C., Kaab, A., Zraggen-Oswald, S., Polkvoj, A., Galushkin, I., Zotikov, I., and Osokin, N. (2004). The Kolka-Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002: an extraordinary event of historical dimensions in North Ossetia, Russian Caucasus. *Journal of Glaciology*, 50(171):533–546.
- Heim, A. (1895). Die Gletscherlawine an der Altels am 11. September 1895. Zürcher und Furrer, Zürich.
- Huggel, C., Haeberli, W., Käab, A., Bieri, D., and Richardson, S. (2004). An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal*, 41(6):1068–1083.
- Lliboutry, L. (1975). La catastrophe de Yungay (Pérou). *IAHS-AISH Publikation*, 104:353–363. Snow and Ice Symposium (Proceedings of the Moscow Symposium, August 1971).
- Lüthi, M. (1994). Stabilität steiler Gletscher: Eine Studie über den Einfluss möglicher Klimaänderungen; Untersuchungen am Beispiel eines Hängegletschers in der Westflanke des Eigers, Diplomarbeit an VAW/ETHZ.
- Margreth, S., Faillietaz, J., Funk, M., Vagliasindi, M., Diotri, F., and Broccolato, M. (2011). Safety concept for hazards caused by ice avalanches from the whymper hanging glacier in the Mont Blanc massif. *Cold Regions Science and Technology*, 69(2):194–201.
- Meier, L., Jacquemart, M., Blattman, B., Wyssen, S., Arnold, B., and Funk, M. (2016). Radar-based Warning and Alarm Systems for Alpine Mass Movements. *Proceedings of Interpraevent 2016*, Lucerne, Switzerland, pages 960 - 968.
- Pralong, A. and Funk, M. (2006). On the instability of avalanching glaciers. *Journal of Glaciology*, 52(176):31–48.
- Raymond, M., Wegmann, M., and Funk, M. (2003). Inventar gefährlicher Gletscher in der Schweiz. Mitteilung 182, VAW-ETHZ.
- Röthlisberger, H. and Kasser, P. (1978). The readvance of the Allalingsgletscher after the ice avalanche of 1965. In *Proc. Int. Workshop on Mechanism of Glacier Variations*, 30.9.-11.10.1976, Alma-Ata.
- Röthlisberger, H. (1981b). Eislawinen und Ausbrüche von Gletscherseen. In P. Kasser (Ed.), *Gletscher und Klima - glaciers et climat*, Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, wissenschaftlicher Teil 1978, pages 170–212.
- SLF Gutachten G2016.3 (2106), Beurteilung der Gefährdung von Anlagen der Jungfrau-bahnen durch Eislawinen vom Hängegletscher in der Westflanke des Eigers.