

4.1 Une forme particulière : le glacier rocheux

 geomorphologie-montagne.ch/4-1-une-forme-particuliere-le-glacier-rocheux/

Un glacier rocheux est un amas de blocs sursaturé en glace qui se déplace lentement vers l'aval. Il représente la forme la plus typique du fluage de matériaux meubles soumis à des conditions de pergélisol en milieu alpin.

Le pergélisol situé dans des zones peu inclinées (pente inférieure à 40°) – généralement composées de terrains sédimentaires meubles – est fortement influencé par les **températures des mois d'été** et surtout par les **caractéristiques de l'enneigement**. Ce type de terrain étant en effet recouvert de neige durant 7 à 10 mois par an, la précocité d'un enneigement conséquent en début d'hiver (empêchant le terrain de se refroidir, cf. fiche 3.1.3) et la durée de l'enneigement au début de l'été (assurant une protection contre le rayonnement solaire et la chaleur) sont des facteurs clés pour l'évolution du pergélisol.

Contrairement aux parois rocheuses (cf. fiche pergélisol 3.3), la **teneur en glace** peut être particulièrement **élevée** dans les terrains sédimentaires composés de matériaux meubles (blocs, graviers, sables, etc.). Si la pente topographique le permet, une déformation lente et continue du mélange de roche et de glace se produit, générant leur fluage le long du versant. Les **glaciers rocheux** en sont l'expression la plus visible. Leur formation nécessite un apport suffisant en débris qui provient le plus souvent soit de l'éboulement d'une paroi ou d'un versant rocheux (*talus-connectes rock glacier*, soit d'un système morainique ou proglaciaire (*glacier forefield-connectes rock glacier*) (fig. 1), soit plus rarement de l'altération *in situ* de la roche en place.

Un glacier rocheux ressemble à « *une coulée de blocs* » qui se déplace lentement vers l'aval (cf. fiche pergélisol 4.2), prenant une forme de langue (fig. 2) ou de lobe. D'une façon générale, il se caractérise par :

- un aspect chaotique, avec parfois des rides et des sillons en surface dont la formation peut être due à des mouvements différentiels, un flux compressif ou des variations temporelles dans l'apport de débris rocheux (fig. 3) ;
- un front raide et instable (fig. 4) ;
- un tri des matériaux avec les éléments grossiers restant en surface (fig. 4) ;
- la présence de glace interstitielle (par regel des eaux de fonte) ou plus rarement de glace massive enterrée ;
- un déplacement lent par fluage (*creep*) de quelques centimètres à plusieurs mètres par année (cf. fiche pergélisol 4.2).

Certains glaciers rocheux sont polymorphiques, c'est-à-dire qu'ils se composent de plusieurs lobes de fluage superposés ayant un degré d'activité différent (fig. 5). Cette polymorphie traduit l'histoire de mise en place du glacier rocheux au cours de l'Holocène (cf. fiche pergélisol 4.4).

D'autres formes de fluage se développent dans les matériaux meubles du domaine périglaciaire (fig. 6). Certaines sont de type « fluage du pergélisol » comme le **protalus rampart** qui constitue une forme embryonnaire d'un glacier rocheux en pied de versant (fig. 7). A haute altitude, certains glissements rocheux paraissent aussi en partie contrôlés par un processus similaire. En revanche, les bourrelets de solifluxion (gélifluxion) sont la conséquence du fluage de matériaux superficiels non-gelés (cf. fiche pergélisol 2.5).

Le glacier rocheux ne doit pas être confondu avec le glacier couvert (ou glacier noir, cf. fiche glaciers 1.3). Si leur aspect dans le paysage en forme de « *langue de pierre* » est très similaire, leur composition est très différente (fig. 8 & 9). Un glacier rocheux est composé essentiellement de sédiments rocheux gelés. A contrario, un glacier couvert comprend principalement de la glace massive recouverte de moraine superficielle. Leur distinction n'est cependant pas toujours aisée. Il existe également des glaciers rocheux comprenant de la glace massive d'origine glaciaire en proportion plus ou moins élevée.

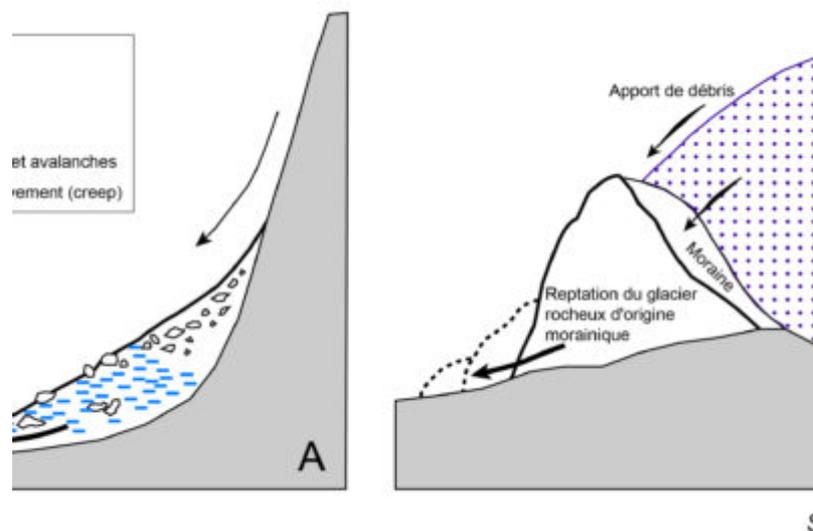


Fig. 1 – Modèle de développement de glaciers rocheux de talus d'éboulis (à gauche) et de système morainique (à droite) dans un environnement périglaciaire de montagne (adapté de Barsch, 1996).

Fig. 1 – Modèle de développement de glaciers rocheux de talus d'éboulis (à gauche) et de système morainique (à droite) dans un environnement périglaciaire de montagne (adapté de Barsch, 1996).



Fig. 2 – Le glacier rocheux de la Gemmi (Valais), un exemple classique d'un glacier rocheux formant une langue de pierre en contrebas d'une paroi rocheuse. Voir l'animation.

Fig. 2 – Le glacier rocheux de la Gemmi (Valais), un exemple classique d'un glacier rocheux formant une langue de pierre en contrebas d'une paroi rocheuse. Voir l'animation.

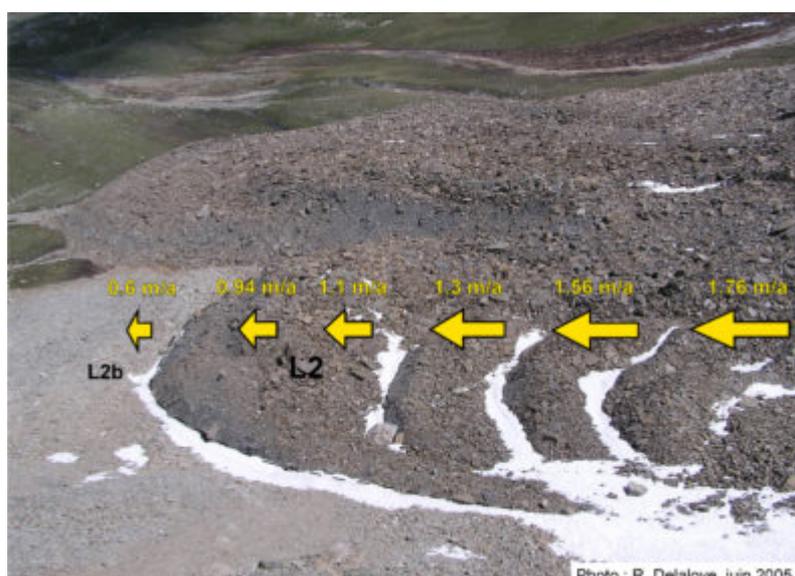


Fig. 3 – Partie frontale du glacier rocheux actif des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy, VS). En raison de vitesses de déplacement plus faibles au niveau du front que dans les secteurs situés à l'amont, des rides de compression transversales se sont développées sur le lobe secondaire L2 du glacier rocheux (les valeurs de vitesse indiquées correspondent à la vitesse moyenne de déplacement annuel de la période 2009-2019, données : UNIFR).

Fig. 3 – Partie frontale du glacier rocheux actif des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy, VS). En raison de vitesses de déplacement plus faibles au niveau du front que dans les secteurs situés à l'amont, des rides de compression transversales se sont développées

sur le lobe secondaire L2 du glacier rocheux (les valeurs de vitesse indiquées correspondent à la vitesse moyenne de déplacement annuel de la période 2009-2019, données : UNIFR).



Fig. 4 – Tri des matériaux et front raide du glacier rocheux actif du Laurichard (Massif du Combeynot, France).

Fig. 4 – Tri des matériaux et front raide du glacier rocheux actif du Laurichard (Massif du Combeynot, France).



Fig. 5 – Le glacier rocheux polymorphe du Steintälli dans le Mattertal se caractérise par une succession de lobes se superposant d’amont vers l’aval.

Fig. 5 – Le glacier rocheux polymorphe du Steintälli dans le Mattertal se caractérise par une succession de lobes se superposant d’amont vers l’aval.

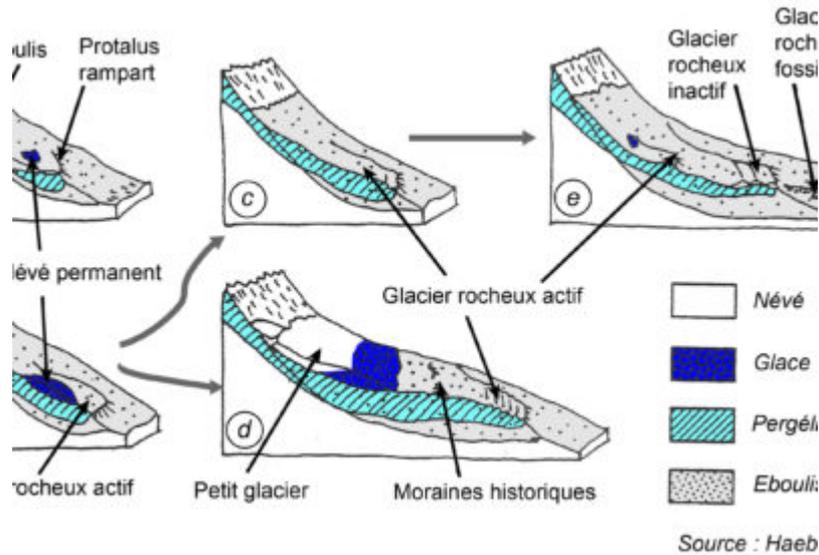


Fig. 6 – Modèle morphologique du développement d’un glacier rocheux, d’après Haeblerli (1985). Le développement primaire (a) montre une forme en replat au pied d’un éboulis gelé (souvent appelé protalus rampart) portant quelques fois des cônes d’avalanches permanents. Suivant les conditions locales, de grands glaciers rocheux (c) ou une succession de glaciers rocheux (e) peuvent se former. Dans quelques cas, de petits glaciers partiellement froids peuvent exister au sommet du corps gelé fluant (d) (source : Haeblerli 1985).

Fig. 6 – Modèle morphologique du développement d’un glacier rocheux, d’après Haeblerli (1985). Le développement primaire (a) montre une forme en replat au pied d’un éboulis gelé (souvent appelé protalus rampart) portant quelques fois des cônes d’avalanches permanents. Suivant les conditions locales, de grands glaciers rocheux (c) ou une succession de glaciers rocheux (e) peuvent se former. Dans quelques cas, de petits glaciers partiellement froids peuvent exister au sommet du corps gelé fluant (d) (source : Haeblerli 1985).

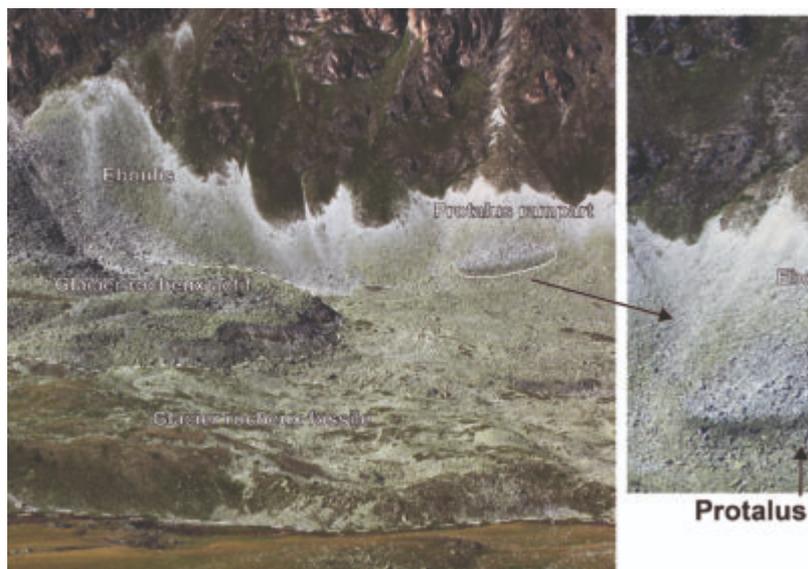


Fig. 7 – La combe de la Tsa du Toûno (Val d’Anniviers) abrite de nombreuses formes de fluage de matériaux meubles soumis à des conditions de pergélisol. L’imposant glacier rocheux fossile végétalisé est ici recouvert par un glacier rocheux actif, et un protalus rampart est visible dans la partie aval d’un cône d’éboulis en contrebas des Pointes de Nava.

Fig. 7 – La combe de la Tsa du Toûno (Val d’Anniviers) abrite de nombreuses formes de fluage de matériaux meubles soumis à des conditions de pergélisol. L’imposant glacier rocheux fossile végétalisé est ici recouvert par un glacier rocheux actif, et un protalus rampart est visible dans la partie aval d’un cône d’éboulis en contrebas des Pointes de Nava.

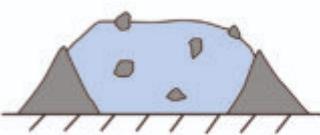
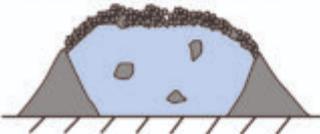
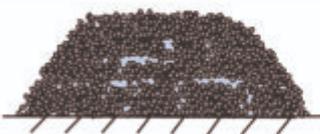
	Coupe transversale	Contenu en glace	Origine
		très importante (> 95%)	sédiments (colluviaux)
vert (r)		très importante (> 90%)	
rocheux		moyenne (~ 40 à 60%)	colluviaux

Fig. 8 – Schéma montrant l’origine et le contenu en glace et en débris rocheux d’un glacier, d’un glacier couvert et d’un glacier rocheux (pergélisol) (source : NRG).

Fig. 8 – Schéma montrant l’origine et le contenu en glace et en débris rocheux d’un glacier, d’un glacier couvert et d’un glacier rocheux (pergélisol) (source : NRG).

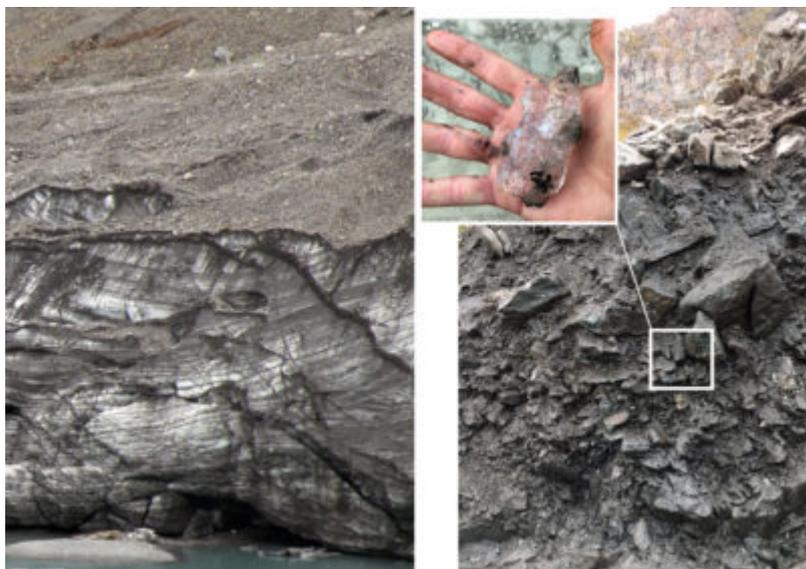


Fig. 9 – Les glacier rocheux et les glaciers couverts sont des formes différentes. A gauche : une couche de moraine superficielle recouvre la glace massive visible sur toute l'épaisseur dans le glacier couvert Im Griess (Klausenpass, Glaris). A droite : les sédiments gelés occupent tout l'épaisseur du glacier rocheux du Lac des Vaux (Verbier, Valais).

Fig. 9 – Les glacier rocheux et les glaciers couverts sont des formes différentes. A gauche : une couche de moraine superficielle recouvre la glace massive visible sur toute l'épaisseur dans le glacier couvert Im Griess (Klausenpass, Glaris). A droite : les sédiments gelés occupent tout l'épaisseur du glacier rocheux du Lac des Vaux (Verbier, Valais).

4.2 Dynamique des glaciers rocheux

 geomorphologie-montagne.ch/4-2-dynamique-des-glaciers-rocheux/

La dynamique d'un glacier rocheux est complexe car elle est contrôlée par de nombreux facteurs topographiques, glaciologiques, thermiques et hydrologiques.

Un glacier rocheux actif est un corps sédimentaire meuble qui subit une déformation continue du mélange glace-roche qu'il contient. Ce processus de **fluage d'un glacier rocheux** (ou « *fluage du pergélisol* ») se traduit par un **flux cohésif** se développant des racines jusqu'au front du glacier rocheux (fig. 1). Cependant les mouvements ne sont pas uniformément répartis aussi bien à la surface qu'à l'intérieur du glacier rocheux. Ainsi dans un glacier rocheux, la majeure partie de la déformation a lieu dans une couche de quelques mètres d'épaisseur – appelée **horizon de cisaillement** – située à une profondeur d'environ 20 mètres, variant cependant d'un glacier rocheux à l'autre (fig. 2 & 3). Cet horizon se situe **à l'intérieur du glacier rocheux** et non pas à sa base en contact avec le substrat rocheux.

De nombreux paramètres influencent la dynamique d'un glacier rocheux :

- *Pente topographique* : par l'effet de la gravité, lorsque l'inclinaison du terrain est importante, la vitesse de déplacement du glacier rocheux est élevée et l'horizon de cisaillement est situé à moindre profondeur. L'inverse est de mise lorsque la pente topographique est faible (vitesse peu élevée et horizon de cisaillement profond).
- *Quantité de glace* : la glace donne une certaine consistance et une certaine viscosité à du matériel qui n'aurait aucune cohésion à l'état non gelé. La mise en mouvement nécessite une sursaturation en glace (cf. fiche pergélisol 1.8). Cependant, il n'existe pas de lien direct entre la teneur en glace et la vitesse de déplacement du glacier rocheux.
- *Influence thermique* : lorsque la température s'élève et se rapproche du point de fusion, la glace se déforme plus facilement et la teneur en eau liquide dans le corps gelé du glacier rocheux augmente. L'inverse a lieu lorsque la température s'abaisse. **Les variations de vitesse des glaciers rocheux sont ainsi en grande partie la conséquence des changements de température du pergélisol qu'ils contiennent** (cf. fiche pergélisol 4.5). A pente égale, les glaciers rocheux dont la température est proche de 0°C se déplacent plus rapidement que les glaciers rocheux froids (cf. fiche pergélisol 1.2). Lorsque la température du pergélisol est inférieure à environ -3 à -5°C, le processus de fluage n'a pas lieu.

- **Présence d'eau non gelée** : en raison de la pression, il existe toujours une certaine proportion d'eau à l'état liquide dans le corps gelé d'un glacier rocheux. Cette proportion augmente rapidement lorsque la température se rapproche de 0°C, ce qui facilite une accélération des mouvements. L'eau liquide agit de différentes manières sur le mouvement d'un glacier rocheux : pression hydrostatique, diminutions des forces de cohésion interne, lubrification de plans de cisaillement, rôle sur la préservation et la quantité de la glace dans le pergélisol, etc. Les écoulements d'eau liquide à l'intérieur d'un glacier rocheux peuvent avoir lieu à l'intérieur de la couche active (*écoulement supra-pergélisol*), dans le corps du pergélisol (*écoulement intra-pergélisol*) ou à la base du corps gelé (*écoulement sub-pergélisol*) (fig. 4 & 5). En fonction de la topographie, l'existence d'aquifère sous le glacier rocheux est également possible comme cela a été montré au Mürtel-Corvatsch en Engadine (GR). Les connaissances concernant l'hydrologie des glaciers rocheux et son impact sur leur dynamique sont cependant encore peu connues.

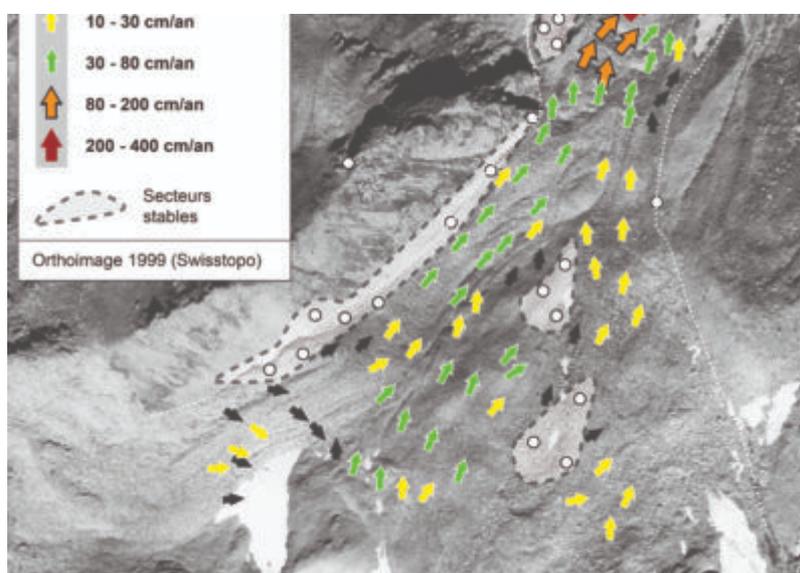


Fig. 1 – Vitesses de déplacement de blocs situés à la surface du glacier rocheux du Petit Vélán entre le 8 août 2005 et le 31 juillet 2007 (adapté de Delaloye & Morard, 2010).

Fig. 1 – Vitesses de déplacement de blocs situés à la surface du glacier rocheux du Petit Vélán entre le 8 août 2005 et le 31 juillet 2007 (adapté de Delaloye & Morard, 2010).

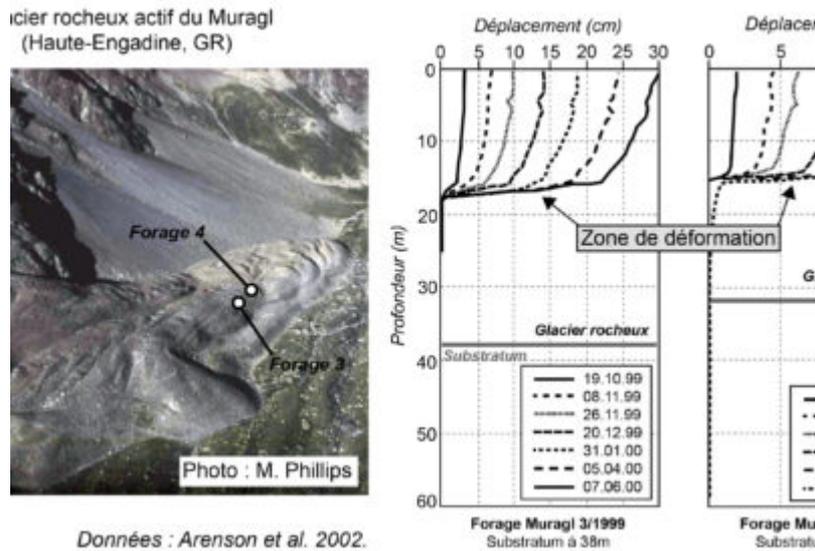


Fig. 2 – Déformation horizontale, mesurée en forage, du glacier rocheux du Muragl (Engadine, GR) (adapté de Arenson et al., 2002).

Fig. 2 – Déformation horizontale, mesurée en forage, du glacier rocheux du Muragl (Engadine, GR) (adapté de Arenson et al., 2002).



Figure 3 – Image webcam du front du glacier rocheux actif de Tsarminé du 14 mai 2020. La zone de cisaillement est rendue visible par l’avance des sédiments gelés du glacier rocheux qui forment un petit « surplomb » au niveau de la rupture de pente (source : UNIL/UNIFR; image webcam en direct).

Figure 3 – Image webcam du front du glacier rocheux actif de Tsarminé du 14 mai 2020. La zone de cisaillement est rendue visible par l’avance des sédiments gelés du glacier rocheux qui forment un petit « surplomb » au niveau de la rupture de pente (source : UNIL/UNIFR; image webcam en direct).

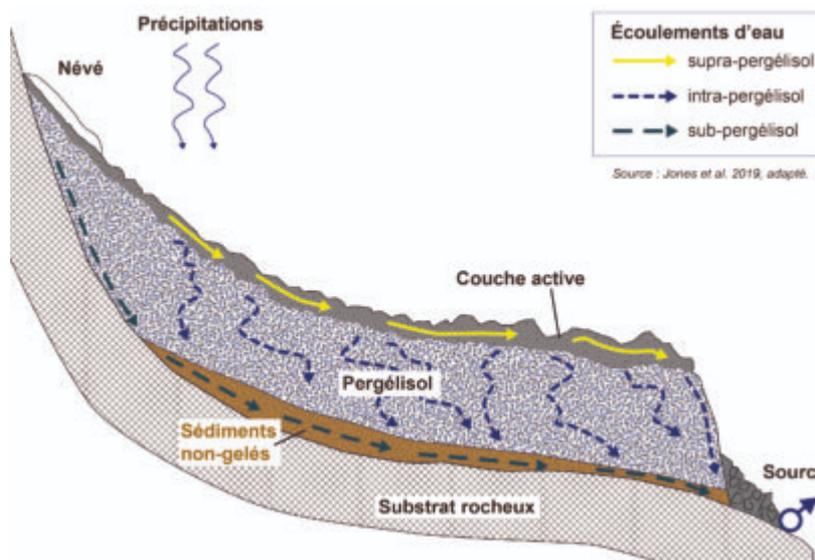


Fig. 4 – Modèle simplifié du fonctionnement hydrologique d'un glacier rocheux (source : Jones et al. 2019, adapté).

Fig. 4 – Modèle simplifié du fonctionnement hydrologique d'un glacier rocheux (source : Jones et al. 2019, adapté).



Figure 5 – Source au front du glacier rocheux du Dirru (Mattertal) traduisant un probable écoulement intra-pergélisol. Le débit d'écoulement y est particulièrement important durant la période de la fonte des neiges ou durant des périodes de précipitations prolongées (photo : S. Morard, 19 juin 2012).

Figure 5 – Source au front du glacier rocheux du Dirru (Mattertal) traduisant un probable écoulement intra-pergélisol. Le débit d'écoulement y est particulièrement important durant la période de la fonte des neiges ou durant des périodes de précipitations prolongées (photo : S. Morard, 19 juin 2012).

4.3 Typologie des glaciers rocheux selon leur degré d'activité

 geomorphologie-montagne.ch/4-3-typologie-des-glaciers-rocheux-selon-leur-degre-dactivite/

En fonction de leur vitesse de déplacement et leur contenu en glace, les glaciers rocheux sont séparés en trois catégories : actifs, transitionnels et fossiles.

Les glaciers rocheux peuvent être distingués selon leur degré d'activité :

- Les **glaciers rocheux actifs** se caractérisent par un déplacement cohérent de l'ensemble de leur surface. Ils sont en principe sursaturés en glace et montrent des signes morphologiques de déplacement comme un front raide. Les vitesses observées en surface sont **en moyenne de l'ordre de 0.1 à plusieurs mètres par année** (fig. 1 à 3) (cf. fiches 3.4.5 à 3.4.6). Certains glaciers rocheux actifs peuvent connaître une très forte accélération de leurs vitesses de déplacement durant plusieurs années, appelée phase de déstabilisation (cf. fiche pergélisol 4.6).
- Les **glaciers rocheux transitionnels** (aussi nommés inactifs) se caractérisent par de faibles mouvements (moins de 10 cm par année) et par un déplacement qui peut ne concerner qu'une partie de leur surface (fig. 4 & 5). Il s'agit soit de glaciers rocheux froids (peu fréquents dans les Alpes), soit de glaciers rocheux en cours de dégradation.
- Le pergélisol a théoriquement complètement disparu des **glaciers rocheux fossiles ou reliques**. La morphologie de surface présente des affaissements en raison de la fonte de la glace et est souvent parsemée de dépressions thermokarstiques. Les fronts des glaciers rocheux fossiles sont souvent moins raides que ceux des glaciers rocheux actifs, et leur surface est généralement entièrement recouverte de végétation (pâturage, forêt) (fig. 6 & 7).

Cette classification représente l'état actuel des connaissances des glaciers rocheux basées sur leur cinématique. Elle diffère de la classification conceptuelle « classique » établie dans les années 1950 qui différenciait l'activité des glaciers rocheux en fonction du comportement présumé de l'écoulement et, en relation avec celui-ci, de l'occurrence de la glace. Principalement basés sur l'observation visuelle d'indicateurs géomorphologiques (par exemple, l'angle de la pente frontale) et de végétation, qui diffèrent localement et régionalement en raison des conditions lithologiques et climatiques, les glaciers rocheux ont été le plus souvent classés dans les catégories d'activité suivantes : glaciers rocheux actifs, inactifs et fossiles (fig. 8).



Fig. 1 – Glacier rocheux actif du Goli du Rogneux (Val de Bagnes, VS).

Fig. 1 – Glacier rocheux actif du Goli du Rogneux (Val de Bagnes, VS).

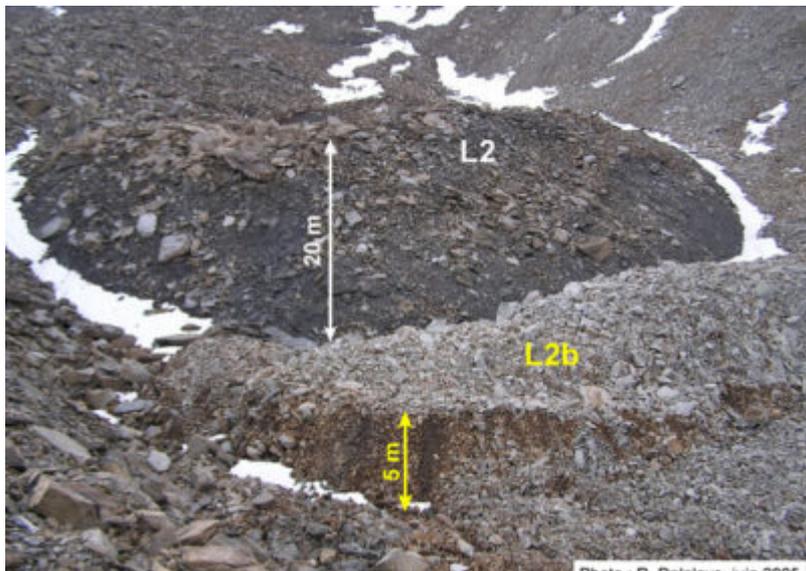


Fig. 2 – Déformation de sédiments gelés (ride L2b, « moraine de poussée ») à l'aval du front L2 consécutive à l'avancée du glacier rocheux actif des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy, VS).

Fig. 2 – Déformation de sédiments gelés (ride L2b, « moraine de poussée ») à l'aval du front L2 consécutive à l'avancée du glacier rocheux actif des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy, VS).



Fig. 3 – Agissant comme un “bulldozer”, l’avancée du glacier rocheux de la Gemmi (VS) a recouvert et déformé le sol non gelé de la prairie alpine situé à l’aval de son front (à gauche du géographe sur la photo) si le glacier rocheux n’arrive pas à surmonter les matériaux situés à l’aval du front. Une animation timelapse est consultable sur le site du groupe de recherche en géomorphologie alpine de l’UNIFr.

Fig. 3 – Agissant comme un “bulldozer”, l’avancée du glacier rocheux de la Gemmi (VS) a recouvert et déformé le sol non gelé de la prairie alpine situé à l’aval de son front (à gauche du géographe sur la photo) si le glacier rocheux n’arrive pas à surmonter les matériaux situés à l’aval du front. Une animation timelapse est consultable sur le site du groupe de recherche en géomorphologie alpine de l’UNIFr.



Fig. 4 – Glacier rocheux transitionnel (anciennement classé comme inactif) des Savoires, Alpage de Mille (Val de Bagnes, VS).

Fig. 4 – Glacier rocheux transitionnel (anciennement classé comme inactif) des Savoires, Alpage de Mille (Val de Bagnes, VS).



Fig. 5 – Glacier rocheux transitionnel (anciennement classé comme inactif) de l'Alpe Pièi (Val Blenio, TI).

Fig. 5 – Glacier rocheux transitionnel (anciennement classé comme inactif) de l'Alpe Pièi (Val Blenio, TI).



Fig. 6 – Glacier rocheux fossile (entièrement végétalisé) de l'alpage de l'A Vieille sur le versant nord-ouest du Sasseneire (Val d'Hérens, VS).

Fig. 6 – Glacier rocheux fossile (entièrement végétalisé) de l'alpage de l'A Vieille sur le versant nord-ouest du Sasseneire (Val d'Hérens, VS).



Fig. 7– Glacier rocheux fossile (entièrement végétalisé et criblé de petites dolines en raison de la nature calcaire de la roche qui le compose) du Horlini (Bachtal, Valais).

Fig. 7– Glacier rocheux fossile (entièrement végétalisé et criblé de petites dolines en raison de la nature calcaire de la roche qui le compose) du Horlini (Bachtal, Valais).

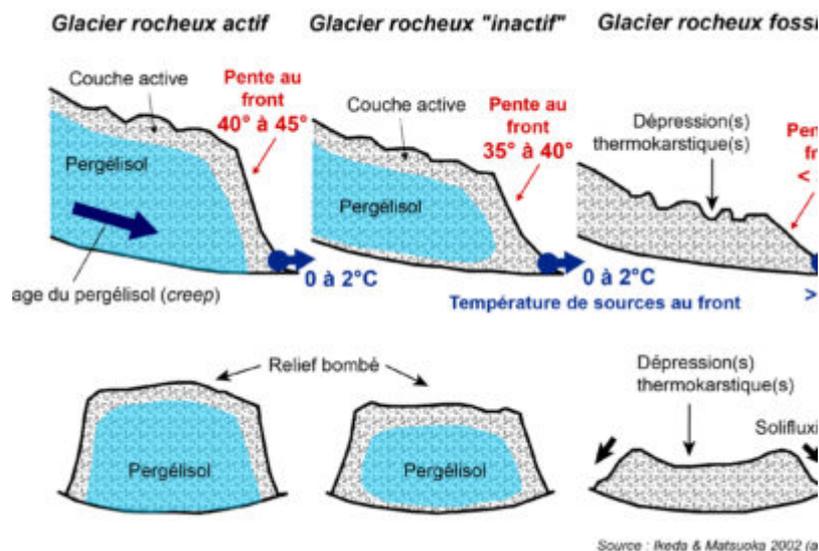


Fig. 8 – Profils schématiques de glaciers rocheux actifs, inactifs et fossiles, et caractéristiques morphologiques permettant d'estimer le degré d'activité des glaciers rocheux (adapté de Ikeda & Matsuoka 2002 et de Scapozza 2013).

Fig. 8 – Profils schématiques de glaciers rocheux actifs, inactifs et fossiles, et caractéristiques morphologiques permettant d'estimer le degré d'activité des glaciers rocheux (adapté de Ikeda & Matsuoka 2002 et de Scapozza 2013).

4.4 Datation et âge des glaciers rocheux

 geomorphologie-montagne.ch/datation-et-age-des-glaciers-rocheux/

Dans les Alpes, les glaciers rocheux aujourd'hui fossiles se sont formés durant le Tardiglaciaire (il y a 15'000 à 11'500 ans), alors que les glaciers rocheux aujourd'hui actifs ont pris forme durant tout l'Holocène.

Des milliers de glaciers rocheux se sont développés dans les Alpes et les Préalpes depuis la dernière grande glaciation ([cf. fiche glaciers 4.4](#)). Les glaciers rocheux permettent une **approximation de la limite inférieure du pergélisol discontinu** dans les conditions qui ont permis leur développement. Ils peuvent être utilisés pour la construction ou la validation d'un modèle indicatif de distribution du pergélisol ([cf. fiche pergélisol 1.7](#)), ce dernier étant généralement improbable en dessous de l'altitude inférieure du front des glaciers rocheux actifs.

Depuis les années 1990, des datations ont été réalisées sur des glaciers rocheux en analysant en particulier le degré d'altération des blocs de surface ([fig. 1](#)) ou la désintégration d'[isotopes cosmogéniques](#) compris dans leurs composantes minérales. Dans le cas où le développement de glaciers rocheux s'est déroulé à l'intérieur de systèmes morainiques tardiglaciaires ([cf. fiche glaciers 4.4](#)), il est aussi possible de déterminer une chronologie relative de mise en place. Cette approche permet également d'établir la [dépression altitudinale](#) de la ligne d'équilibre des glaciers (DLEG) par rapport au Petit Age Glaciaire et de la limite inférieure du pergélisol (DLIP) par rapport aux conditions moyennes de l'[Holocène](#) ([fig. 2](#)).

L'histoire de la formation des glaciers rocheux dans les Alpes peut se résumer comme suit :

- **Les glaciers rocheux fossiles sont généralement situés à des altitudes systématiquement plus basses que les glaciers rocheux actifs.** Selon la région et l'orientation, les fronts des glaciers rocheux fossiles sont situés entre 130 et 900 m plus bas en altitude ([fig. 3](#)).
- **La génération la plus récente de glaciers rocheux fossiles date de la fin du Tardiglaciaire et de l'entrée dans la période holocène**, entre 12'000 et 9'000 ans BP environ. En Suisse, cette génération de glaciers rocheux se trouvent uniquement dans les Alpes. A plus basse altitude, en particulier dans les Préalpes en raison d'une déglaciation plus précoce, se rencontre une ou plusieurs générations de glaciers rocheux fossiles tardiglaciaires anciens (entre 16'000 et 12'000 BP environ) ([fig. 4](#)).
- **Les glaciers rocheux actifs/transitionnels se sont développés au cours de l'Holocène** ([cf. fiche glaciers 4.5](#)) ([fig. 5](#)) à des rythmes divers selon le [glacier rocheux](#) et les variations du climat.

- L'analyse détaillée réalisée par Scapozza (2013) sur une vingtaine de glaciers rocheux situés dans le Val de Nendaz, le Val de Bagnes et le Val d'Arolla en Valais, ainsi que dans le massif de la Cima di Gana Bianca dans la Val Blenio (Tessin) montre que **les moments privilégiés d'alimentation d'un glacier rocheux en débris coïncideraient avec des périodes de réchauffement**, la dégradation du pergélisol favorisant chutes de pierres et éboulements en provenance des parois rocheuses de plus haute altitude (cf. chapitre 3.3) (fig. 6).
- Dans les Alpes, lorsque des glaciers rocheux actifs et fossiles se trouvent sur un même versant, ces derniers sont généralement de taille plus imposante. Cette observation montre que le taux d'ébouilisation (instabilité des parois sources) a été particulièrement élevé à la fin du Tardiglaciaire et probablement au début de l'Holocène en réponse à la déglaciation et au retrait du pergélisol (fig. 6).



Fig. 1 – Le marteau de Schmidt, un outil pour mesurer les degrés d'altération de blocs de surface.

Fig. 1 – Le marteau de Schmidt, un outil pour mesurer les degrés d'altération de blocs de surface.

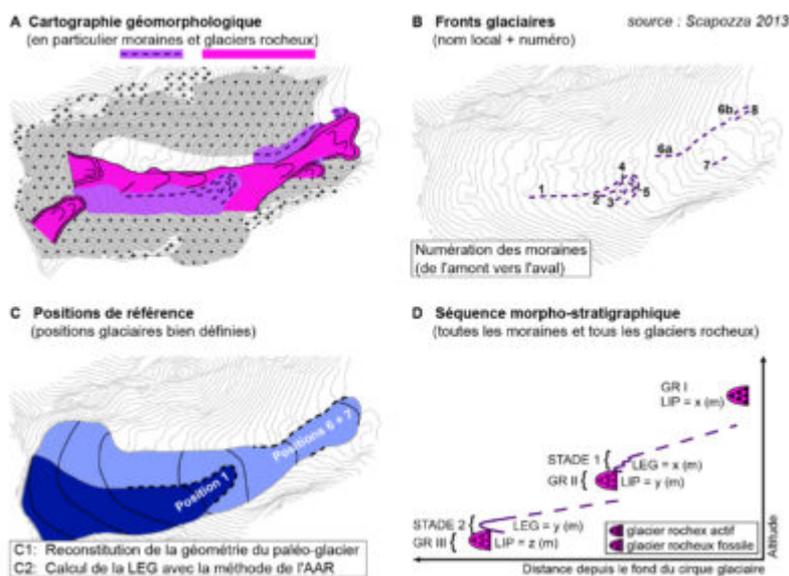


Fig. 2 – Etapes successives pour réaliser une datation relative des glaciers rocheux fossiles, basée sur la comparaison de la position des glaciers (selon l'emplacement des moraines) et des glaciers rocheux. La séquence morpho-stratigraphique permet d'estimer la dépression de la ligne d'équilibre des glaciers (LEG) et de la limite inférieure du pergélisol (LIP) (source : Scapoza 2013, adapté).

Fig. 2 – Etapes successives pour réaliser une datation relative des glaciers rocheux fossiles, basée sur la comparaison de la position des glaciers (selon l'emplacement des moraines) et des glaciers rocheux. La séquence morpho-stratigraphique permet d'estimer la dépression de la ligne d'équilibre des glaciers (LEG) et de la limite inférieure du pergélisol (LIP) (source : Scapoza 2013, adapté).

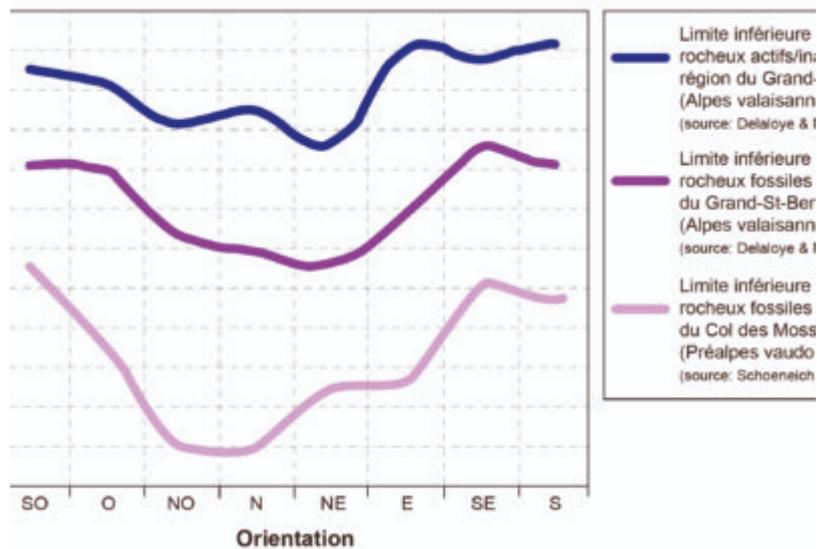


Fig. 3 – Altitude des fronts de glaciers rocheux actifs et fossiles selon l'orientation d'après des inventaires réalisés dans le Val d'Entremont (Delaloye & Morand 1997) et les Préalpes vaudoises (Schoeneich 1998).

Fig. 3 – Altitude des fronts de glaciers rocheux actifs et fossiles selon l'orientation d'après des inventaires réalisés dans le Val d'Entremont (Delaloye & Morand 1997) et les Préalpes vaudoises (Schoeneich 1998).

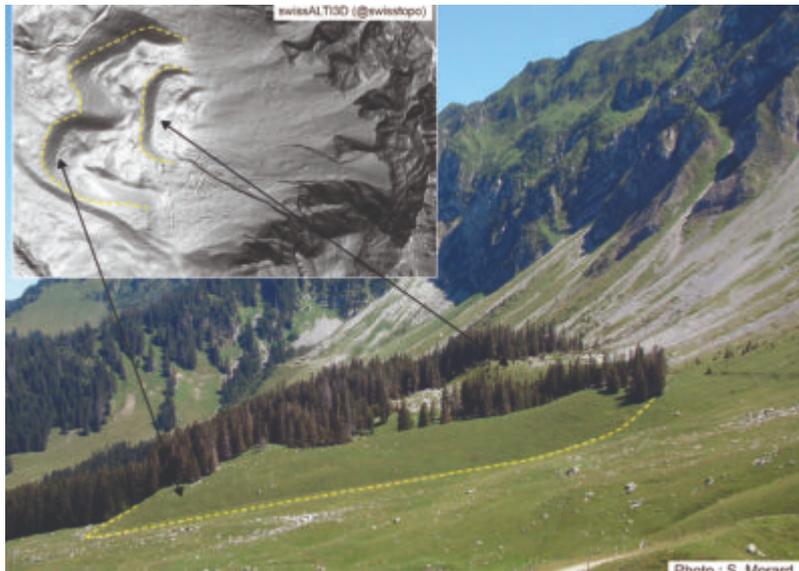


Fig. 4 – Les glaciers rocheux fossiles de la Geissalp au pied du Kaiseregg (Préalpes fribourgeoises) se sont probablement formés durant le Tardiglaciaire. En grande partie recouvertes de forêts, de telles formes fossiles ne sont pas toujours évidentes à identifier dans le paysage. L’utilisation de modèle numérique de terrain comme le modèle swissALTI3D de swisstopo devient alors une aide précieuse pour le géomorphologue.

Fig. 4 – Les glaciers rocheux fossiles de la Geissalp au pied du Kaiseregg (Préalpes fribourgeoises) se sont probablement formés durant le Tardiglaciaire. En grande partie recouvertes de forêts, de telles formes fossiles ne sont pas toujours évidentes à identifier dans le paysage. L’utilisation de modèle numérique de terrain comme le modèle swissALTI3D de swisstopo devient alors une aide précieuse pour le géomorphologue.

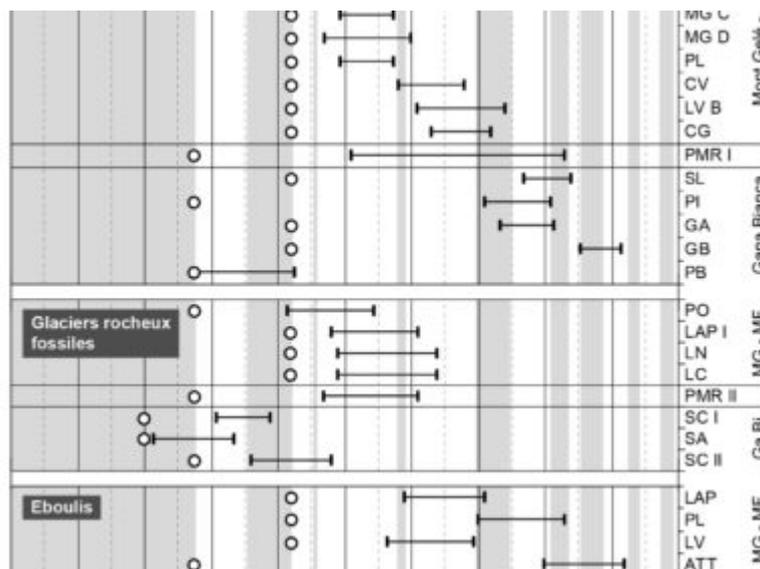
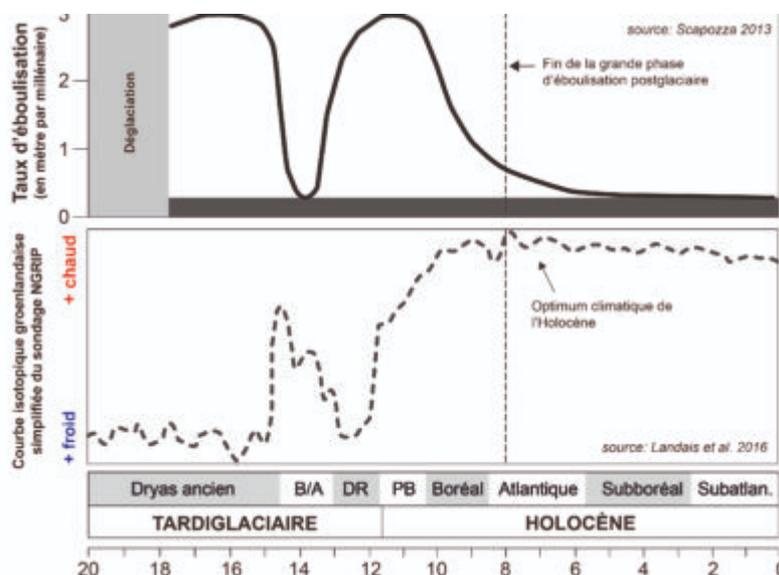


Fig. 5 – Compilation de toutes les datations effectuées dans la région du Mont Gelé – Mont Fort (MG – MF), dans la région des Fontanesses (PMR) et dans le Massif de la Cima di Gana Bianca (Ga Bi). En gris clair, les périodes relativement froides. Les cercles blancs indiquent l’âge maximal de chaque forme étudiée, correspondant au dernier stade glaciaire ayant

occupé la zone de formation de la forme en question. La barre noire indique l'âge minimal de chaque formation tenant compte de la marge d'erreur des datations effectuées. Oscillations de l'Holocène : Pi = Piora ; Lö = Lössen ; Gö = Göschenen ; PAG = Petit Age Glaciaire. Chronozones : B/A = Bølling/Allerød ; DR = Dryas récent ; PB = Préboréal (source : Scapozza 2013).

Fig. 5 – Compilation de toutes les datations effectuées dans la région du Mont Gelé – Mont Fort (MG – MF), dans la région des Fontanesses (PMR) et dans le Massif de la Cima di Gana Bianca (Ga Bi). En gris clair, les périodes relativement froides. Les cercles blancs indiquent l'âge maximal de chaque forme étudiée, correspondant au dernier stade glaciaire ayant occupé la zone de formation de la forme en question. La barre noire indique l'âge minimal de chaque formation tenant compte de la marge d'erreur des datations effectuées. Oscillations de l'Holocène : Pi = Piora ; Lö = Lössen ; Gö = Göschenen ; PAG = Petit Age Glaciaire. Chronozones : B/A = Bølling/Allerød ; DR = Dryas récent ; PB = Préboréal (source : Scapozza 2013).



3404_0Fig. 6 – En haut : modèle schématique de l'évolution du taux d'ébouilissement dans la zone périglaciaire alpine pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène en combinant les modèles de fonctionnement de l'ébouilissement paraglaciaire (activité géomorphologique exacerbée des zones qui ont été fraîchement déglacées), périglaciaire (ébouilissement due à la gélifraction, plus intense durant les périodes froides) et parapériglaciaire (ébouilissement due à la dégradation du pergélisol dans les parois rocheuse, plus intense durant les périodes de réchauffement climatique rapide). La bande grisée foncée représente le taux d'ébouilissement moyen d'un éboulis de la zone périglaciaire alpine pendant la deuxième partie de l'Holocène (source : Scapozza 2013). En bas : courbe isotopique groenlandaise simplifiée du sondage NGRIP montrant les variations de températures (période plus chaude ou plus froide) (source : Landais et al. 2016, adapté). 6_ModeleEboulissement

Fig. 6 – En haut : modèle schématique de l'évolution du taux d'éboulisation dans la zone périglaciaire alpine pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène en combinant les modèles de fonctionnement de l'éboulisation paraglaciale (activité géomorphologique exacerbée des zones qui ont été fraîchement déglacées), périglaciaire (éboulisation due à la gélifraction, plus intense durant les périodes froides) et parapériglaciaire (éboulisation due à la dégradation du pergélisol dans les parois rocheuse, plus intense durant les périodes de réchauffement climatique rapide). La bande grisée foncée représente le taux d'éboulisation moyen d'un éboulis de la zone périglaciaire alpine pendant la deuxième partie de l'Holocène (source : Scapozza 2013). En bas : courbe isotopique groenlandaise simplifiée du sondage NGRIP montrant les variations de températures (période plus chaude ou plus froide) (source : Landais et al. 2016, adapté).

4.5 Variations temporelles du mouvement des glaciers rocheux

 geomorphologie-montagne.ch/variations-temporelles-du-mouvement-des-glaciers-rocheux/

Depuis les années 1990 une tendance à une accélération généralisée des glaciers rocheux actifs a été observée dans les Alpes en raison du réchauffement du pergélisol.

L'étude de la cinématique des glaciers rocheux utilise différentes méthodes de mesure de leur mouvement : suivi de points GPS, interférométrie radar satellitaire, analyse d'orthophotos aériennes ou prises par des drones, etc. (fig. 1).

Le mouvement d'un glacier rocheux peut se différencier en **trois types de variations temporelles qui se superposent** : (i) des rythmes saisonniers, (ii) des changements interannuels et (iii) une tendance (pluri-)décennale. Ces évolutions sont **principalement contrôlées par le régime thermique du pergélisol**, bien que de nombreux autres facteurs soient à prendre en compte (topographie, contenu en glace, pression hydraulique, apport de sédiments, etc.).

1. *Tendance pluri-décennale*

Depuis les années 1990, une nette accélération des glaciers rocheux actifs a été constatée dans les Alpes. Par exemple, des analyses photogrammétriques menées sur une quinzaine de glaciers rocheux dans le Turtmannental (VS) avaient montré dans l'ensemble un doublement des vitesses de surface (entre 16% et 350% selon le glacier rocheux) entre la période 1975-1993 et 1993-2001 (fig. 2). Depuis les années 2005, la tendance à l'accélération s'est encore largement renforcée comme le montre par exemple les mesures du glacier rocheux du Grosses Gufer (fig. 3). L'accélération générale des glaciers rocheux actifs alpins est la **conséquence du réchauffement du pergélisol**, consécutif à l'élévation de la température de l'air depuis la fin des années 1980 : les propriétés mécaniques de la glace s'en trouvent modifiées et la teneur en eau sous pression dans les pores du glacier rocheux s'accroît.

2. *Changements interannuels*

Les changements interannuels de vitesse d'un glacier rocheux peuvent être importants, excédant parfois 50% d'une année à l'autre. Ils sont relativement homogènes quels que soient la géométrie, la taille et le degré d'activité des glaciers rocheux. **Les changements observés sont causés de manière prépondérante par des facteurs météorologiques saisonniers** tels que la température de l'air en été, la précocité de l'enneigement automnale et la durée de l'enneigement au début de l'été (fig. 4).

3. Variations saisonnières

Au cours d'une année, le mouvement d'un glacier rocheux **se caractérise généralement par une forte accélération à la fonte des neiges, une vitesse maximale en automne et un ralentissement durant l'hiver**. L'amplitude des changements des vitesses saisonnières est très variable entre les glaciers rocheux (fig. 5), voire d'un secteur à un autre d'un même glacier rocheux : certains présentent de fortes fluctuations saisonnières des vitesses (ex : ratio min/max de 1 : 10 pour le glacier rocheux du Graben Gufer), alors que d'autres ont une vitesse relativement stable tout au long de l'année (ex. : glacier rocheux de Tsavolires dans le Vallon de Réchy) (fig. 6). En revanche, sur un même site, les fluctuations saisonnières se répètent de façon plus ou moins similaire année après année.



Fig. 1 – Suivi par GPS des mouvements de glaciers rocheux (à gauche : Becs-de-Bosson (Réchy, VS) ; à droite : Tsarmine (Val d'Arolla, VS).

Fig. 1 – Suivi par GPS des mouvements de glaciers rocheux (à gauche : Becs-de-Bosson (Réchy, VS) ; à droite : Tsarmine (Val d'Arolla, VS).

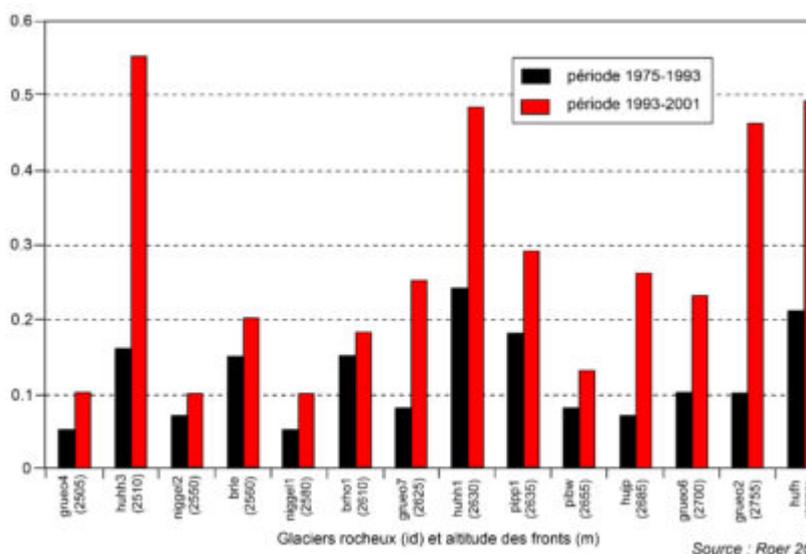


Fig. 2 – Comparaison des vitesses de surface annuelles moyennes (mètres/année) pour différents glaciers rocheux de la vallée de Tourtemagne (VS) entre 1975-1993 et 1993-2001, classés selon l'altitude de leur front. Résultats basés sur une analyse photogrammétrique (adapté de Roer et al., 2005).

Fig. 2 – Comparaison des vitesses de surface annuelles moyennes (mètres/année) pour différents glaciers rocheux de la vallée de Tourtemagne (VS) entre 1975-1993 et 1993-2001, classés selon l'altitude de leur front. Résultats basés sur une analyse photogrammétrique (adapté de Roer et al., 2005).

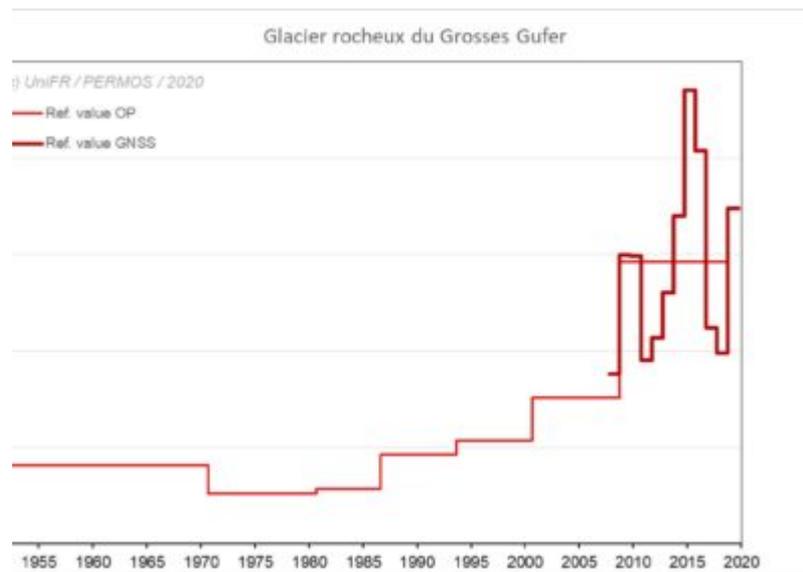


Fig. 3 – Evolution de la vitesse horizontale du glacier rocheux du Grosses Gufer (Aletsch, Valais) de 1950 à 2020 mesurée par photogrammétrique (OP) et par GPS fixe (GNSS), moyenne d'un ensemble de points de mesures arbitrairement sélectionnés sur le glacier rocheux (Ref. value ou valeur de référence). Entre 1950 et 2000, la vitesse de ce glacier rocheux actif oscillait entre 30 et 50 cm par année. Entre 2007 et 2019, elle était en moyenne de près de 150 cm par année, soit plus du triple de celle de la période 1950 – 2000 (source : UniFR / PERMOS 2020).

Fig. 3 – Evolution de la vitesse horizontale du glacier rocheux du Grosses Gufer (Aletsch, Valais) de 1950 à 2020 mesurée par photogrammétrique (OP) et par GPS fixe (GNSS), moyenne d'un ensemble de points de mesures arbitrairement sélectionnés sur le glacier rocheux (Ref. value ou valeur de référence). Entre 1950 et 2000, la vitesse de ce glacier rocheux actif oscillait entre 30 et 50 cm par année. Entre 2007 et 2019, elle était en moyenne de près de 150 cm par année, soit plus du triple de celle de la période 1950 – 2000 (source : UniFR / PERMOS 2020).

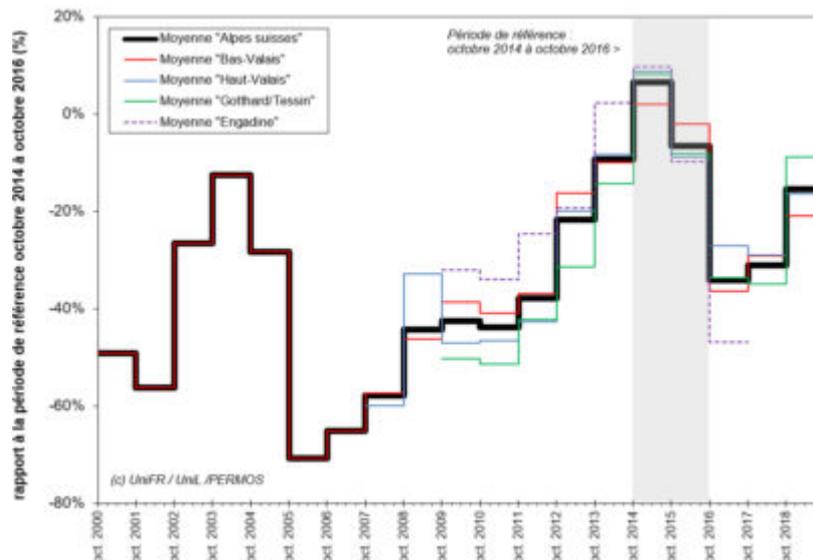


Fig. 4 – Changement relatif de la vitesse horizontale de surface annuelle par rapport à la période de référence octobre 2004 à octobre 2006. La courbe moyenne pour les Alpes suisses se base sur un échantillon d’une trentaine de glaciers rocheux (source : UniFR / PERMOS 2019).

Fig. 4 – Changement relatif de la vitesse horizontale de surface annuelle par rapport à la période de référence octobre 2004 à octobre 2006. La courbe moyenne pour les Alpes suisses se base sur un échantillon d’une trentaine de glaciers rocheux (source : UniFR / PERMOS 2019).

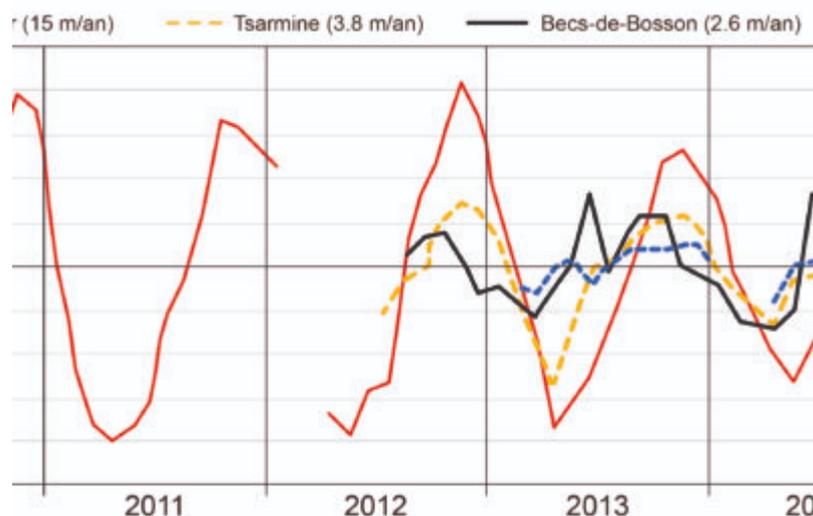


Fig. 5 – Différents types de variations saisonnières de vitesse mesurées sur 4 glaciers rocheux des Alpes valaisannes. Les valeurs en % correspondent à la différence de la vitesse saisonnière par rapport à la vitesse annuelle moyenne. Des variations saisonnières plus ou moins sinusoïdales se répètent sur tous les sites, avec des différences notables durant la période estivale : au Graben Gufer (Vallée de Zermatt), les vitesses augmentent de façon continue durant l’été pour devenir maximales à la fin de l’automne ; la vitesse du glacier rocheux de

Tsarmine (Val d'Arolla) augmente durant tout l'été ; enfin le glacier rocheux des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy) voit sa vitesse diminuer durant la période estivale (source : Delaloye & Staub 2016).

Fig. 5 – Différents types de variations saisonnières de vitesse mesurées sur 4 glaciers rocheux des Alpes valaisannes. Les valeurs en % correspondent à la différence de la vitesse saisonnière par rapport à la vitesse annuelle moyenne. Des variations saisonnières plus ou moins sinusoïdales se répètent sur tous les sites, avec des différences notables durant la période estivale : au Graben Gufer (Vallée de Zermatt), les vitesses augmentent de façon continue durant l'été pour devenir maximales à la fin de l'automne ; la vitesse du glacier rocheux de Tsarmine (Val d'Arolla) augmente durant tout l'été ; enfin le glacier rocheux des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy) voit sa vitesse diminuer durant la période estivale (source : Delaloye & Staub 2016).



Fig. 6 – Le glacier rocheux actif de Tsavolires (Vallon de Réchy, Valais).

Fig. 6 – Le glacier rocheux actif de Tsavolires (Vallon de Réchy, Valais).

4.6 Déstabilisation des glaciers rocheux à mouvement rapide

 geomorphologie-montagne.ch/4-6-destabilisation-des-glaciers-rocheux-a-mouvement-rapide/

Certains glaciers rocheux actifs se déplacent parfois à des vitesses anormalement élevées. Ils peuvent alors entrer dans une phase de crise qui peut se traduire par une déstabilisation importante de la forme.

En plus de l'accélération régulière des deux dernières décennies (cf. [fiche pergélisol 4.5](#)), certains glaciers rocheux ont connu de **véritables crises dans leur activité**. En raison d'une augmentation de la température du [pergélisol](#), d'importantes déformations de surface (parfois plus de 5 m par an !), voire même des déstabilisations des parties inférieures de certains glaciers rocheux, ont été observées. Plusieurs signes visibles caractérisent un [glacier rocheux](#) déstabilisé : formation de crevasses longitudinales ou transversales, apparition de sédiments fins à la surface, etc. ([fig. 1 & 2](#)). Quelques cas de déstabilisation sont présentés ci-dessous.

- Le glacier rocheux du vallon de [Grüob dans le Turtmantal](#) (Valais) a connu une accélération régulière entre 1975 et 1993 avec des vitesses variant entre 2 m/an (centre et partie inférieure) et 5 m/an (front). Entre 1993 et 2001, la partie inférieure a perdu toute cohérence, suite à l'ouverture de profondes crevasses (12 m de hauteur) et à l'affaissement du glacier rocheux. Au total le front a avancé de 60 mètres entre 1975 et 2001, principalement entre 1993 et 2001 ([fig. 3 & 4](#)).
- A partir de 2006, des études se basant sur l'utilisation à large échelle de techniques d'[interférométrie radar](#) embarquée par satellite ([InSAR](#)) ([fig. 5](#)) ont permis de mettre en évidence à une échelle régionale d'autres cas de déstabilisation, en particulier dans le [Mattertal](#) ([fig. 6](#)). Des analyses détaillées ont par la suite précisé la temporalité de ces crises. Comme pour le glacier rocheux du [Grüob](#), le glacier rocheux du [Grabengufer au-dessus de Randa](#) ([Vallée de Zermatt](#)) aurait aussi débuté sa crise avant les années 1980, avec un paroxysme exceptionnel durant les années 2010 où les vitesses au front ont atteint 30 cm par jour (>100 m/an). Durant cette période, l'[érosion](#) au front du glacier rocheux était intense même en hiver ([fig. 7 & 8](#)). Les vitesses ont ensuite diminué à partir de 2012 tout en restant très élevées pour un glacier rocheux (en moyenne environ 2 cm par jour, soit 7 mètres par année).
- Les glaciers rocheux du [Furggwanghorn](#) ([Turtmantal](#)), de [Tsaté](#) ([Moiry](#), [Val d'Anniviers](#)) et du [Petit-Vélan](#) ([région du Grand Saint-Bernard](#)) ([fig. 9](#)) ont quant à eux montré des premiers signes de déstabilisation au début des années 1990. Le glacier rocheux du [Petit-Vélan](#) s'est scindé en deux parties au niveau d'une rupture de pente ([fig. 10](#)). Le pic de la crise de la partie avale déstabilisée a eu lieu en 2009-2010 (vitesse de 7 m/an), puis les vitesses ont décliné pour atteindre 1m/an en 2017 ([fig. 11](#)).

- Le glacier rocheux de Tsarmine a connu une première phase d'accélération en 2012 avec des vitesses dépassant les 2 m/an, puis une forte accélération dès 2018 avec des vitesses atteignant les 12 m/an dans certains secteurs (fig. 12).

La temporalité des quelques cas présentés ci-dessus indique que chaque glacier rocheux connaît une dynamique de crise qui lui est propre. **Les facteurs responsables de l'entrée en crise d'un glacier rocheux sont complexes** et dépendent en particulier du contexte topographique sur lequel le glacier rocheux se développe (morphologie du versant, rupture de pente), de modifications internes de la masse gelée (température du pergélisol, contenu en eau) et/ou de facteurs externes (par ex. surcharge de matériaux liée à un éboulement). Cependant, **le nombre de cas de déstabilisation étant en augmentation depuis les années 1990, le rôle déclencheur joué par les modifications internes des propriétés de la masse gelée consécutives au réchauffement du pergélisol devient prépondérant. Les exemples du Grüob et du Petit-Vélan montrent cependant que la phase de crise d'un glacier rocheux n'est pas éternelle. Elle dure en général entre 20 et 30 ans.**

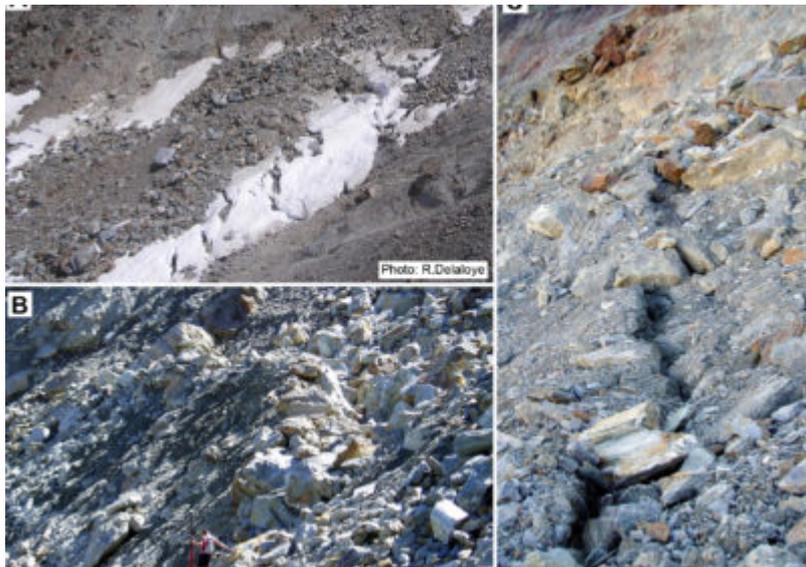
4.6 Déstabilisation des glaciers rocheux à mouvement rapide

 geomorphologie-montagne.ch/destabilisation-des-glaciers-rocheux-a-mouvement-rapide-2/



Fig. 1 – Niche d'arrachement à la surface du glacier rocheux de la Pointe du Tsaté-Moiry, dans laquelle apparaît de la matrice fine (Val de Moiry, VS).

Fig. 1 – Niche d'arrachement à la surface du glacier rocheux de Tsaté-Moiry, dans laquelle apparaît de la matrice fine (Val de Moiry, VS).



**Fig. 2 – Indices de déstabilisation d'un glacier rocheux du Mattertal (VS).
A : formation de crevasses dans le manteau neigeux due à l'avancée extrêmement rapide du glacier rocheux ; B : crevasses et instabilité des matériaux (le géomorphologue en bas de l'image donne l'échelle) ; C : crevasse à travers des sédiments fins remontés à la surface du glacier rocheux.**

Fig. 2 – Indices de déstabilisation d'un glacier rocheux du Mattertal (VS). A : formation de crevasses dans le manteau neigeux due à l'avancée extrêmement rapide du glacier rocheux ; B : crevasses et instabilité des matériaux (le géomorphologue en bas de l'image donne l'échelle) ; C : crevasse à travers des sédiments fins remontés à la surface du glacier rocheux.

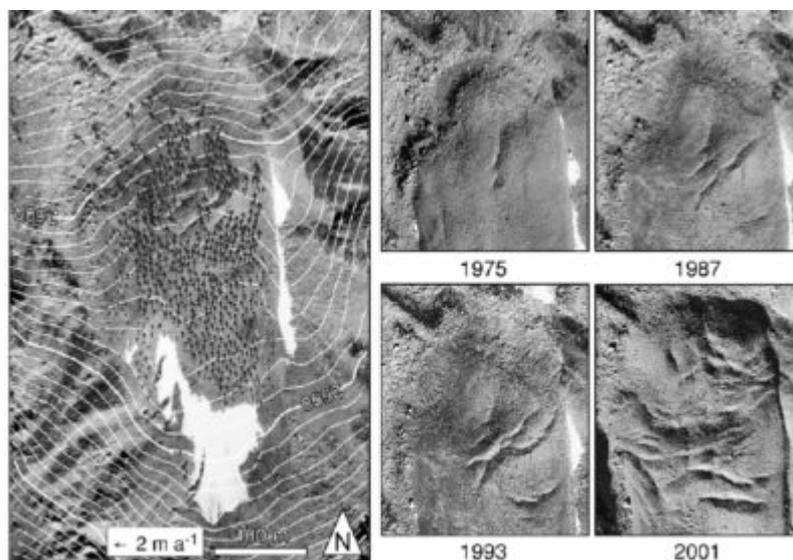


Fig. 3 – Instabilité de la tête du glacier rocheux du vallon de Grüob (Vallée de Tourtemagne, VS). A gauche : vitesses de surface mesurées sur la base d'orthophotos entre 1987 et 1993. A droite : Orthophotos de la section terminale pour les années 1975, 1987, 1993 et 2001 (source : Kääh et al., 2006).

Fig. 3 – Instabilité de la tête du glacier rocheux du vallon de Grüob (Vallée de Tourtemagne, VS). A gauche : vitesses de surface mesurées sur la base d'orthophotos entre 1987 et 1993. A droite : Orthophotos de la section terminale pour les années 1975, 1987, 1993 et 2001 (source : Kääh et al., 2006).



Fig. 4 – Glacier rocheux déstabilisé du vallon de Grüob (Vallée de Tourtemagne, VS) en octobre 2006. Les crevasses sur la formation sont bien visibles. Les digues présentes à la sortie du vallon ont été construites pour protéger le village de Gruben des avalanches.

Fig. 4 – Glacier rocheux déstabilisé du vallon de Grüob (Vallée de Tourtemagne, VS) en octobre 2006. Les crevasses sur la formation sont bien visibles. Les digues présentes à la sortie du vallon ont été construites pour protéger le village de Gruben des avalanches.

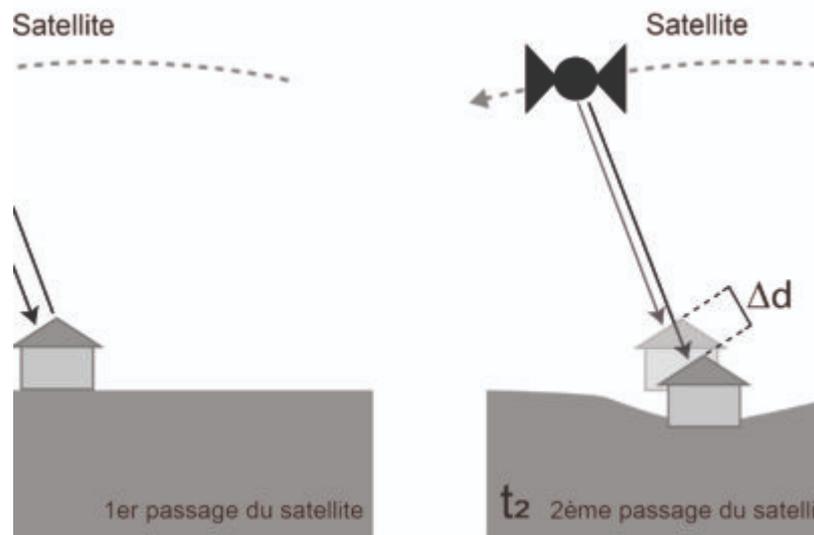


Fig. 5 – L'interférométrie radar satellitaire différentielle (D-InSAR) est une méthode de mesure par satellite qui permet de détecter et de quantifier les déformations de surface du terrain. De façon simplifiée, une image est acquise pour un même lieu à deux dates différentes, ce qui permet de détecter des changements de topographie (Δd) (source : Barboux et al. 2012).

Fig. 5 – L'interférométrie radar satellitaire différentielle (D-InSAR) est une méthode de mesure par satellite qui permet de détecter et de quantifier les déformations de surface du terrain. De façon simplifiée, une image est acquise pour un même lieu à deux dates différentes, ce qui permet de détecter des changements de topographie (Δd) (source : Barboux et al. 2012).



Fig. 6 – Localisation et photographie des glaciers rocheux actuellement en crise dans la vallée de Zermatt (source du fond de carte : swisstopo) (source : Delaloye et al. 2013 adapté, photos : R. Delaloye & S. Morard).

Fig. 6 – Localisation et photographie des glaciers rocheux actuellement en crise dans la vallée de Zermatt (source du fond de carte : swisstopo) (source : Delaloye et al. 2013 adapté, photos : R. Delaloye & S. Morard).



Fig. 7 – Lors du paroxysme de la crise du glacier rocheux destabilisé du Graben Gufer (vallée de Zermatt, Valais) en 2010, une forte activité érosive était observable durant toute l'année, même en hiver (12.03.2010, photo : R. Delaloye). Des images webcam et les vitesses actuelles de déplacement sont consultables sur le site du groupe de recherche en géomorphologie alpine de l'Université de Fribourg.

Fig. 7 – Lors du paroxysme de la crise du glacier rocheux destabilisé du Graben Gufer (vallée de Zermatt, Valais) en 2010, une forte activité érosive était observable durant toute l'année, même en hiver (12.03.2010, photo : R. Delaloye). Des images webcam et

les vitesses actuelles de déplacement sont consultables sur [le site du groupe de recherche en géomorphologie alpine de l'Université de Fribourg](#).



Fig. 8 – Trainées de poussière laissées par de multiples chutes de pierres et de blocs (parfois de la taille d'une voiture) issues du front du glacier rocheux du Graben Gufer (vallée de Zermatt, Valais). Ce type d'évènements était très fréquent à la fonte des neiges durant la crise du glacier rocheux, surnommé alors « the Rolling Stones rock glacier ».

Fig. 8 – Trainées de poussière laissées par de multiples chutes de pierres et de blocs (parfois de la taille d'une voiture) issues du front du glacier rocheux du Graben Gufer (vallée de Zermatt, Valais). Ce type d'évènements était très fréquent à la fonte des neiges durant la crise du glacier rocheux, surnommé alors « the Rolling Stones rock glacier ».

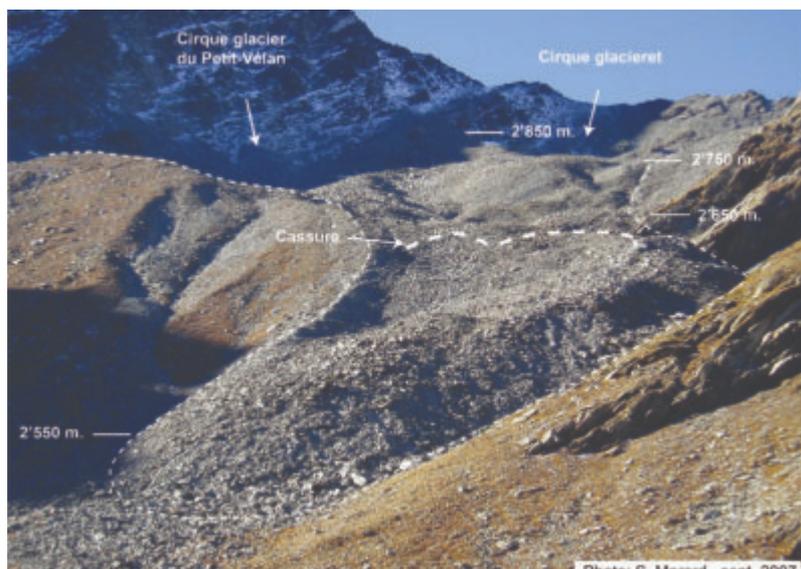


Fig. 9 – Glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (région du Grand-Saint-Bernard, Valais). Entre 1995 et 2005, le front s'est avancé d'environ 20-30 mètres, alors que la surface de la partie centrale a connu un affaissement de 5 à 8 mètres.

Fig. 9 – Glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (région du Grand-Saint-Bernard, Valais). Entre 1995 et 2005, le front s’est avancé d’environ 20-30 mètres, alors que la surface de la partie centrale a connu un affaissement de 5 à 8 mètres.

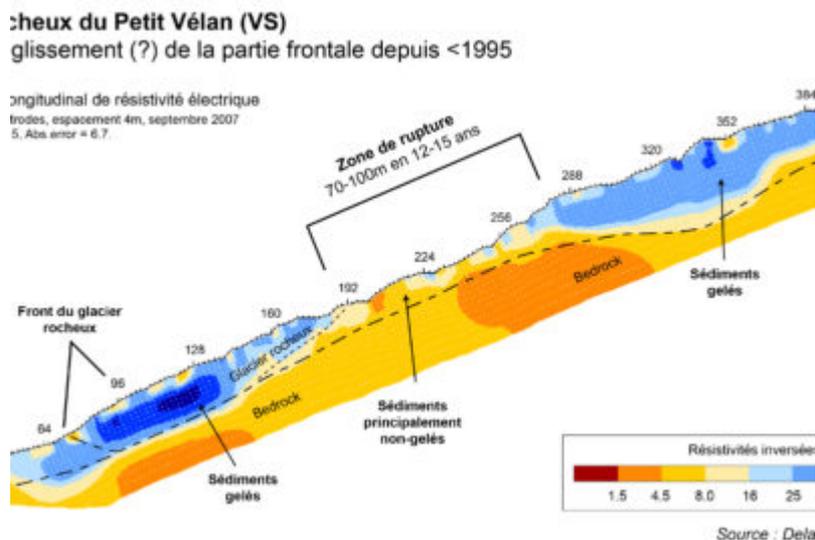


Fig. 10 – Profils de tomographie électrique longitudinal du glacier rocheux du Petit-Vélan. Une rupture nette du corps gelé est visible au niveau de la rupture de pente entre la partie amont et la partie aval (déstabilisée) du glacier rocheux (source : Delaloye & Morard 2011, adapté).

Fig. 10 – Profils de tomographie électrique longitudinal du glacier rocheux du Petit-Vélan. Une rupture nette du corps gelé est visible au niveau de la rupture de pente entre la partie amont et la partie aval (déstabilisée) du glacier rocheux (source : Delaloye & Morard 2011, adapté).

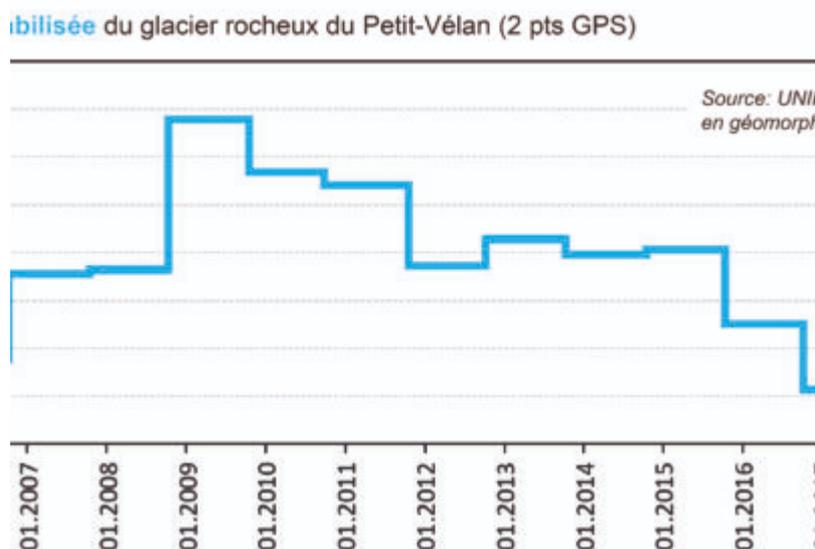


Fig. 11 – Evolution des vitesses de déplacement de la partie terminale, déstabilisée du glacier rocheux du Petit-Vélan (région du Grand-Saint-Bernard, Valais). Les premières crevasses, signes de déstabilisation, sont apparues en 1995. Durant la période d’observation débutant en 2005, les vitesses maximales (7 m/an) ont été enregistrées en 2009-2010, puis ont

diminué progressivement pour atteindre 1 m/an en 2017. La déstabilisation, qui aura duré plus de 20 ans, est désormais terminée (source : [UniFR](#)).

Fig. 11 – Evolution des vitesses de déplacement de la partie terminale, déstabilisée du glacier rocheux du Petit-Vélan (région du Grand-Saint-Bernard, Valais). Les premières crevasses, signes de déstabilisation, sont apparues en 1995. Durant la période d'observation débutant en 2005, les vitesses maximales (7 m/an) ont été enregistrées en 2009-2010, puis ont diminué progressivement pour atteindre 1 m/an en 2017. La déstabilisation, qui aura duré plus de 20 ans, est désormais terminée (source : [UniFR](#)).



Fig. 12 – Vitesse de déplacement de la surface du glacier rocheux de Tsarmine calculée par un GPS permanent installé à l'amont du front (la station a été déplacée en 2016 pour éviter qu'elle ne bascule dans le couloir situé à l'aval du glacier rocheux) (source : [UniFR](#)).

Fig. 12 – Vitesse de déplacement de la surface du glacier rocheux de Tsarmine calculée par un GPS permanent installé à l'amont du front (la station a été déplacée en 2016 pour éviter qu'elle ne bascule dans le couloir situé à l'aval du glacier rocheux) (source : [UniFR](#)).

4.7 Glaciers rocheux et cascade sédimentaire

 geomorphologie-montagne.ch/glaciers-rocheux-et-cascade-sedimentaire/

Les glaciers rocheux participent au stockage et au transfert de sédiments de l'amont vers l'aval d'un versant. Lorsqu'ils sont connectés à un couloir, ils font partie intégrante de la cascade sédimentaire.

Afin d'évaluer les stocks et les transferts de sédiments de l'amont vers l'aval d'un versant, notamment dans le cadre de l'établissement de cartes de danger ou d'ouvrages de protection contre les laves torrentielles, le géomorphologue utilise une approche globale visant à comprendre le fonctionnement de la **cascades sédimentaires du versant** (fig. 1 & 2). Le principe consiste à conceptualiser le versant sous forme de « *boîtes en cascades reliées par des tuyaux ou des éviers dont le diamètre peut varier en fonction de la capacité et des apports des différentes branches du réseau hydrographique ou gravitaire* » (Theler 2010). La détermination de **bilans sédimentaires** à l'échelle d'une vallée, d'un versant ou d'un système torrentiel permet ainsi de prédire les changements de taux d'érosion et de sédimentation, de connaître les zones de dépôts, la période de stockage des sédiments et la manière dont les sédiments seront remobilisés. La **connectivité des zones de sources sédimentaires** avec des secteurs situés à l'aval est d'une importance particulière dans l'évaluation des volumes de sédiments potentiellement mobilisables durant un événement de lave torrentielle par exemple (fig. 3).

Dans les Alpes, les glaciers rocheux actifs font partie intégrante de la cascade sédimentaire, opérant à la fois comme lieu de stockage définitif ou intermédiaire, et comme éléments de transfert de matériaux rocheux vers l'aval à une vitesse variable allant de quelques centimètres à quelques mètres par année. Un glacier rocheux, dont le front se situe sur un replat ou dans un versant non-connecté à un couloir, ne participe pas à la cascade sédimentaire. En revanche, **lorsque son front est directement connecté à un couloir ou est situé à l'aplomb d'une rupture de pente**, les matériaux qui le composent peuvent potentiellement être remobilisés vers l'aval par des processus gravitaires (ex : chutes de pierres, éboulements) ou fluviatiles (ex : laves torrentielles) (fig. 4 & 5).

L'analyse d'images webcam et la répétition de laserscan (LIDAR) ont permis de mieux comprendre les processus d'érosion qui se déroulent aux fronts escarpés de glaciers rocheux directement connectés à un couloir. En raison de l'avancée du glacier rocheux et des apports d'eau, quatre processus d'érosion ont été identifiés : glissement de débris rocheux, chutes de pierres, écoulements intenses d'eau transitant par le glacier rocheux, écoulements superficiels. **La période de la fonte des neiges se caractérise par une haute fréquence des évènements d'érosion** (fig. 6 & 7). Durant la période estivale, la fréquence baisse fortement, à l'exception des jours de fortes pluies. Il n'y a presque pas d'érosion au front durant l'hiver.

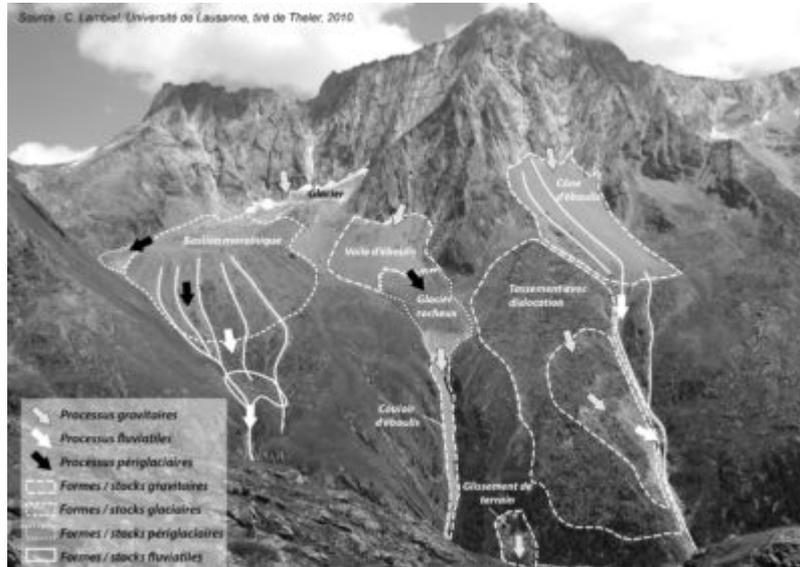


Fig. 1 – Cascade sédimentaire simplifiée du versant de Tsarmine (Val d’Arolla, Valais). La dynamique sédimentaire (et hydrologique) de ce versant est contrôlée par des processus glaciaires, périglaciaires et gravitaires (source : C. Lambiel, Université de Lausanne, tiré de Theler, 2010).

Fig. 1 – Cascade sédimentaire simplifiée du versant de Tsarmine (Val d’Arolla, Valais). La dynamique sédimentaire (et hydrologique) de ce versant est contrôlée par des processus glaciaires, périglaciaires et gravitaires (source : C. Lambiel, Université de Lausanne, tiré de Theler, 2010).

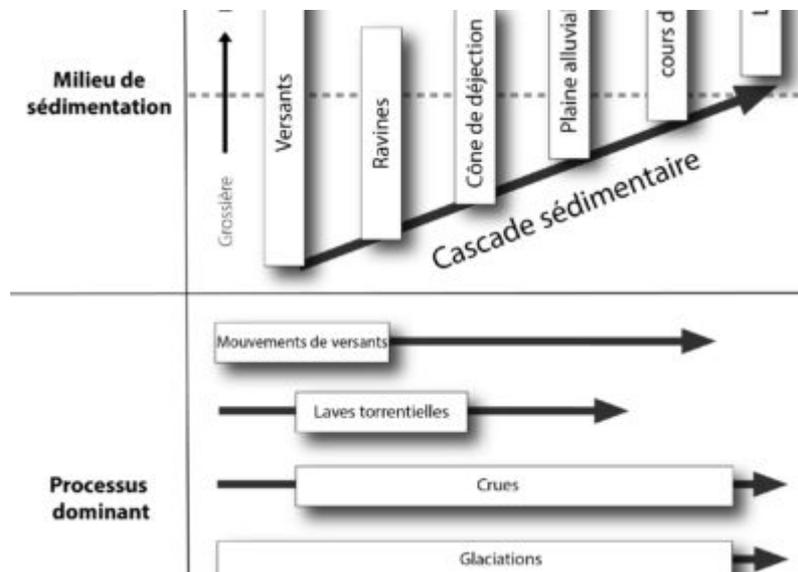


Fig. 2 – Relations entre les milieux de sédimentation montagneux et les processus de transferts sédimentaires potentiels.

Fig. 2 – Relations entre les milieux de sédimentation montagneux et les processus de transferts sédimentaires potentiels.



Fig. 3 – Le glacier couvert du Bonnard situé à l’ouest du Diablon des Dames (Val d’Anniviers) surplombe le village de Zinal. Connecté à un torrent, il représente une source d’eau et de matériaux rocheux pouvant conduire au déclenchement de laves torrentielles. Des digues de protection ont été en conséquence érigées dans le village (photo. M. Brunatti).

Fig. 3 – Le glacier couvert du Bonnard situé à l’ouest du Diablon des Dames (Val d’Anniviers) surplombe le village de Zinal. Connecté à un torrent, il représente une source d’eau et de matériaux rocheux pouvant conduire au déclenchement de laves torrentielles. Des digues de protection ont été en conséquence érigées dans le village (photo. M. Brunatti).

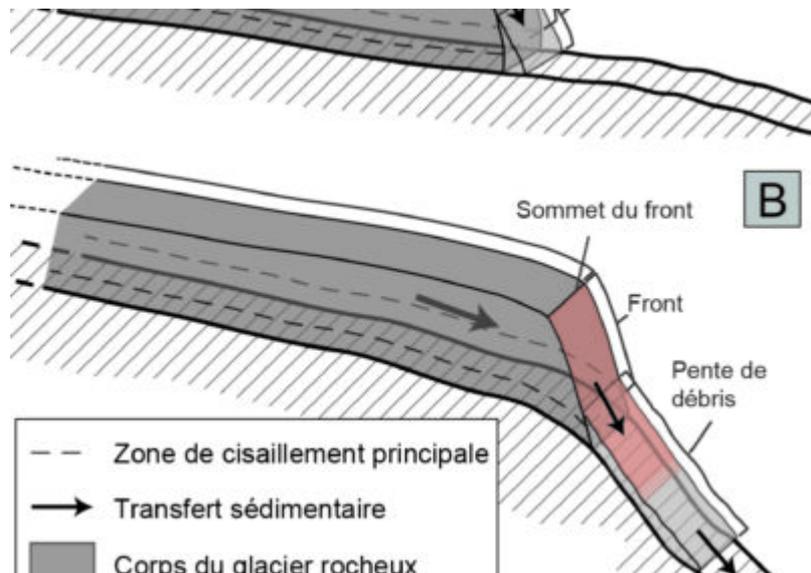


Fig. 4 – Deux scénarios qui montrent schématiquement la connectivité entre un glacier rocheux actif et le terrain situé à l’aval. A. Pas de connectivité : les sédiments sont stockés au pied du front et seront recouverts par le glacier rocheux lors de son avancée ; B. Connectivité

efficace : Les sédiments quittent le système du glacier rocheux et peuvent se propager plus à l'aval de la cascade sédimentaire (source : Kummert et. al, 2017).

Fig. 4 – Deux scénarios qui montrent schématiquement la connectivité entre un glacier rocheux actif et le terrain situé à l'aval. A. Pas de connectivité : les sédiments sont stockés au pied du front et seront recouverts par le glacier rocheux lors de son avancée ; B. Connectivité efficace : Les sédiments quittent le système du glacier rocheux et peuvent se propager plus à l'aval de la cascade sédimentaire (source : Kummert et. al, 2017).

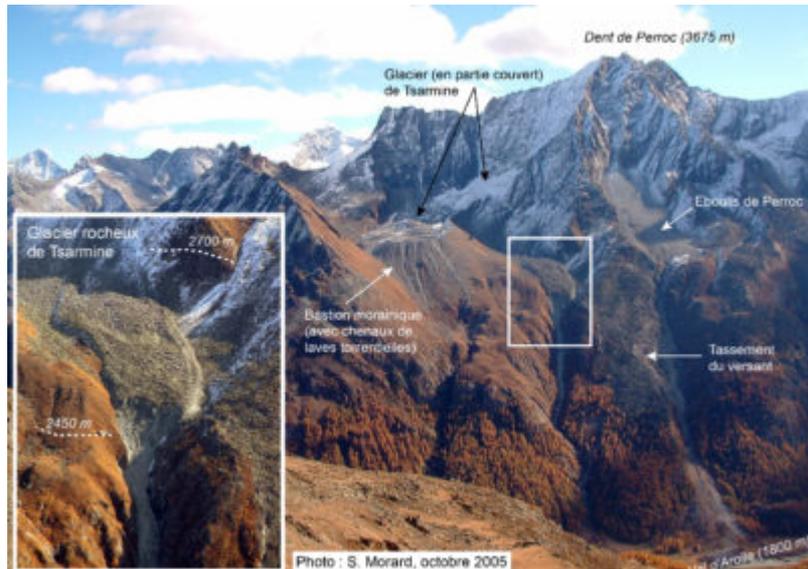


Fig. 5 – Vue du versant de Tsarminne dans le Val d'Arolla (VS). Le front raide et très instable du glacier rocheux de Tsarminne se situe juste à l'amont d'un couloir escarpé, devenant potentiellement une source d'instabilités de versant.

Fig. 5 – Vue du versant de Tsarminne dans le Val d'Arolla (VS). Le front raide et très instable du glacier rocheux de Tsarminne se situe juste à l'amont d'un couloir escarpé, devenant potentiellement une source d'instabilités de versant.

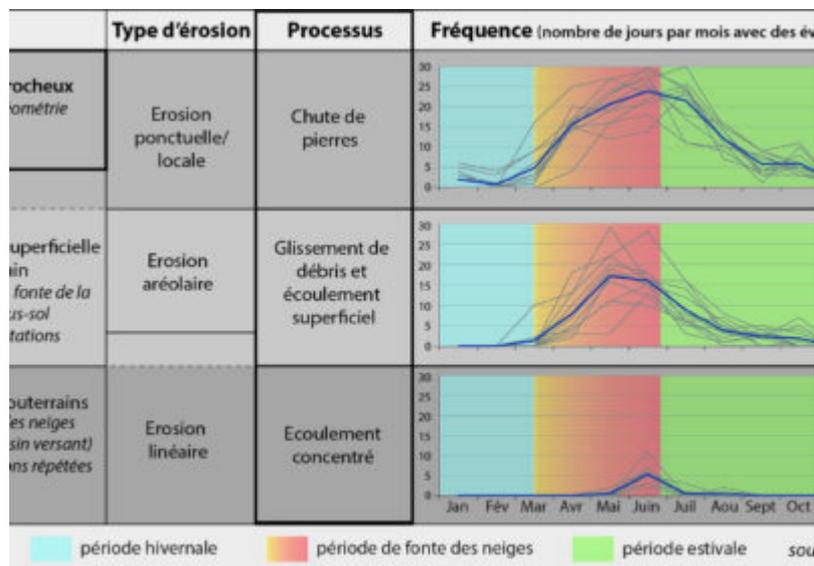


Fig. 6 – Résumé des processus d'érosion en fonction de leur cause, type, moment et intensité pendant les trois périodes principales (couleurs et cercle). Les graphiques de droite montrent la chronologie et l'intensité des différents évènements identifiés sur les glaciers rocheux actifs de Fig. 5 – Vue du versant de Tsarmine dans le Val d'Arolla (VS). Le front raide et très instable du glacier rocheux de Tsarmine se situe juste à l'amont d'un couloir escarpé, devenant potentiellement une source d'instabilités de versant. (source : Kummert et al. 2018).

Fig. 6 – Résumé des processus d'érosion en fonction de leur cause, type, moment et intensité pendant les trois périodes principales (couleurs et cercle). Les graphiques de droite montrent la chronologie et l'intensité des différents évènements identifiés sur les glaciers rocheux actifs de Fig. 5 – Vue du versant de Tsarmine dans le Val d'Arolla (VS). Le front raide et très instable du glacier rocheux de Tsarmine se situe juste à l'amont d'un couloir escarpé, devenant potentiellement une source d'instabilités de versant. (source : Kummert et al. 2018).

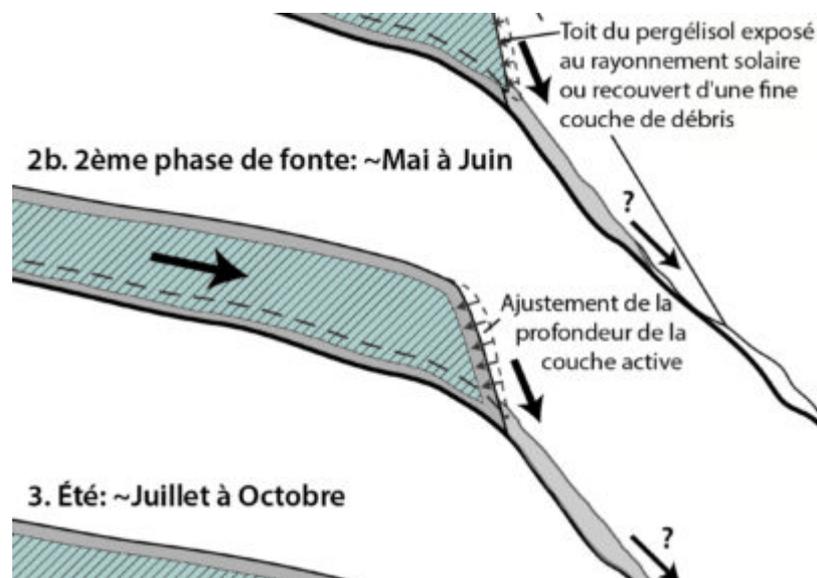


Fig. 7 – Représentations schématiques d'un front de glacier rocheux subissant différentes périodes d'activité d'érosion au cours d'une année (1-3). En hiver (1), le glacier rocheux avance mais il n'y a pas d'érosion et la déclivité du front s'accroît. Pendant la période de fonte (2a et 2b), l'angle de pente abrupte associé à un apport d'eau provenant de la fonte des neiges, du dégel de la couche active (2a) et du dégel du pergélisol pendant le réajustement de la profondeur du toit pergélisol (2b) renforce l'activité d'érosion, ce qui entraîne l'ajustement de la pente frontale. Pendant l'été, l'érosion est moins intense et s'équilibre en fonction de l'avancée du glacier rocheux (source : Kummert et al. 2017).

Fig. 7 – Représentations schématiques d'un front de glacier rocheux subissant différentes périodes d'activité d'érosion au cours d'une année (1-3). En hiver (1), le glacier rocheux avance mais il n'y a pas d'érosion et la déclivité du front s'accroît. Pendant la période de fonte (2a et 2b), l'angle de pente abrupte associé à un apport d'eau provenant de la fonte des neiges, du dégel de la couche active (2a) et du dégel du pergélisol pendant le

réajustement de la profondeur du toit pergélisol (2b) renforce l'activité d'érosion, ce qui entraîne l'ajustement de la pente frontale. Pendant l'été, l'érosion est moins intense et s'équilibre en fonction de l'avancée du glacier rocheux (source : Kummert et al. 2017).

4.8 Répartition du pergélisol dans les éboulis de haute altitude

 geomorphologie-montagne.ch/repartition-pergelisol-eboulis-haute-altitude/

Moins étudiés que les glaciers rocheux, les talus d'éboulis constituent cependant une composante essentielle de la zone périglaciaire alpine. Ils se définissent comme une accumulation sédimentaire à forte déclivité, constituée de blocs produits par la gélifraction par suite d'un transfert gravitaire.

Moins étudiés que les glaciers rocheux, les talus d'éboulis constituent cependant une composante essentielle de la zone périglaciaire alpine. Ils se définissent comme une **accumulation sédimentaire à forte déclivité**, constituée de blocs produits par la gélifraction par suite d'un transfert gravitaire (fig. 1 & 2).

La répartition du pergélisol dans les éboulis présente un **fort contraste entre l'aval et l'amont**. En effet dans la partie inférieure, un niveau de sédiments gelés d'une épaisseur variable (de 5 à 30 m) est généralement présent sous une couche mixte de gros blocs de surface et de sédiments plus fins. La probabilité d'existence d'un pergélisol diminue lorsque l'on s'élève dans la pente. Dans les portions sommitales, il semble possible que du pergélisol soit à nouveau présent, principalement dans des éboulis orientés au nord, au-dessus de 2700 – 2800 mètres environ (fig. 3). La répartition spatiale des trois zones susmentionnées peut cependant varier fortement d'un endroit à l'autre de l'éboulis (fig. 4 & 5).

Cette configuration asymétrique (présence de pergélisol dans les parties basses et absence dans les parties hautes) semble commune à la plupart des éboulis situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol alpin. Différentes explications ont été proposées : accumulation de neige en pied de pente par des avalanches protégeant le terrain du réchauffement estival, granulométrie plus grossière dans la partie basse maintenant des températures froide, **complexes circulations d'air** à l'intérieur des éboulis provoquant une anomalie thermique négative dans les parties basses et une anomalie positive dans les parties hautes (fig. 6 & 7). L'absence de pergélisol à des altitudes qui lui sont pourtant favorables montre que la ventilation interne, bien étudiée pour des formations de basse altitude (< 2000 m), semble être le facteur de contrôle le plus important. Nous y reviendrons plus en détail dans les fiches de la section suivante (cf. fiche pergélisol 3.5).

Contrairement au glacier rocheux, **le contenu en glace des éboulis est généralement relativement faible** (pergélisol saturé ou sous-saturé). Lorsque les quantités en glace dans un éboulis sont importantes (pergélisol sursaturé), un fluage marqué par une succession de bourrelets peut s'opérer (éboulis géliflués ou fluants) (fig. 8). Les bourrelets sont de plus en plus marqués au pied du versant et se poursuivent très souvent par un "bourrelet de fluage", un protalus rampart (fig. 6) ou un glacier rocheux.



Fig. 1 – L'éboulis de Tsena Réfien, dans la région d'Arolla (VS). Altitude basale 2600 m.

Fig. 1 – L'éboulis de Tsena Réfien, dans la région d'Arolla (VS). Altitude basale 2600 m.



Fig. 2 – L'éboulis des Lapires (Val de Nendaz, VS). Un forage PERMOS (cf. fiche 3.1.2) se situe au pied du pylône à gauche de l'image (altitude : 2500 m).

Fig. 2 – L'éboulis des Lapires (Val de Nendaz, VS). Un forage PERMOS (cf. fiche 3.1.2) se situe au pied du pylône à gauche de l'image (altitude : 2500 m).

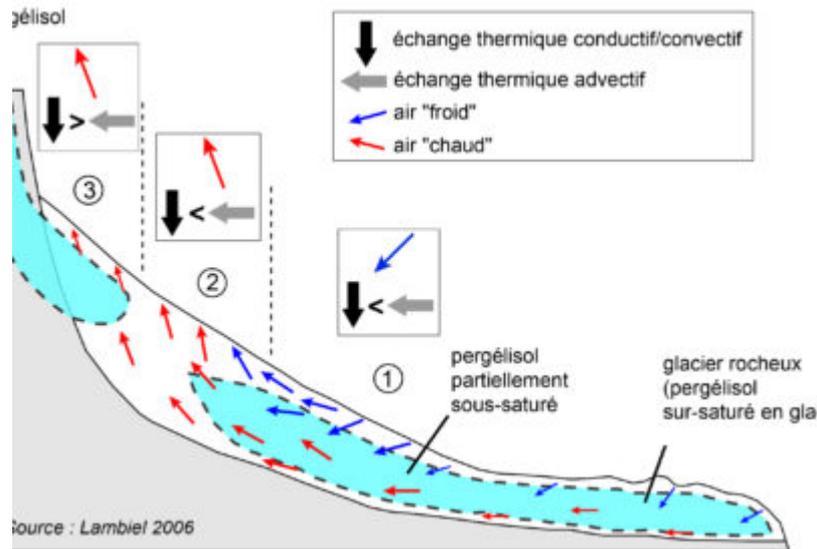


Fig. 3 – Modèle de circulation d’air ascendante dans un éboulis situé à l’intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu. 1 : pergélisol probable ; 2 : pergélisol possible/improbable ; 3 : pergélisol improbable (adapté de Lambiel, 2006).

Fig. 3 – Modèle de circulation d’air ascendante dans un éboulis situé à l’intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu. 1 : pergélisol probable ; 2 : pergélisol possible/improbable ; 3 : pergélisol improbable (adapté de Lambiel, 2006).

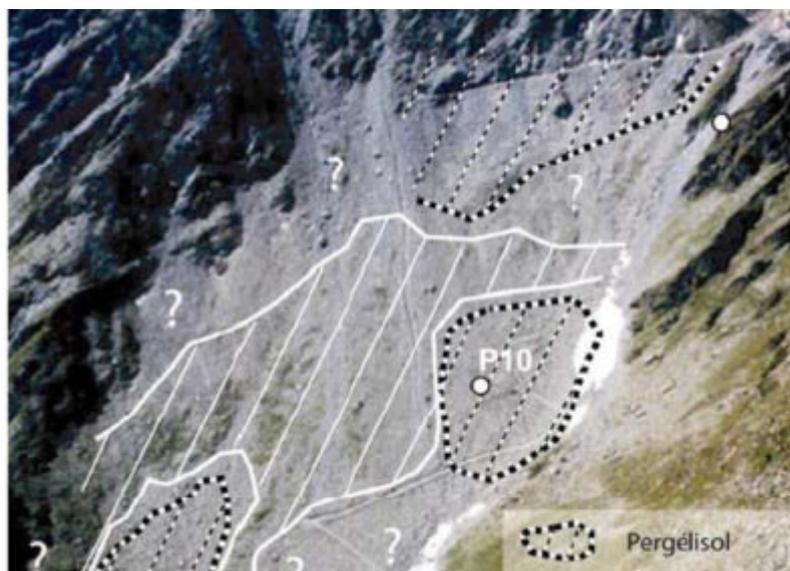


Fig. 4 – Distribution supposée du pergélisol dans l’éboulis des Lapires (Val de Nendaz, VS) sur la base des informations géoélectriques et thermiques (source : Lambiel, 2006).

Fig. 4 – Distribution supposée du pergélisol dans l’éboulis des Lapires (Val de Nendaz, VS) sur la base des informations géoélectriques et thermiques (source : Lambiel, 2006).

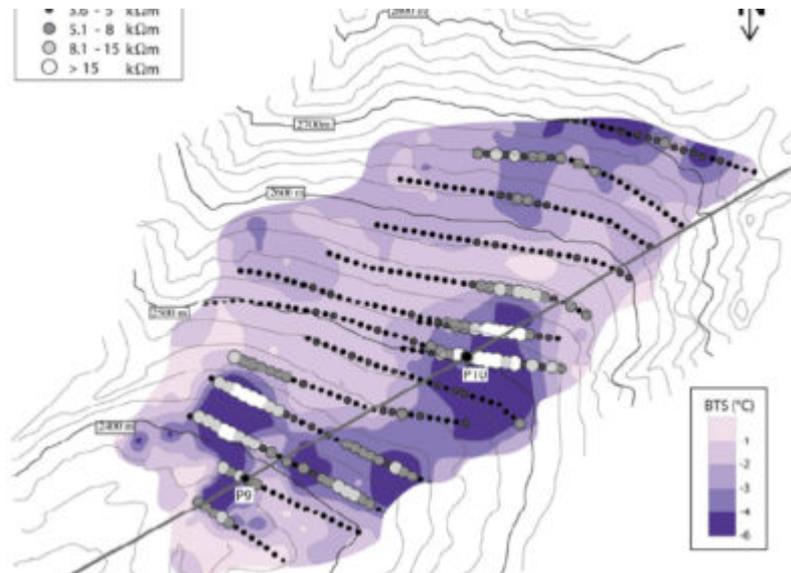


Fig. 5 – Résistivités apparentes mesurées sur l'éboulis des Lapires (VS) (écartement interélectrode: 12.5 m et interpolation par krigeage simple de 301 mesures BTS relevées en mars 2002. L'hétérogénéité de la distribution du pergélisol de l'éboulis des Lapires (VS) semble partiellement contrôlée par des systèmes de ventilation) (source : Delaloye & Lambiel, 2005).

Fig. 5 – Résistivités apparentes mesurées sur l'éboulis des Lapires (VS) (écartement interélectrode: 12.5 m et interpolation par krigeage simple de 301 mesures BTS relevées en mars 2002. L'hétérogénéité de la distribution du pergélisol de l'éboulis des Lapires (VS) semble partiellement contrôlée par des systèmes de ventilation) (source : Delaloye & Lambiel, 2005).



Fig. 6 – Eboulis et protalus rampart du Petit Mont Rouge (Valais) (source : Scapozza 2015).

Fig. 6 – Eboulis et protalus rampart du Petit Mont Rouge (Valais) (source : Scapozza 2015).

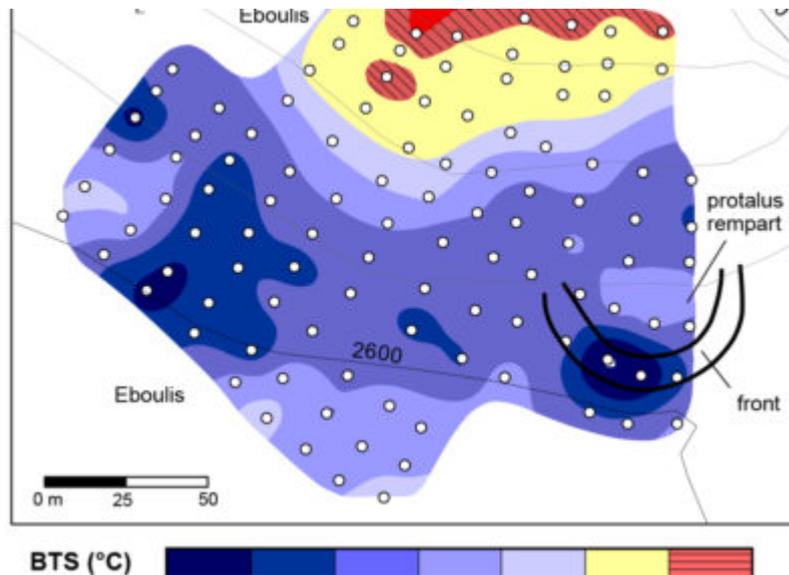


Fig. 7 – L'éboulis de haute altitude du Petit Mont-Rouge (Alpes valaisannes, 2600 m.s.m.) montre une répartition typique des températures de la surface du sol en hiver sur des éboulis ventilés avec un fort contraste entre l'amont et l'aval de la pente. Interpolation par krigeage simple de mesures BTS du 2 mars 2004 (données C. Lambiel, Université de Lausanne).

Fig. 7 – L'éboulis de haute altitude du Petit Mont-Rouge (Alpes valaisannes, 2600 m.s.m.) montre une répartition typique des températures de la surface du sol en hiver sur des éboulis ventilés avec un fort contraste entre l'amont et l'aval de la pente. Interpolation par krigeage simple de mesures BTS du 2 mars 2004 (données C. Lambiel, Université de Lausanne).



Fig. 8 – Eboulis fluants au Pas de Lona (VS). L'accroissement des bourellets le long de la pente est bien visible.

Fig. 8 – Eboulis fluants au Pas de Lona (VS). L'accroissement des bourellets le long de la pente est bien visible.

4.9 Interactions entre les glaciers et le pergélisol

 geomorphologie-montagne.ch/interactions-entre-les-glaciers-et-le-pergelisol/

Les marges proglaciaires sont des systèmes complexes, regroupant de nombreuses formes géomorphologiques (moraine de fond et d'ablation, moraines de poussée, moraines flûtées, glacier couvert, glacier rocheux, etc.) et dans lesquelles la répartition spatiale du pergélisol peut être très hétérogène.

Les **marges proglaciaires** (cf. [fiche glaciers 3.2](#)) sont des systèmes complexes, regroupant de nombreuses formes géomorphologiques ([moraine](#) de fond et d'[ablation](#), moraines de poussée, moraines flûtées, glacier couvert, [glacier rocheux](#), etc.) et dans lesquelles la répartition spatiale du [pergélisol](#) peut être très hétérogène. [La combe de Challand](#) (massif du Grand-Combin, VS) et ses systèmes morainiques des glaciers du Ritord et de l'Epée en sont une illustration parfaite ([fig. 1](#)). Il n'y a en principe pas de pergélisol sous un glacier tempéré, mais il peut y en avoir sous un glacier froid. En revanche l'existence de sols gelés en permanence est possible à l'extérieur des systèmes morainiques, tout comme à l'intérieur.

Dans les Alpes durant le Petit Age Glaciaire, des glaciers de vallée et de nombreux petits glaciers de cirque se sont avancés sur des zones préalablement occupées par du pergélisol. Trois modifications majeures sont consécutives à cette poussée glaciaire :

- **Réchauffement du pergélisol** lors du passage d'un glacier tempéré (avec d'importantes circulations d'eau à sa base) entraînant sa dégradation partielle à totale. L'apparition et l'avancée de petits glaciers ont donc profondément modifié la configuration spatiale du pergélisol.
- **Déplacement de matériaux sédimentaires gelés** sur de relativement grandes distances (moraines de poussée, glacitectorites, recouvrement et/ou déplacement de glaciers rocheux) ([fig. 2](#)). Les moraines de poussée correspondent à des sédiments gelés poussés et écrasés par l'avancée d'un glacier froid dont la base demeure soudée au sol par le gel ([fig. 3 & 4](#)).
- **Mouvements de rééquilibrage** ([rétro-fluage](#) de moraines de poussée) qui peuvent s'en suivre. Un mouvement de rééquilibrage affecte fréquemment le flanc interne des moraines de poussée latérales situées en contre-pente ([fig. 5](#)).

Depuis la fin du [PAG](#), les glaciers ont subi un recul très important et de nombreux petits glaciers ont disparu depuis lors. La répartition du pergélisol dans les zones de recouvrement glaciaires du PAG est encore aujourd'hui soumise à d'importants déséquilibres thermiques et mécanique (rétro-fluage).

Dans les zones encore favorables à son existence (par exemple où l'ensoleillement est restreint), un sol gelé en permanence perturbé lors du PAG pourrait se réinstaller petit à petit dans les couches proches de la surface : on parle de **néo-pergélisol**. Inversement, les sédiments gelés déplacés dans une zone d'existence défavorable (ensoleillement

plus important) peuvent dégeler assez rapidement, indépendamment d'une quelconque modification du climat. Un tel cas de figure a été observé dans la zone terminale du « glacier rocheux » de Lona (Val d'Anniviers, VS) (fig. 6).

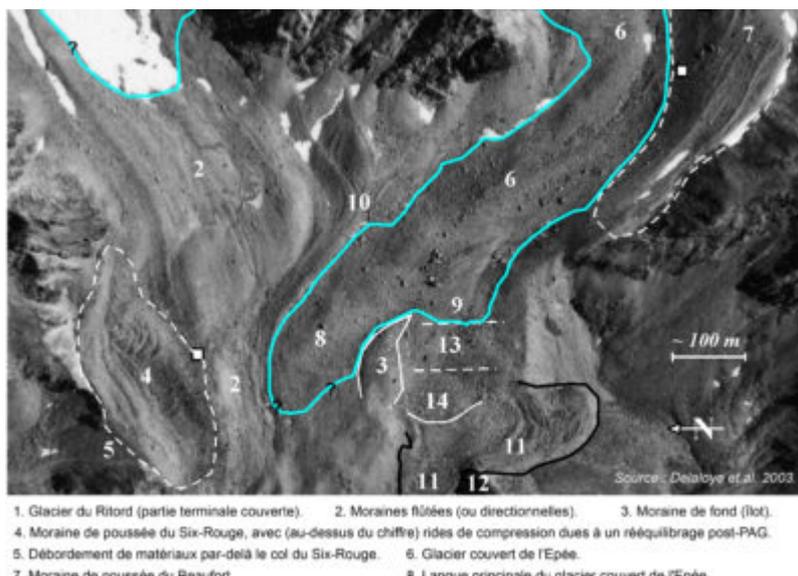


Fig. 1 – Quelques aspects géomorphologiques de la marge proglaciaire coalescente des glaciers du Ritord et de l'Épée (VS) (adapté de Delaloye et al., 2003).

Fig. 1 – Quelques aspects géomorphologiques de la marge proglaciaire coalescente des glaciers du Ritord et de l'Épée (VS) (adapté de Delaloye et al., 2003).

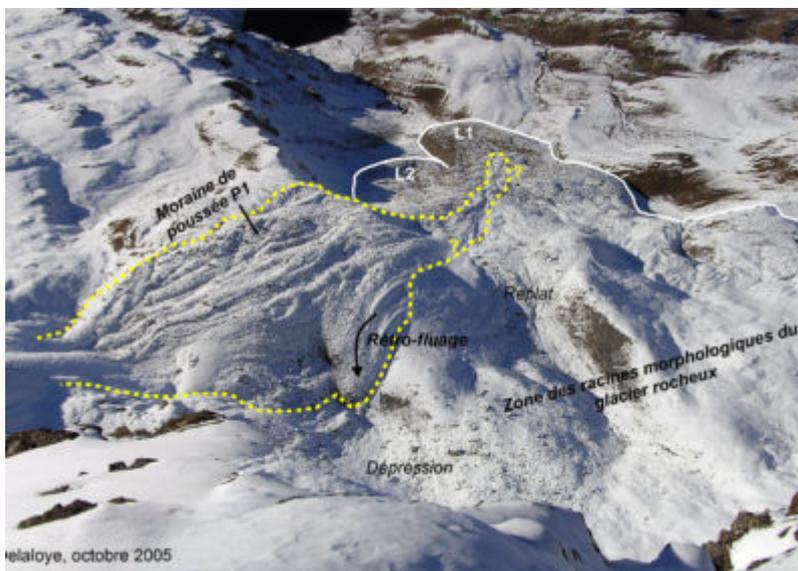


Fig. 2 – Photographie prise depuis le sommet des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy, VS) en direction du nord-ouest avec une fine couche de neige surlignant la morphologie du glacier rocheux. Suite à l'avancée glaciaire du PAG, du pergélisol est absent dans la zone des racines morphologiques du glacier rocheux, malgré des conditions topo-climatiques favorables (altitude d'environ 2800 m, orientation nord-ouest). En revanche, les moraines de poussée et la partie médiane et frontale du glacier rocheux sont gelées. La moraine de poussée (P1) est

particulièrement mise en évidence et se poursuit loin en aval jusqu'au lobe L1 (2700 m). Cette photo permet ainsi de se représenter l'étendue du glacier qui occupait la partie supérieure du glacier rocheux des Becs de Bosson lors du PAG (source : Perruchoud 2007).

Fig. 2 – Photographie prise depuis le sommet des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy, VS) en direction du nord-ouest avec une fine couche de neige surlignant la morphologie du glacier rocheux. Suite à l'avancée glaciaire du PAG, du pergélisol est absent dans la zone des racines morphologiques du glacier rocheux, malgré des conditions topo-climatiques favorables (altitude d'environ 2800 m, orientation nord-ouest). En revanche, les moraines de poussée et la partie médiane et frontale du glacier rocheux sont gelées. La moraine de poussée (P1) est particulièrement mise en évidence et se poursuit loin en aval jusqu'au lobe L1 (2700 m). Cette photo permet ainsi de se représenter l'étendue du glacier qui occupait la partie supérieure du glacier rocheux des Becs de Bosson lors du PAG (source : Perruchoud 2007).

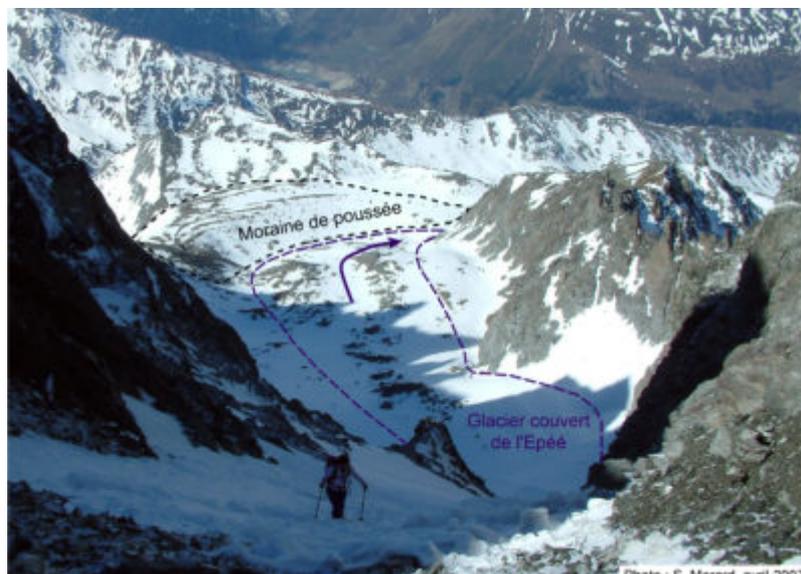


Fig. 3 – Sous son manteau morainique, le glacier de l'Épée (VS) occupe encore presque complètement la surface qui était la sienne au PAG. On distingue les rides de la moraine de poussée, plus ou moins parallèles à la direction de l'écoulement du glacier de l'Épée (indiquée par la flèche).

Fig. 3 – Sous son manteau morainique, le glacier de l'Épée (VS) occupe encore presque complètement la surface qui était la sienne au PAG. On distingue les rides de la moraine de poussée, plus ou moins parallèles à la direction de l'écoulement du glacier de l'Épée (indiquée par la flèche).



Fig. 4 – La moraine de poussée de l’Oberferdengletscher à 2’800 mètres d’altitude présente des rides longitudinales typiques pour ce genre de forme (Ferdenpass, Lötschental, Valais).

Fig. 4 – La moraine de poussée de l’Oberferdengletscher à 2’800 mètres d’altitude présente des rides longitudinales typiques pour ce genre de forme (Ferdenpass, Lötschental, Valais).

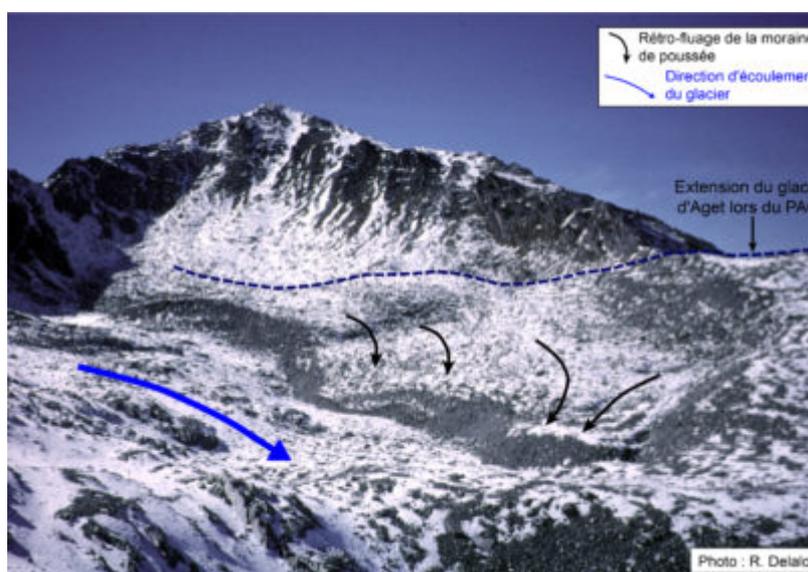


Fig. 5 – Rétro-fluage d’une moraine de poussée dans la marge proglaciaire du glacier d’Aget (Val de Bagnes, VS).

Fig. 5 – Rétro-fluage d’une moraine de poussée dans la marge proglaciaire du glacier d’Aget (Val de Bagnes, VS).

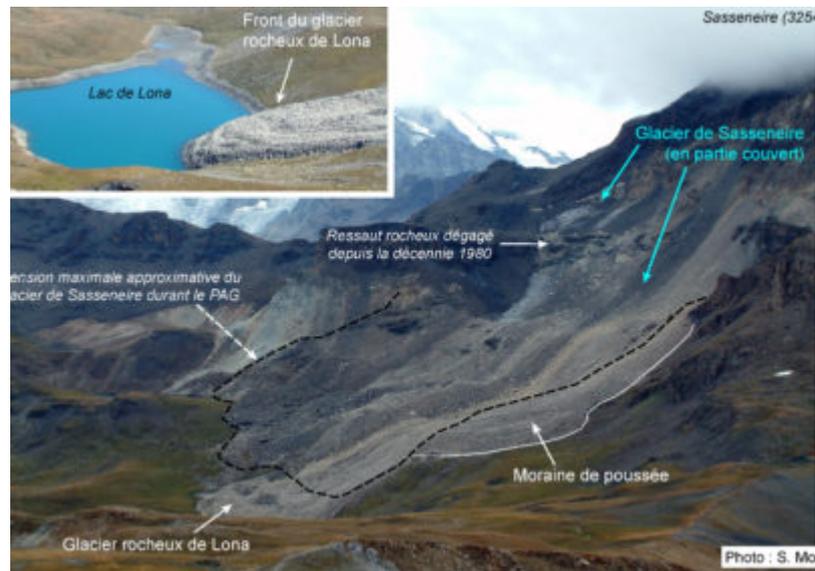


Fig. 6 – Complexe glacier – glacier rocheux de Lona/Sasseneire (Val d’Anniviers, VS). Durant le PAG, le glacier aurait expulsé la partie terminale du glacier rocheux plusieurs centaines (?) de mètres à l’aval, dans des lieux moins souvent situés dans l’ombre du Sasseneire (3254 m). Le lac contribue aussi probablement au réchauffement du terrain. Actuellement, du pergélisol ne semble présent que dans la moraine de poussée et la partie frontale du glacier rocheux.

Fig. 6 – Complexe glacier – glacier rocheux de Lona/Sasseneire (Val d’Anniviers, VS). Durant le PAG, le glacier aurait expulsé la partie terminale du glacier rocheux plusieurs centaines (?) de mètres à l’aval, dans des lieux moins souvent situés dans l’ombre du Sasseneire (3254 m). Le lac contribue aussi probablement au réchauffement du terrain. Actuellement, du pergélisol ne semble présent que dans la moraine de poussée et la partie frontale du glacier rocheux.