

## 4.1. Eine besondere Form: der Blockgletscher

---

 [geomorphologie-montagne.ch/de/4-1-eine-besondere-form-der-blockgletscher/](http://geomorphologie-montagne.ch/de/4-1-eine-besondere-form-der-blockgletscher/)

Ein Blockgletscher ist eine mit Eis übersättigte Ansammlung von Blöcken, die sich langsam talwärts bewegt. Er stellt die typischste Form des Kriechens von Lockermaterial unter Permafrostbedingungen im alpinen Raum dar.

Permafrost in Gebieten mit geringer Neigung ( $< 40^\circ$ ) – meist bestehend aus lockerem Sediment – wird stark von den **Temperaturen in den Sommermonaten** und vor allem von **den Schneverhältnissen** beeinflusst. Da diese Art von Gelände während 7 bis 10 Monaten im Jahr mit Schnee bedeckt ist, sind das frühzeitige und starke Einschneien zu Beginn des Winters (was ein Auskühlen des Untergrunds verhindert, siehe [Factsheet Permafrost 1.3](#)) sowie die Dauer der Schneebedeckung im Frühsommer (späte Schneeschmelze bietet Schutz vor Sonneneinstrahlung und Hitze) Schlüsselfaktoren für die Entwicklung des Permafrosts.

Im Gegensatz zu (steilen) Felswänden (siehe [Factsheet Permafrost 3.3](#)) kann der **Eisgehalt** im Gelände bestehend aus Lockermaterialansammlungen (Blöcke, Kies, Sand usw.) **besonders hoch** sein. Wenn das Gefälle es zulässt, kommt es zu einer langsamen und kontinuierlichen Verformung des Gemischs aus Eis und Lockermaterial, was zu hangparallelem und talwärts gerichtetem Kriechen führt. **Blockgletscher** sind die sichtbarsten Formen des Permafrostkriechens. Ihre Entstehung erfordert eine ausreichende Zufuhr von Schutt, der meist entweder aus Sturzprozessen aus einer Felswand oder einem Felshang (*talus-connected rock glacier*), aus Moränen oder dem Gletschervorfeld (*glacier forefield-connected rock glacier*) ([Abb. 1](#)) oder seltener aus der in-situ-Verwitterung des anstehenden Gesteins stammt.

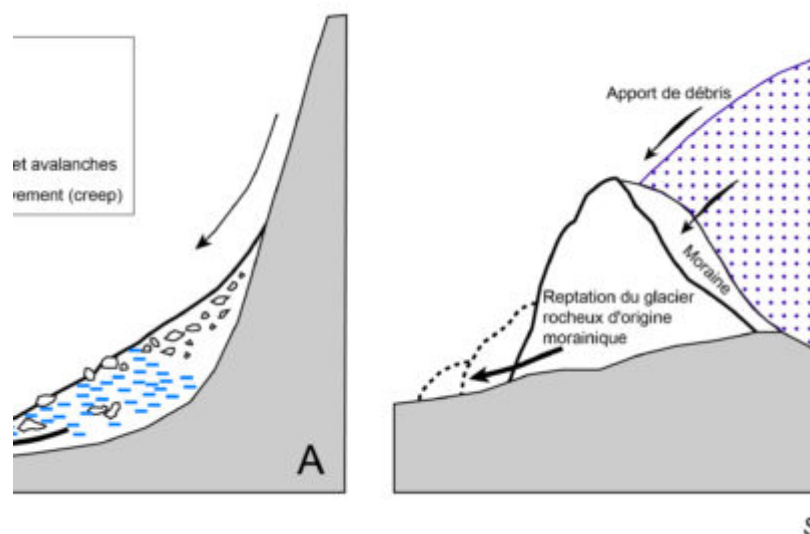
Ein Blockgletscher sieht aus wie ein „*Blockstrom*“, der sich langsam talwärts bewegt (siehe [Factsheet Permafrost 4.2](#)) und dabei die Form einer Zunge ([Abb. 2](#)) oder eines Lappens annimmt. Im Allgemeinen zeichnet er sich aus durch:

- ein chaotisches Erscheinungsbild, manchmal mit Stauchwülsten und Furchen an der Oberfläche, deren Entstehung auf unterschiedliche Bewegungen, einem kompressiven Fließen oder zeitlichen Schwankungen in der Zufuhr von Gesteinsschutt zurückzuführen sein kann ([Abb. 3](#));
- eine steile und instabile Front ([Abb. 4](#));
- eine Sortierung des Materials, wobei die groben Bestandteile an der Oberfläche bleiben ([Abb. 4](#));
- das Vorhandensein von Poreneis (durch Wiedergefrieren des Schmelzwassers) oder seltener von massivem, schuttbedecktem Eis;
- eine langsame Bewegung durch Kriechen (*creep*) von einigen Zentimetern bis zu mehreren Metern pro Jahr (siehe [Factsheet Permafrost 4.2](#)).

Einige Blockgletscher sind polymorph, d. h. sie bestehen aus mehreren übereinanderliegenden Lappen mit unterschiedlicher Kriechaktivität (Abb. 5). Diese Polymorphie spiegelt die Entstehungsgeschichte des Blockgletschers während des Holozäns wider (siehe Factsheet Permafrost 4.4).

Es entwickeln sich auch andere Formen des Kriechens im Lockermaterial des periglazialen Bereichs (Abb. 6). Einige davon sind vom Typ «Permafrostkriechen», wie der **embryonale Blockgletscher** (*protalus rampart*). Er stellt eine initiale Form eines Blockgletschers am Hangfuß dar (Abb. 7). In höheren Lagen scheinen auch einige Felsrutschungen teilweise durch einen ähnlichen Prozess gesteuert zu werden. Solifluktionswülste (Gelifluktionswülste) hingegen sind die Folge des Kriechens von nicht gefrorenem Oberflächenmaterial (siehe Factsheet Permafrost 2.5).

Ein Blockgletscher darf nicht mit einem stark schuttbedeckten Gletscher (siehe Factsheet Gletscher 1.3) verwechselt werden. Auch wenn deren Erscheinung in der Landschaft in Form einer «Steinzunge» sehr ähnlich ist, ist ihre Zusammensetzung sehr unterschiedlich (Abb. 8 & 9). Ein Blockgletscher besteht hauptsächlich aus gefrorenem Gesteinsschutt. Im Gegensatz dazu besteht ein stark schuttbedeckter Gletscher hauptsächlich aus massivem Eis, bedeckt von einer oberflächlichen Moräne. Die Unterscheidung dieser beiden Formen ist jedoch nicht immer einfach. Es gibt auch Blockgletscher, die einen mehr oder weniger großen Anteil an massivem Gletschereis enthalten.



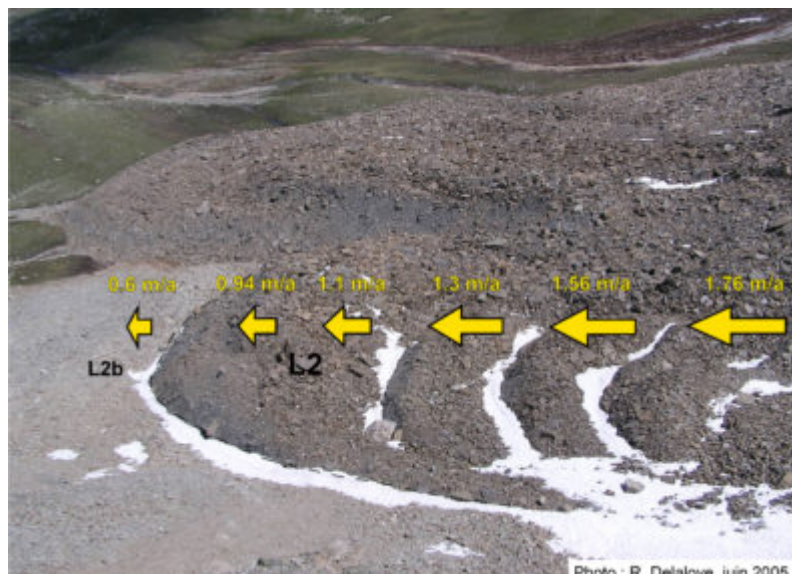
**Fig. 1 – Modèle de développement de glaciers rocheux de talus d'éboulis (à gauche) et de système morainique (à droite) dans un environnement périglaciaire de montagne (adapté de Barsch, 1996).**

Abb.1: Modell der Entwicklung von Blockgletschern aus Schutt-/Geröllhalden (links) und aus Moränen (rechts) in einer periglazialen Gebirgsumgebung (angepasst nach 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.**

Abb. 2: Der Gemmi -Blockgletscher (Wallis), ein klassisches Beispiel für einen Blockgletscher mit Bildung einer Steinzunge unterhalb einer Felswand. Siehe 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).**

Abb.3: Frontbereich des aktiven Becs-de-Bosson -Blockgletschers (Vallon de Réchy, VS). Aufgrund der geringeren Kriechgeschwindigkeiten an der Front des Blockgletschers im Vergleich zu bergwärts gelegenen Bereichen (kompressives Fliessen) haben sich auf

dem Sekundärlappen L2 quer verlaufende Stauchwülste gebildet (die angegebenen Geschwindigkeitswerte entsprechen der mittleren jährlichen Kriechgeschwindigkeit im Zeitraum 2009-2019, Daten: UNIFR).



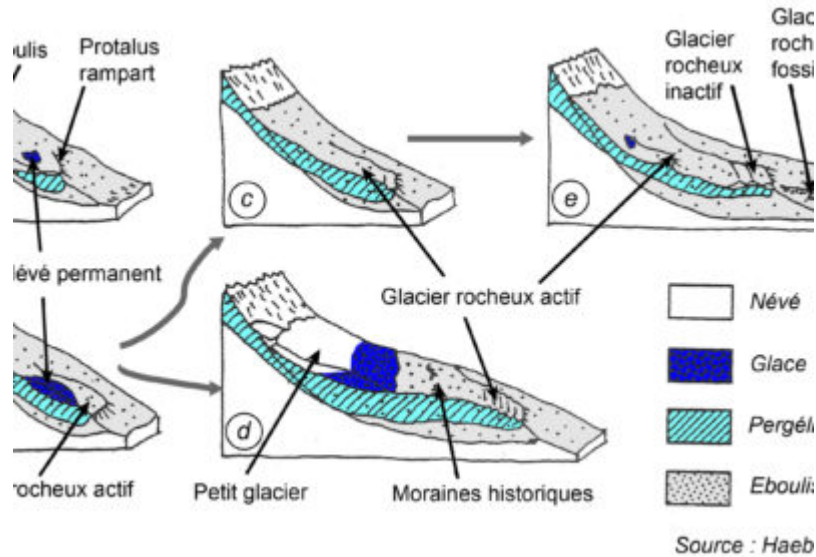
**Fig. 4 – Tri des matériaux et front raide du glacier rocheux actif du Laurichard (Massif du Combeynot, France).**

Abb.4: Materialsortierung und steile Front des aktiven LaurichardBlockgletschers (Combeynot-Massiv, Frankreich).



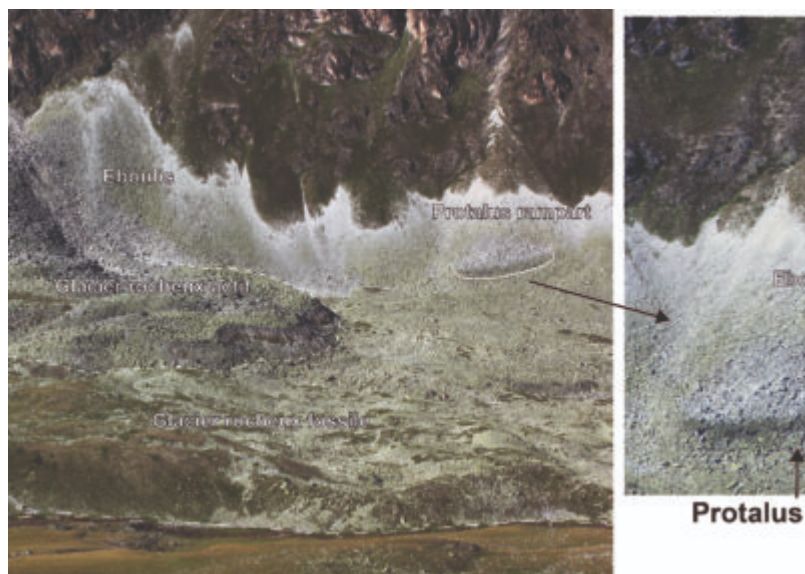
**Fig. 5 – Le glacier rocheux polymorphe du Steintälli dans le Mattertal se caractérise par une succession de lobes se superposant d’amont vers l’aval.**

Abb.5: Der polymorphe Steintälli Blockgletscher im Mattertal zeichnet sich durch eine Abfolge von Lappen aus, die sich von oben nach unten überlagernden.



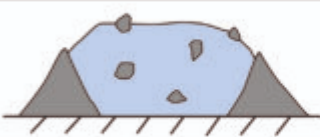
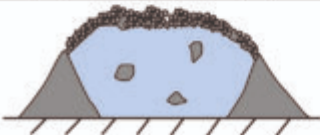
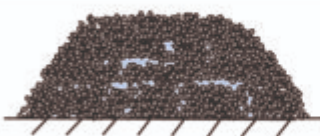
**Fig. 6 – Modèle morphologique du développement d'un glacier rocheux, d'après Haeblerli (1985). Le développement primaire (a) montre une forme en replat au pied d'un éboulis gelé (souvent appelé protalus rampart) portant quelques fois des cônes d'avalanches permanents. Suivant les conditions locales, 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).**

Abb.6: Morphologisches Modell der Entwicklung eines Blockgletschers nach Haeblerli (1985). Die primäre Entwicklung (a) zeigt eine flache Form am Fuss einer gefrorenen Schutt-/Geröllhalde (wird oft als embryonaler Blockgletscher bezeichnet), an deren Oberfläche manchmal permanente Lawinenablagerungen zu finden sind. Je nach den örtlichen Gegebenheiten können grosse Blockgletscher (c) oder eine Abfolge von Blockgletschern (e) entstehen. In einigen Fällen können kleine, teilweise kalte Gletscher auf dem gefrorenen, kriechenden Blockgletscher (d) vorkommen (Quelle: Haeblerli 1985).



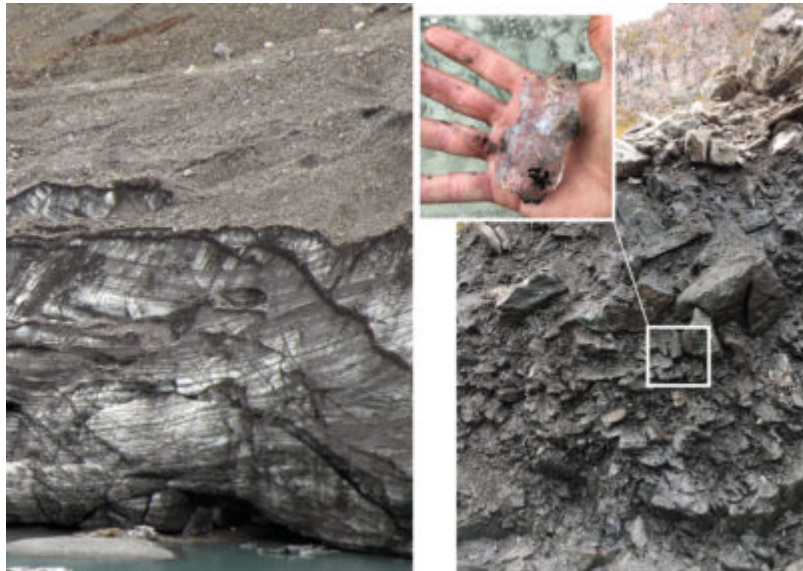
**Fig. 7 – La combe de la Tsa du Toûno (Val d’Anniviers) abrite de nombreuses formes de fluage de matériaux meubles soumis à des conditions de pergélisol. L’imposant glacier rocheux fossile végétalisé est ici recouvert par un glacier rocheux actif, et un protalus rampart est visible dans la partie aval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

Abb.7: In der Tsa du Toûno-Talmulde (Val d’Anniviers) finden sich zahlreiche Formen des Kriechens von Lockermaterial unter Permafrostbedingungen. Der imposante, vegetationsbedeckte fossile Blockgletscher wird hier von einem aktiven Blockgletscher überlagert. Unterhalb der Pointes de Nava ist im unteren Teil eines Schuttkegels ein embryonaler Blockgletscher zu sehen.

	Coupe transversale	Contenu en glace	Orig
		très importante (> 95%)	sé (c d
vert r)		très importante (> 90%)	
ieux		moyenne (~ 40 à 60%)	c

**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).**

Abb.8: Schematisierte Abbildung des Ursprungs und des Gehalts an Eis und Gesteinsschutt eines Gletschers, eines stark schuttbedeckten Gletschers und eines Blockgletschers (Permafrost) (Quelle: NRG).



**Fig. 9 – Les glaciers 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 toute l'épaisseur du glacier rocheux du Lac des Vaux (Verbier, Valais).**

Abb.9: Blockgletscher und stark schuttbedeckte Gletscher sind unterschiedliche Formen. Links: Eine durchgängige oberflächliche Moränenschicht bedeckt das sichtbare, massive Gletschereis des stark schuttbedeckten Im Griess Gletschers (Klausenpass, Glaris). Rechts: Gefrorene Sedimente nehmen die gesamte Dicke des Lac des Vaux (Verbier, Wallis).

## 4.2. Blockgletscherdynamik

---

 [geomorphologie-montagne.ch/de/4-2-blockgletscherdynamik/](http://geomorphologie-montagne.ch/de/4-2-blockgletscherdynamik/)

Die Blockgletscherdynamik ist komplex, da sie von vielen topografischen, glaziologischen, thermischen und hydrologischen Faktoren gesteuert wird.

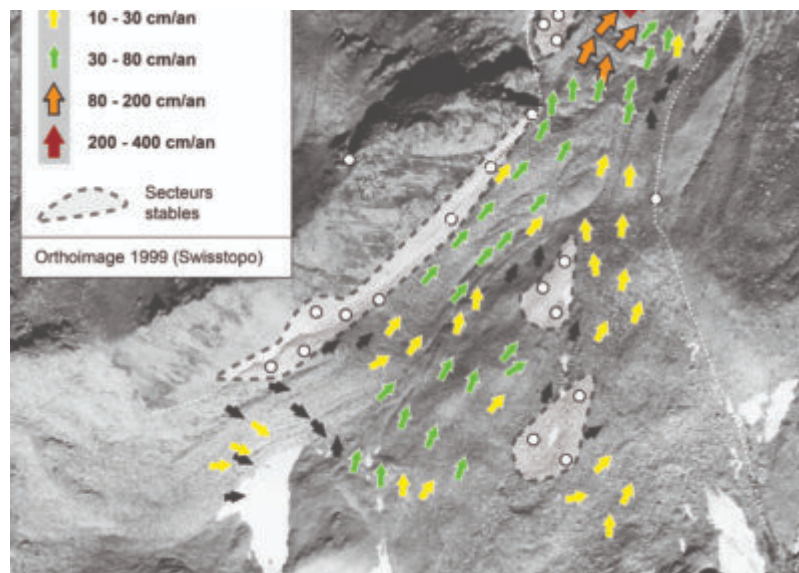
Ein aktiver Blockgletscher ist ein lockerer Sedimentkörper, der durch das darin enthaltene Eis-Fels-Gemisch einer kontinuierlichen Deformation unterliegt. Dieser Prozess des **Blockgletscherkriechens** (oder «Permafrostkriechens») äussert sich in einem **kohäsiven Fliessen** von der Wurzel bis zur Front des Blockgletschers (Abb. 1). Allerdings sind die Bewegungen sowohl an der Oberfläche als auch im Inneren des Blockgletschers nicht gleichmässig verteilt. So findet in einem Blockgletscher der Grossteil der Deformation in einer wenige Meter dicken Schicht – dem sogenannten **Scherhorizont** – in einer Tiefe von etwa 20 Metern statt. Die Tiefe des Scherhorizonts kann jedoch von Blockgletscher zu Blockgletscher variieren (Abb. 2 & 3). Dieser Horizont befindet sich **im Inneren des Blockgletschers** und nicht an seiner Basis in Kontakt mit dem felsigen Untergrund.

Viele Parameter beeinflussen die Dynamik eines Blockgletschers:

- *Neigung*: Aufgrund der Schwerkraft ist die Deformationsgeschwindigkeit des Blockgletschers bei starker Neigung des Geländes hoch und der Scherhorizont liegt in geringerer Tiefe. Das Gegenteil ist der Fall, wenn die Neigung gering ist (geringe Geschwindigkeit und tiefer Scherhorizont).
- *Eismenge*: Eis verleiht einem Material, das in ungefrorenem Zustand keinen Zusammenhalt hätte, eine gewisse Konsistenz und Viskosität. Für die Bewegung des Lockermaterials ist eine Eisübersättigung erforderlich (siehe Factsheet Permafrost 1.8). Es besteht jedoch kein direkter Zusammenhang zwischen dem Eisgehalt und der Bewegungsgeschwindigkeit des Blockgletschers.
- *Thermischer Einfluss*: Wenn die Temperatur steigt und sich dem Schmelzpunkt nähert, verformt sich das Eis leichter und der Gehalt an flüssigem Wasser im gefrorenen Körper des Blockgletschers nimmt zu. Das Gegenteil geschieht, wenn die Temperatur sinkt. **Schwankungen in der Geschwindigkeit von Blockgletschern sind somit zu einem grossen Teil eine Folge der Temperaturänderungen des Permafrosts** (siehe Factsheet Permafrost 4.5). Bei gleichem Gefälle bewegen sich Blockgletscher mit einer Temperatur um 0 °C schneller als kalte Blockgletscher (siehe Factsheet Permafrost 1.2). Wenn die Permafrosttemperatur unter etwa -3 bis -5 °C liegt, findet der Kriechprozess nicht statt.



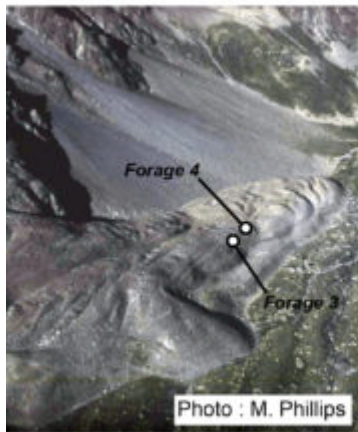
- **Vorhandensein von nicht gefrorenem Wasser: Aufgrund des Drucks gibt es im gefrorenen Körper eines Blockgletschers immer einen gewissen Anteil an flüssigem Wasser.** Dieser Anteil steigt schnell an, wenn sich die Temperatur  $0^{\circ}\text{C}$  nähert, was eine Beschleunigung der Bewegungen nach sich zieht. Flüssiges Wasser wirkt sich auf verschiedene Weise auf die Bewegung eines Blockgletschers aus: hydrostatischer Druck, Abnahme der inneren Kohäsionskräfte, Schmierung von Scherflächen, Rolle bei der Erhaltung und Menge des Eises im Permafrost usw. Das Fließen von flüssigem Wasser im Blockgletscher kann innerhalb der Auftauschicht (*Suprapermafrost-Fliessen*), im Permafrostkörper (*Intrapermafrost-Fliessen*) oder an der Basis des gefrorenen Körpers (*Subpermafrost-Fliessen*) stattfinden (Abb. 4 & 5). Abhängig von der Topographie ist auch die Existenz eines Grundwasserleiters unterhalb des Blockgletschers möglich, wie am Mürtel-Corvatsch im Engadin (GR) gezeigt wurde. Das Über die Hydrologie von Blockgletschern und deren Einfluss auf dessen Dynamik ist jedoch noch wenig bekannt.



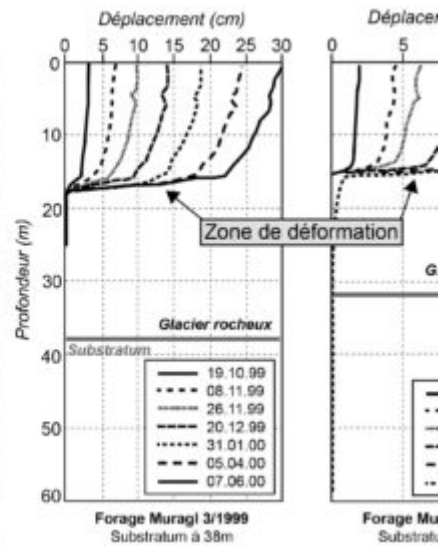
**Fig. 1 – Vitesses de déplacement de blocs situés à la surface du glacier rocheux du Petit Vélán entre le 8 août 2005 et le 31 juillet 2007 (adapté de Delaloye & Morard, 2010).**

Abb.1: Bewegungsgeschwindigkeiten von Blöcken an der Oberfläche des Petit Vélán Blockgletschers zwischen dem 8. August 2005 und dem 31. Juli 2007 (angepasst nach Delaloye & Morard, 2010).

Glacier rocheux actif du Muragl  
(Haute-Engadine, GR)



Données : Arenson et al. 2002.



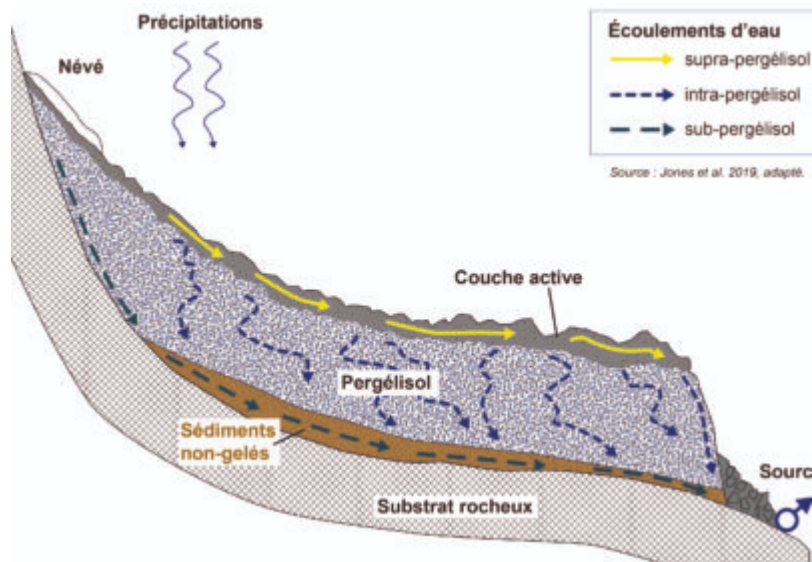
**Fig. 2 – Déformation horizontale, mesurée en forage, du glacier rocheux du Muragl (Engadine, GR) (adapté de Arenson et al., 2002).**

Abb.2: Horizontale Deformation gemessen in Bohrlöchern des Muragl Blockgletschers (Engadin, GR) (angepasst nach 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).**

Abb.3: Webcam-Bild der Front des aktiven Tsarminé Blockgletschers vom 14. Mai 2020. Die Scherzone (gelber Pfeil) wird durch das Vorrücken der gefrorenen Sedimente des Blockgletschers sichtbar, die einen kleinen «Überhang» am Hangabbruch bilden (Quelle: UNIL/UNIFR; Live-Webcam-Bild).



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

Abb.4: Vereinfachtes Modell der Hydrologie eines Blockgletschers (angepasst nach Jones et al. 2019).



**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).**

Abb.5: Quelle an der Front des Dirru Blockgletschers (Mattertal), die wahrscheinlich ein Intrapermafrost-Fliessen widerspiegelt. Die Abflussmenge ist hier während der Schneeschmelze oder bei längeren Niederschlagsperioden besonders hoch (Foto: S. Morard, 19. Juni 2012).

## 4.3. Einteilung der Blockgletscher nach ihrer Aktivität

 [geomorphologie-montagne.ch/de/4-3-einteilung-der-blockgletscher-nach-ihrer-aktivitaet/](http://geomorphologie-montagne.ch/de/4-3-einteilung-der-blockgletscher-nach-ihrer-aktivitaet/)

Je nach Bewegungsgeschwindigkeit und Eisgehalt werden Blockgletscher in drei Kategorien unterteilt: aktiv, Übergangsformen (inaktiv) und fossil.

- **Aktive Blockgletscher** zeichnen sich durch eine zusammenhängende Bewegung ihrer gesamten Oberfläche aus. Sie sind grundsätzlich mit Eis übersättigt und zeigen morphologische Merkmale der Bewegung wie eine steile Front. Die beobachteten Geschwindigkeiten an der Oberfläche liegen **im Durchschnitt bei 0,1 bis mehreren Metern pro Jahr** (Abb. 1 bis 3) (siehe Factsheets Permafrost 4.5 und 4.6). Einige aktive Blockgletscher können über mehrere Jahre hinweg eine sehr starke Beschleunigung ihrer Bewegungsgeschwindigkeiten erfahren, die als Destabilisierungsphase bezeichnet wird (siehe Factsheet Permafrost 4.6).
- **Übergangsformen von Blockgletschern (inaktive Blockgletscher)** zeichnen sich durch geringe Bewegungen (weniger als 10 cm pro Jahr) und eine Deformation aus, die nur einen Teil ihrer Oberfläche betreffen kann (Abb. 4 & 5). Es handelt sich dabei entweder um kalte Blockgletscher (selten in den Alpen) oder um Blockgletscher, die sich im Zuge einer Erwärmung in einem Degradationsprozess befinden.
- **Fossile oder reliktsche Blockgletscher** sind grundsätzlich komplett frei von Permafrost. Die Oberflächenmorphologie weist aufgrund des geschmolzenen Eises Absenkungen auf und ist häufig von Thermokarstsenken geprägt. Die Fronten fossiler Blockgletscher sind oft weniger steil als die aktiver Blockgletscher und ihre Oberfläche ist in der Regel vollständig mit Vegetation (Grasland, Wald) bedeckt (Abb. 6 & 7).

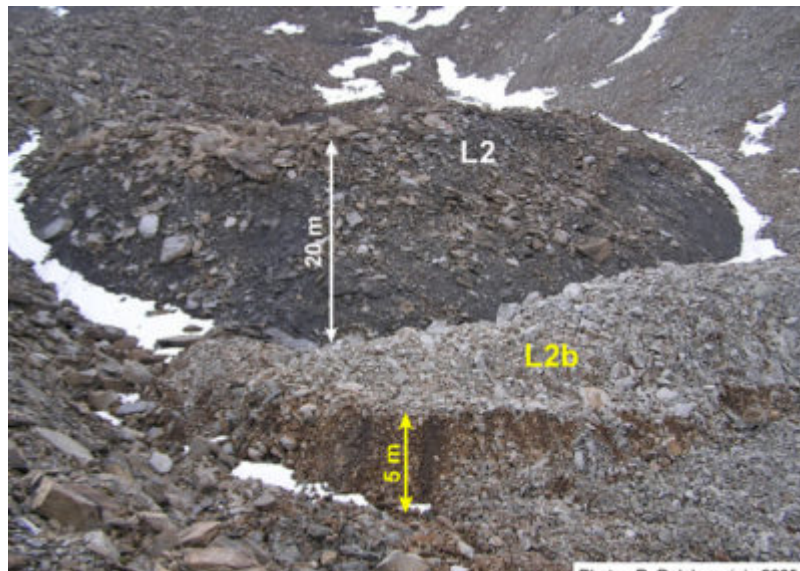
Diese Klassifikation stellt den aktuellen Wissensstand über Blockgletscher auf der Grundlage ihrer Kinematik dar. Sie unterscheidet sich von der in den 1950er Jahren etablierten «klassischen» konzeptionellen Klassifizierung, bei der die Aktivität von Blockgletschern nach dem vermuteten Fließverhalten und, in Verbindung damit, nach dem Vorkommen von Eis unterschieden wurde. Hauptsächlich basierend auf der visuellen Beobachtung geomorphologischer Indikatoren (z. B. Neigungswinkel der Front) und der Vegetation, die sich aufgrund lithologischer und klimatischer Bedingungen lokal und regional unterscheiden, wurden Blockgletscher zumeist in die folgenden Kategorien unterschiedlicher Aktivität eingeteilt: aktive, inaktive und fossile Blockgletscher (Abb. 8).



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

---

Abb.1: Aktiver Blockgletscher: 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).**

---

Abb.2: Deformation von gefrorenen Sedimenten (Wulst L2b, «Stauchmoräne») unterhalb der Front L2 als Folge des Vorstosses des aktiven Becs-de-Bosson Blockgletschers (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.**

---

Abb.3: Wie ein «Bulldozer» hat der vorstossende GemmiBlockgletscher (VS) den ungefrorenen Boden des alpinen Graslandes unterhalb seiner Front (links vom Geographen im Bild) überdeckt und verformt. Eine Zeitraffer-Animation ist auf der Website der UNIFR-Forschungsgruppe für alpine Geomorphologie abrufbar



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

---

Abb.4: Übergangsform eines Blockgletschers (früher als inaktiv eingestuft) bei Les Savoires, Alpage de Mille (Val de Bagnes, VS).



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

---

Abb.5: Übergangsform eines Blockgletschers (früher als inaktiv eingestuft) auf der 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).**

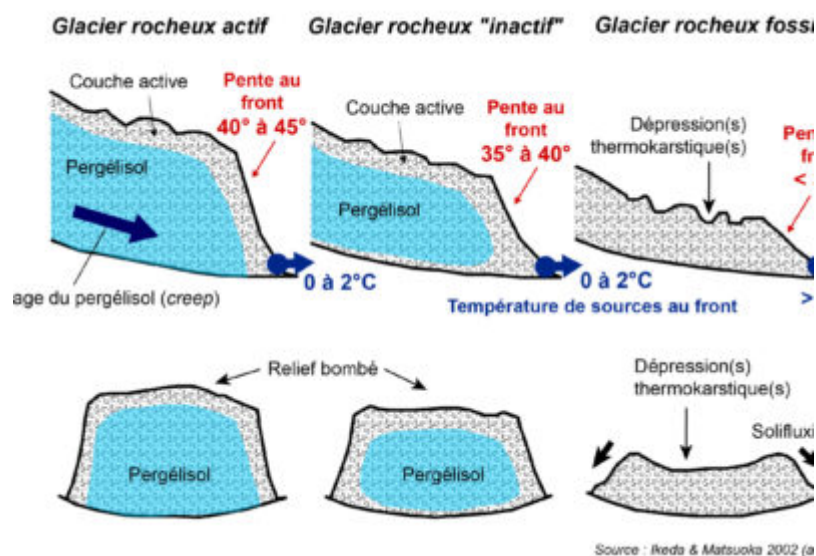
---

Abb.6: Fossiler Blockgletscher (vollständig bewachsen) auf der Alpage de l'A Vieille am Nordwesthang des 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).**

Abb.7: Fossiler Blockgletscher (vollständig bewachsen und aufgrund des kalkhaltigen Gesteins mit kleinen Dolinen durchsetzt) auf dem Horlini (Bachtal, Wallis).



**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).**

Abb.8: Schematische Profile von aktiven, inaktiven und fossilen Blockgletschern sowie morphologische Merkmale zur Abschätzung der Aktivität von Blockgletschern (angepasst nach Ikeda & Matsuoka 2002 und Scapozza 2013).



## 4.4. Datierung und Alter von Blockgletschern

---

 [geomorphologie-montagne.ch/de/4-4-datierung-und-alter-von-blockgletschern/](http://geomorphologie-montagne.ch/de/4-4-datierung-und-alter-von-blockgletschern/)

In den Alpen haben sich die heute fossilen Blockgletscher während des Spätglazials (vor 15.000 bis 11.500 Jahren) gebildet, während die heute aktiven Blockgletscher während des gesamten Holozäns entstanden sind.

Seit der letzten Eiszeit sind in den Alpen und Voralpen Tausende von Blockgletschern entstanden (siehe [Factsheet Gletscher 4.4](#)). Blockgletscher stellen eine **Annäherung an die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts** unter den Bedingungen dar, die ihre Entstehung ermöglicht haben. Sie können für die Erstellung oder Validierung eines indikativen Modells der Permafrostverbreitung (siehe [Factsheet Permafrost 1.7](#)) verwendet werden, wobei Permafrostvorkommen unterhalb der Front aktiver Blockgletscher in der Regel unwahrscheinlich ist.

Seit den 1990er Jahren werden Blockgletscher datiert, indem insbesondere der oberflächliche Verwitterungsgrad von Blöcken ([Abb. 1](#)) resp. der Zerfall kosmogener Isotope in deren mineralischen Bestandteilen analysiert wird. Falls die Entwicklung von Blockgletschern innerhalb von spätglazialen Moränensystemen stattfand (siehe [Factsheet Gletscher 4.4](#)), ist es auch möglich, eine relative Chronologie der Entstehung zu bestimmen. Dieser Ansatz ermöglicht es auch, die "Schneegrenz-Depression" resp. die Änderung der Höhenlage der Gletscher-Gleichgewichtslinie (GWL) in Bezug auf die Kleine Eiszeit und die Höhenlage der Untergrenze des Permafrosts in Bezug auf die durchschnittlichen Bedingungen des Holozäns zu bestimmen ([Abb. 2](#)).

Die Entstehungsgeschichte der Blockgletscher in den Alpen lässt sich wie folgt zusammenfassen:

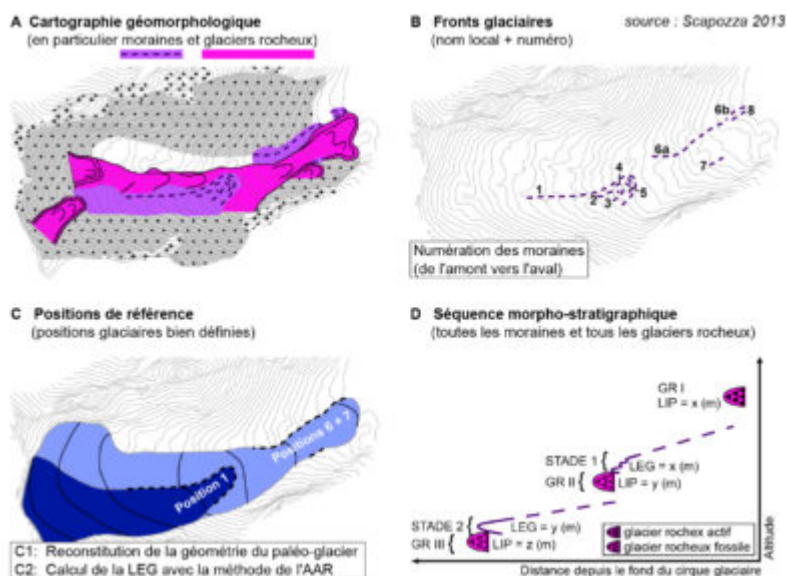
- **Fossile Blockgletscher befinden sich im Allgemeinen in durchwegs niedrigeren Höhenlagen als aktive Blockgletscher.** Je nach Region und Exposition liegen die Fronten fossiler Blockgletscher zwischen 130 und 900 m tiefer ([Abb. 3](#)).
- **Die jüngste Generation fossiler Blockgletscher stammt aus dem Ende des Spätglazials und dem Beginn des Holozäns**, etwa zwischen 12'000 und 9'000 Jahren BP. In der Schweiz ist diese Generation von Blockgletschern nur in den Alpen zu finden. In tieferen Lagen, insbesondere in den Voralpen aufgrund des früheren Rückzugs der Gletscher, gibt es eine oder mehrere Generationen fossiler Blockgletscher aus dem früheren Spätglazial (ca. 16'000 bis 12'000 BP) ([Abb. 4](#)).
- **Aktive Blockgletscher und Übergangsformen von Blockgletschern (inaktive Blockgletscher) entwickelten sich während des Holozäns** (siehe [Factsheet Gletscher 4.5](#)) ([Abb. 5](#)) und je nach Blockgletscher und Klimaschwankungen unterschiedlich schnell.

- Die detaillierte Analyse von Scapoza (2013) von rund 20 Blockgletscher im Val de Nendaz, Val de Bagnes und Val d’Arolla im Wallis, sowie im Massiv der Cima di Gana Bianca im Val Blenio (Tessin) zeigt, dass die **bevorzugten Perioden für die Schuttzufuhr eines Blockgletschers mit Zeiten der Erwärmung zusammenfallen**, wobei die Permafrostdegradation Steinschlag und Felsstürze von höher gelegenen Felswänden begünstigt (siehe Factsheet Permafrost 3.3) (Abb. 6).
- Wenn in den Alpen aktive und fossile Blockgletscher am selben Hang vorkommen, sind letztere in der Regel größer. Diese Beobachtung zeigt, dass die Schuttzufuhr aus steilen Felswänden (Instabilität der Felswände) am Ende des Spätglazials und wahrscheinlich auch zu Beginn des Holozäns als Reaktion auf den Gletscherrückzug und die Permafrostdegradation besonders hoch war (Abb. 6).



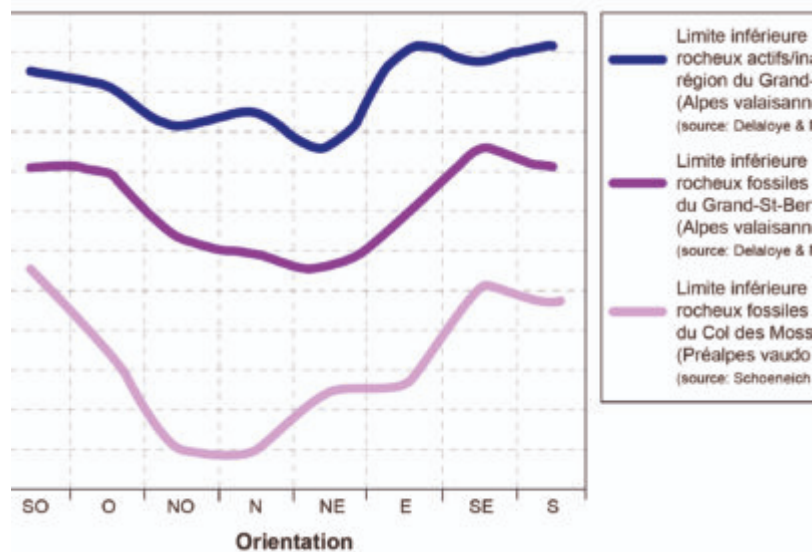
**Fig. 1 – Le marteau de Schmidt, un outil pour mesurer les degrés d’altération de blocs de surface.**

Abb.1: Schmidthammer, ein Werkzeug zur Bestimmung des oberflächlichen Verwitterungsgrades von Blöcken.



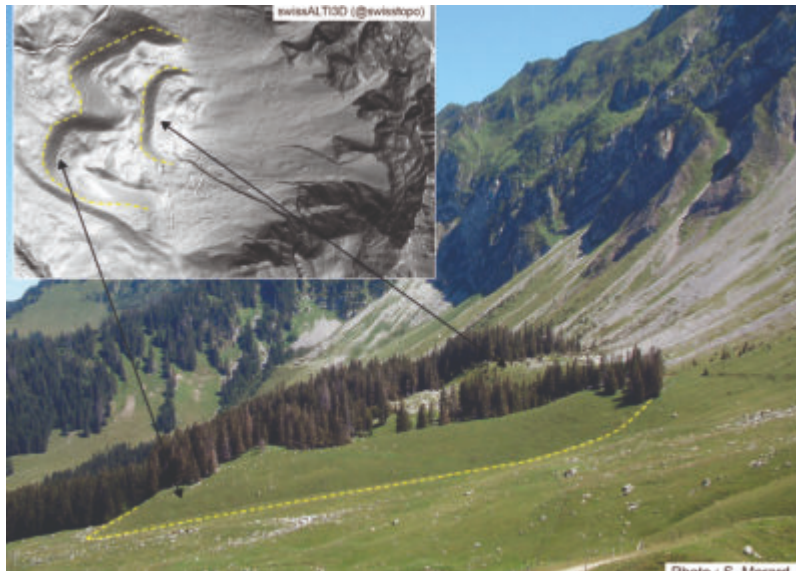
**Fig. 2 – Etapes successives pour réaliser une datation relative des glaciers rocheux fossiles, basée sur la comparaison de la position des glaciers (selon l’emplacement des moraines) et des glaciers rocheux. La séquence morpho-stratigraphique permet d’estimer la dépression de la ligne d’équilibre des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

Abb.2: Aufeinanderfolgende Schritte zur relativen Datierung von fossilen Blockgletschern, die auf dem Vergleich der Position der Gletscher (entsprechend der Lage der Moränen) und der Blockgletscher beruht. Anhand der morphostratigraphischen Sequenz kann die Absenkung (resp. relative Höhenlage) der Gletscher-Gleichgewichtslinie (GWL) und der Untergrenze des Permafrosts abgeschätzt werden (angepasst nach Scapozza 2013).



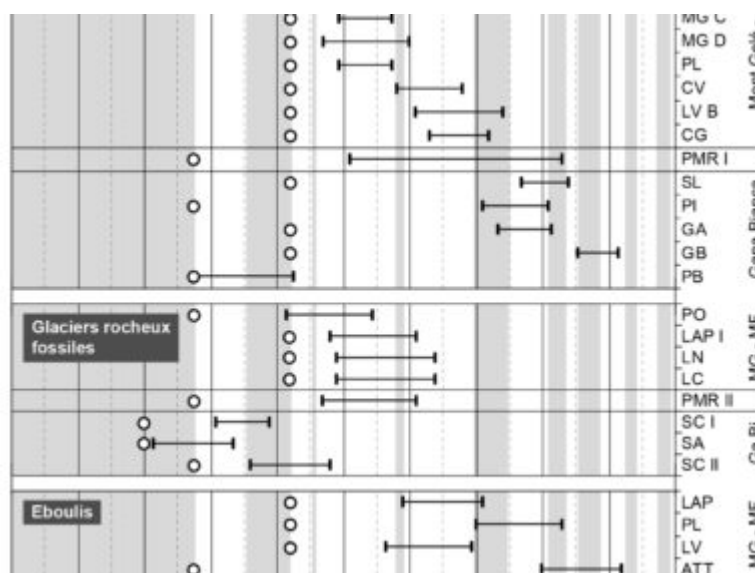
**Fig. 3 – Altitude des fronts de glaciers rocheux actifs et fossiles selon l’orientation d’après des inventaires réalisés dans le Val d’Entremont (Delaloye & Morand 1997) et les Préalpes vaudoises (Schoeneich 1998).**

Abb.3: Höhenlage der Fronten von aktiven und fossilen Blockgletschern nach Exposition. Aus Inventaren für das Val d’Entremont (Delaloye & Morand 1997) und die Waadtländer Voralpen (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.**

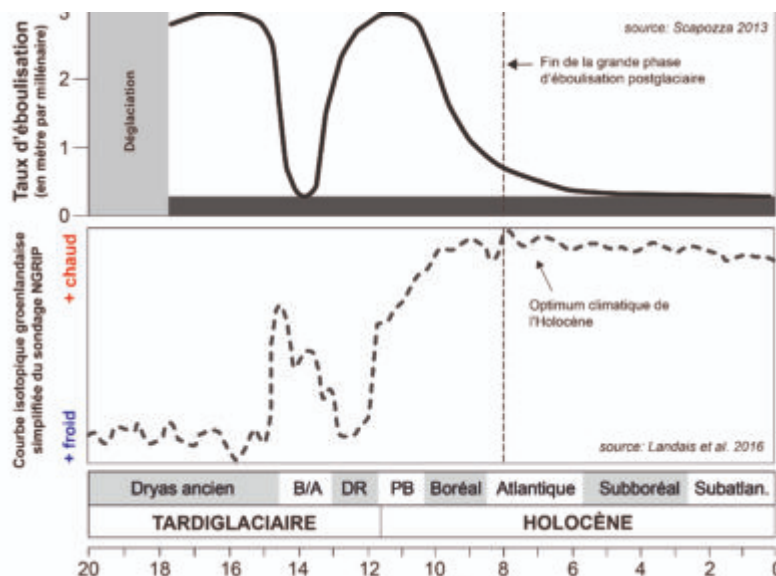
Abb.4: Die fossilen Blockgletscher auf der Geissalp am Fuss der Kaiseregg (Freiburger Voralpen), sind wahrscheinlich im Spätglazial entstanden. Da sie größtenteils von Wald bedeckt sind, sind solche fossilen Formen in der Landschaft nicht immer leicht zu erkennen. Die Verwendung eines digitalen Geländemodells (wie hier das swissALTI3D von swisstopo) ist in solchen Fällen für Geomorpholog:innen sehr hilfreich.



**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 : Scapoza 2013).

Abb.5: Zusammenstellung aller Datierungen, die in der Region Mont Gelé – Mont Fort (MG – MF), in der Region Les Fontanesses (PMR) und im Massiv der Cima di Gana Bianca (Ga Bi) durchgeführt wurden. Die relativ kalten Perioden sind hellgrau gekennzeichnet. Die weißen Kreise zeigen das maximale Alter jeder untersuchten Form an. Sie entsprechen dem letzten Gletscherstadium, während dem die jeweilige Form entstanden ist. Der schwarze Balken zeigt das Mindestalter jeder Form unter Berücksichtigung des Fehlerbereichs der vorgenommenen Datierungen an. Holozäne Schwankungen: Pi = Piora; Lö = Lössen; Gö = Göschenen; PAG = Kleine Eiszeit. Chronozonen: B/A = Bølling/Allerød; DR = Jüngere Dryas; PB = Präboreal (Quelle: Scapoza 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 : Scapoza 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

Abb.6: Oben: Schematisches Modell der Entwicklung der Schutzzufuhr aus steilen Felswänden der alpinen Periglazialzone während des Spätglazials und des Holozäns durch Kombination der Wirkungsmodelle der paraglazialen (verstärkte geomorphologische Aktivität in Gebieten, die frisch eisfrei wurden), periglazialen (Schutzzufuhr aufgrund von Frostsprengung, intensiver in kalten Perioden) und para-periglazialen (Schutzzufuhr aufgrund von Permafrostdegradation in steilen Felswänden, intensiver in Zeiten rascher Erwärmung) Schutzzufuhr. Das dunkelgraue Band stellt die durchschnittliche Schutzzufuhr einer Schutt-/Geröllhalde in der alpinen Periglazialzone während der zweiten Hälfte des Holozäns dar (Quelle: Scapozza 2013). Unten: Vereinfachte grönländische Isotopenkurve der NGRIP-Bohrung, die Temperaturschwankungen (wärmere oder kältere Perioden) zeigt (angepasst nach Landais et al. 2016, angepasst).

## 4.5. Zeitliche Schwankungen in der Bewegung von Blockgletschern

 [geomorphologie-montagne.ch/de/4-5-zeitliche-schwankungen-in-der-bewegung-von-blockgletschern/](http://geomorphologie-montagne.ch/de/4-5-zeitliche-schwankungen-in-der-bewegung-von-blockgletschern/)

Seit den 1990er Jahren ist in den Alpen aufgrund der Erwärmung des Permafrosts ein Trend zu einer allgemeinen Beschleunigung der aktiven Blockgletscher zu beobachten.

Bei der Untersuchung der Kinematik von Blockgletschern werden verschiedene Methoden zur Messung ihrer Bewegung eingesetzt: Wiederholte Vermessung von GPS-Punkten, Satellitenradarinterferometrie, Analyse von Orthofotos aus der Luft oder von Drohnen usw. (Abb. 1).

Die Blockgletscherbewegung weist **drei Arten von zeitlichen Veränderungen** auf, **welche sich überlagern**: (i) saisonale Schwankungen, (ii) jährliche Schwankungen und (iii) Veränderungen über ein (oder mehrere) Jahrzehnt(e). Diese Entwicklungen werden **hauptsächlich durch das thermische Regime des Permafrosts gesteuert**, obwohl viele andere Faktoren berücksichtigt werden müssen (Topografie, Eisgehalt, hydraulischer Druck, Sedimenteintrag usw.).

### 1. Mehrjähriger Trend

Seit den 1990er Jahren ist in den Alpen eine deutliche Beschleunigung der aktiven Blockgletscher zu beobachten. Beispielsweise zeigten photogrammetrische Analysen von rund 15 Blockgletschern im Turtmantal (VS) zwischen 1975-1993 und 1993-2001 insgesamt eine Verdoppelung der Oberflächengeschwindigkeiten (zwischen 16 und 350% je nach Blockgletscher) (Abb. 2). Seit 2005 hat sich der Beschleunigungstrend noch deutlich verstärkt, wie z. B. die Messungen am Blockgletscher Grosses Gufer zeigen (Abb. 3). Die allgemeine Beschleunigung der aktiven Blockgletscher in den Alpen ist eine Folge der Erwärmung des Permafrosts aufgrund des Anstiegs der Lufttemperatur seit dem Ende der 1980er Jahre: Die mechanischen Eigenschaften des Eises verändern sich und der Gehalt an unter Druck stehendem Wasser in den Poren des Blockgletschers steigt.

### 2. Jährliche Schwankungen

Die (zwischen)jährlichen Schwankungen der Geschwindigkeit eines Blockgletschers können beträchtlich sein und manchmal von einem Jahr zum nächsten mehr als 50 % betragen. Die Schwankungen der Geschwindigkeit sind relativ homogen, unabhängig von der Geometrie, der Grösse und der Aktivität eines Blockgletschers. Die **beobachteten Veränderungen werden hauptsächlich von saisonalen Witterungseinflüssen** wie der Lufttemperatur im Sommer, dem Zeitpunkt des Einschneiens im Herbst und der Dauer der Schneebedeckung im Frühsommer verursacht (Abb. 4).

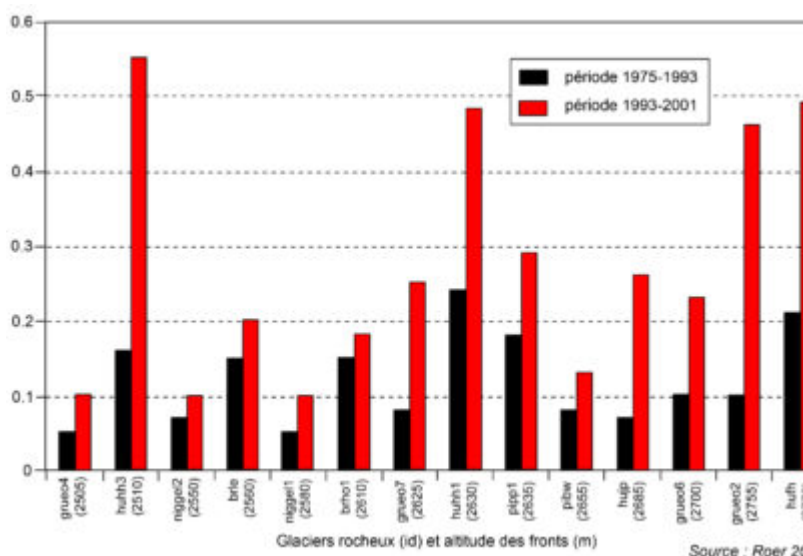
### 3. Saisonale Schwankungen

Die Bewegung eines Blockgletschers im Jahresverlauf ist im Allgemeinen durch eine **starke Beschleunigung während der Schneeschmelze, eine maximale Geschwindigkeit im Herbst und eine Verlangsamung im Winter** gekennzeichnet. Die Amplitude der saisonalen Geschwindigkeitsänderungen variiert von Blockgletscher zu Blockgletscher stark (Abb. 5), und sogar zwischen verschiedenen Bereichen eines und desselben Blockgletschers: Einige weisen starke saisonale Geschwindigkeitsschwankungen auf (z. B. Min/Max-Verhältnis von 1:10 für den Graben Gufer Blockgletscher), während andere über das ganze Jahr hinweg eine relativ stabile Geschwindigkeit aufweisen (z. B. Tsavolires Blockgletscher im Vallon de Réchy) (Abb. 6). An ein und demselben Standort hingegen wiederholen sich die saisonalen Schwankungen Jahr für Jahr auf mehr oder weniger ähnliche Weise.



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

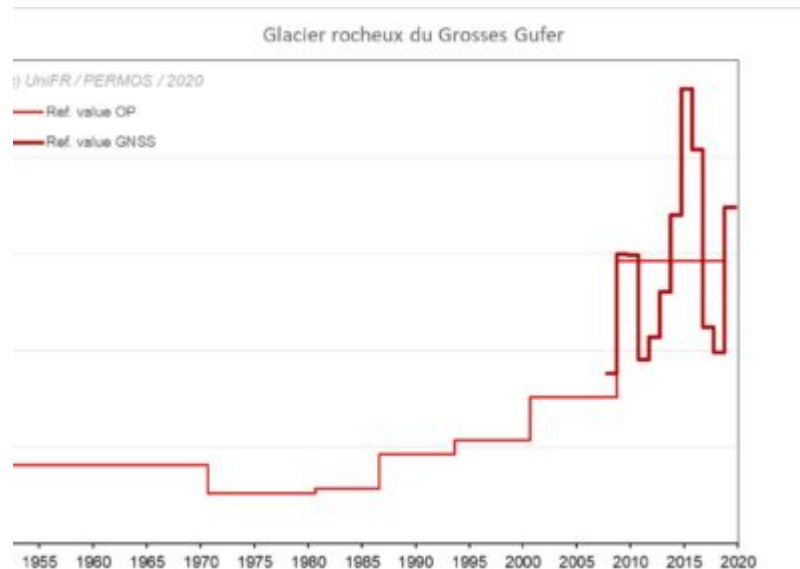
Abb.1: GPS-Bewegungsmonitoring von Blockgletschern (links: Becs-de-Bosson (Réchy, VS) ; rechts: Tsarmine (Val d’Arolla, VS).





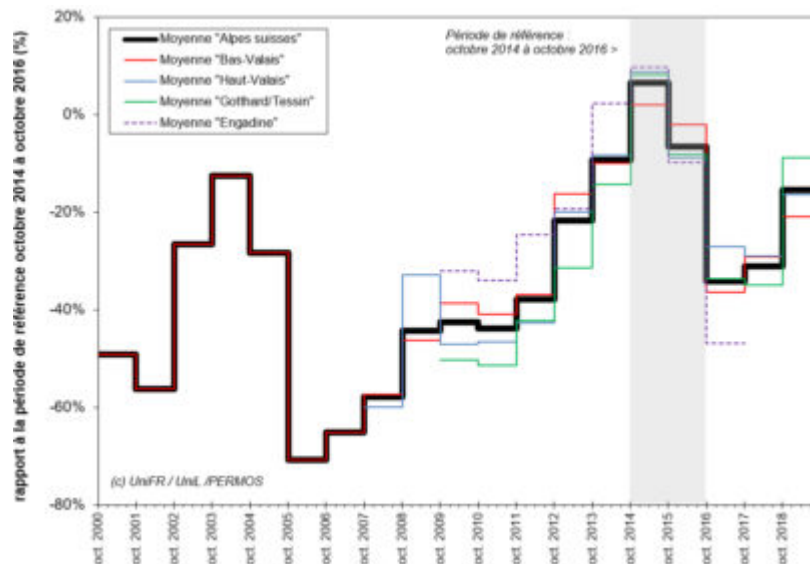
**Fig. 2 – Comparaison des vitesses de surface annuelles moyennes (mètres/année) pour différents glaciers rocheux de la vallée de Tourtemagne (VS) entre 1975-1993 et 1993-2001, classés selon l'altitude de leur front. Résultats basés sur une analyse photogrammétrique (adapté de Roer et al., 2005).**

Abb.2: Vergleich der mittleren jährlichen Oberflächengeschwindigkeiten (Meter/Jahr) für verschiedene Blockgletscher im Turtmanntal (VS) zwischen 1975-1993 und 1993-2001, geordnet nach der Höhenlage ihrer Front. Ergebnisse basierend auf einer photogrammetrischen Analyse (angepasst nach Roer et al., 2005).



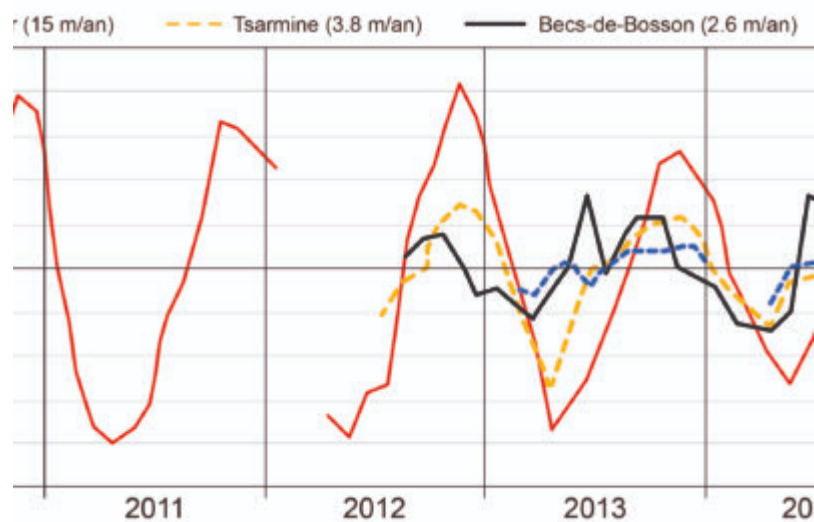
**Fig. 3 – Evolution de la vitesse horizontale du glacier rocheux du Grosses Gufer (Aletsch, Valais) de 1950 à 2020 mesurée par photogrammétrie (OP) et par GPS fixe (GNSS), moyenne d'un ensemble de points de mesures arbitrairement sélectionnés sur le glacier rocheux (Ref. value ou valeur de référence). 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).**

Abb.3: Entwicklung der horizontalen Blockgletschersgeschwindigkeit des Grosses Gufer (Aletsch, Wallis) von 1950 bis 2020, gemessen mittels Photogrammetrie (OP) und fest installiertem GPS (GNSS), gemittelt über eine Reihe von willkürlich ausgewählten Messpunkten auf dem Blockgletscher (Ref. value oder Referenzwert). Zwischen 1950 und 2000 schwankte die Geschwindigkeit dieses aktiven Blockgletschers zwischen 30 und 50 cm pro Jahr. Zwischen 2007 und 2019 betrug sie im Durchschnitt fast 150 cm pro Jahr, mehr als das Dreifache im Vergleich zu 1950 – 2000 (Quelle: 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).**

Abb.4: Relative Änderung der jährlichen horizontalen Oberflächengeschwindigkeit im Vergleich zur Referenzperiode Oktober 2004 bis Oktober 2006. Die durchschnittliche Kurve für die Schweizer Alpen basiert auf einer Stichprobe von rund 30 Blockgletschern (Quelle: 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).**

---

Abb.5: Verschiedene Arten von saisonalen Geschwindigkeitsschwankungen, gemessen auf 4 Blockgletschern in den Walliser Alpen. Die %-Werte entsprechen der Differenz der saisonalen Geschwindigkeit im Vergleich zur durchschnittlichen jährlichen Geschwindigkeit. Mehr oder weniger sinusförmige saisonale Schwankungen wiederholen sich an allen Standorten, mit deutlichen Unterschieden in den Sommermonaten: Am Graben Gufer (Mattertal) nehmen die Geschwindigkeiten im Sommer kontinuierlich zu und erreichen im Spätherbst ihr Maximum; die Geschwindigkeit des Blockgletschers von Tsarmine (Val d'Arolla) steigt den ganzen Sommer über an; schliesslich nimmt die Geschwindigkeit des Blockgletschers von Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy) während der Sommerperiode ab (Quelle: Delaloye & Staub 2016).



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

---

Abb.6: Der aktive Blockgletscher von Tsavolires (Vallon de Réchy, Valais).

## 4.6. Destabilisierung von sich schnell bewegenden Blockgletschern

Zusätzlich zur stetigen Beschleunigung der letzten Jahrzehnte (siehe [Factsheet Permafrost 4.5](#)) haben einige Blockgletscher **regelrechte Krisen in ihrer Aktivität (Instabilitätsphasen)** gezeigt. Infolge des Temperaturanstiegs im [Permafrost](#) wurden für einige Blockgletscher erhebliche Oberflächenbewegungen (manchmal mehr als 5 m pro Jahr!) und sogar Destabilisierungen der talwärts gelegenen Bereiche beobachtet. Mehrere sichtbare Anzeichen kennzeichnen einen instabilen [Blockgletscher](#): Bildung von Längs- oder Querspalten, Auftreten von feinkörnigen Sedimenten an der Oberfläche usw. (Abb. 1 & 2). Einige Beispiele von instabilen Blockgletschern werden im Folgenden vorgestellt.

- Der [Grüobtal](#) Blockgletscher im Turtmanntal (Wallis) beschleunigte sich zwischen 1975 und 1993 stetig, mit Geschwindigkeiten zwischen 2 m/Jahr (Mitte und unterer Bereich) und 5 m/Jahr (Front). Zwischen 1993 und 2001 verlor der untere Teil durch die Öffnung tiefer Spalten (12 m tief) und das Absacken des Blockgletschers jeglichen Zusammenhalt. Insgesamt rückte die Front zwischen 1975 und 2001 um 60 Meter vor, hauptsächlich zwischen 1993 und 2001 (Abb. 3 & 4).
- Ab 2006 ermöglichten Studien, die auf dem grossflächigen Einsatz von [satellitengestützter Radarinterferometrie \(InSAR\)](#) basieren (Abb. 5), auf regionaler Ebene, insbesondere im Matternal (Abb. 6), weitere Fälle der Destabilisierung von Blockgletschern nachzuweisen. Detaillierte Analysen haben in der Folge den zeitlichen Ablauf dieser Instabilitätsphasen verdeutlicht. Wie der Grüob Blockgletscher soll auch der [Grabengufer](#) Blockgletscher oberhalb von Randa (Matternal) seine instabile Phase vor den 1980er-Jahren begonnen haben, mit einem aussergewöhnlichen Höhepunkt um 2010, als die Geschwindigkeiten an der Front 30 cm pro Tag (>100 m/Jahr) erreichten. Während dieser Zeit war die [Erosion](#) an der Front des Blockgletschers selbst im Winter intensiv (Abb. 7 & 8). Ab 2012 nahmen die Geschwindigkeiten dann ab, blieben aber für einen Blockgletscher immer noch sehr hoch (durchschnittlich ca. 2 cm pro Tag bzw. 7 Meter pro Jahr).
- Die Blockgletscher [Furggwanghorn](#) (Turtmanntal), [Tsaté](#) (Moiry, Val d'Anniviers) und [Petit-Vélan](#) (Region Grosser Sankt Bernhard) (Abb. 9) zeigten Anfang der 1990er-Jahre erste Anzeichen einer Destabilisierung. Der Petit-Vélan Blockgletscher spaltete sich an einem Hangabbruch in zwei Teile (Abb. 10). Der Höhepunkt der instabilen Phase des talwärts gelegenen Teils fand 2009-2010 statt (Geschwindigkeit von 7 m/Jahr), danach nahmen die Geschwindigkeiten ab und erreichten 2017 1 m/Jahr (Abb. 11).
- Der [Tsarminé](#) Blockgletscher erlebte 2012 eine erste Beschleunigungsphase mit Geschwindigkeiten von über 2 m/Jahr und eine starke Beschleunigung ab 2018 mit Geschwindigkeiten in einigen Bereichen von bis zu 12 m/Jahr (Abb. 12).

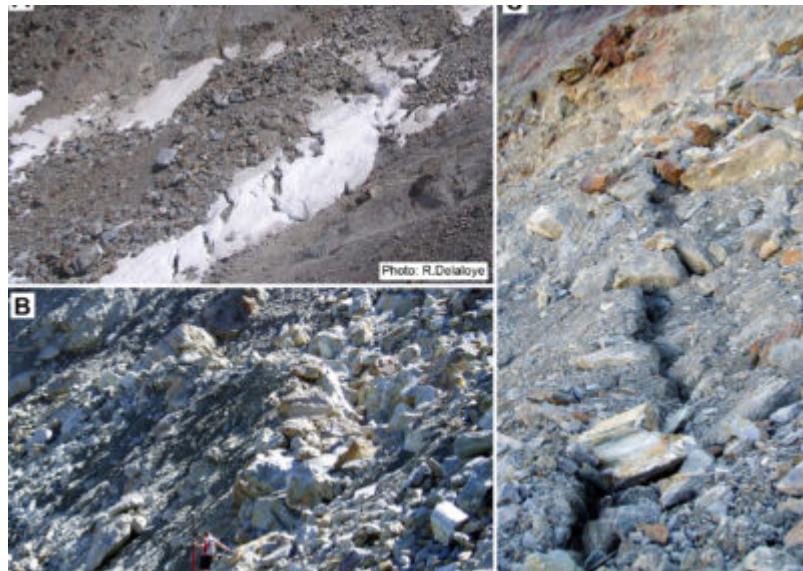
Die zeitliche Abfolge der wenigen oben dargestellten Fälle zeigt, dass jeder Blockgletscher während einer Instabilitätsphase seine eigene Dynamik aufweist. **Die Faktoren, die dazu führen, dass ein Blockgletscher instabil wird, sind komplex** und hängen insbesondere vom topografischen Kontext, in dem sich ein Blockgletscher entwickelt (Hangmorphologie, Hangabbruch), von internen Veränderungen der gefrorenen Masse (Permafrosttemperatur, Wassergehalt) und/oder von externen Faktoren (z.B. Materialüberlastung durch Felssturz) ab. **Da die Anzahl an instabilen Blockgletschern seit den 1990er Jahren jedoch zunimmt, werden interne Veränderungen der Eigenschaften der gefrorenen Masse infolge der Erwärmung des Permafrosts als auslösende Faktoren für die Instabilität immer wichtiger.** Die Beispiele Grüob und Petit-Vélan zeigen jedoch auch, dass die Instabilitätsphase eines Blockgletschers nicht ewig dauert. Sie dauert in der Regel zwischen 20 und 30 Jahren.



**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).**

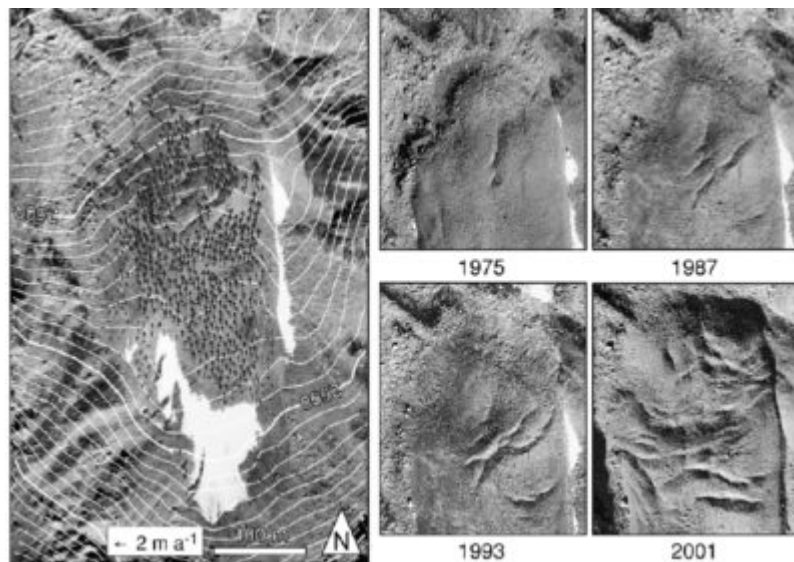
---

Abb.1: Abbruchkante an der Blockgletscheroberfläche von Tsaté-Moiry, unterhalb derer die feinkörnige Matrix zum Vorschein kommt (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.**

Abb.2: Anzeichen einer Destabilisierung eines Blockgletschers im Mattertal (VS). A: Spaltenbildung in der Schneedecke durch das extrem schnelle Vorstossen des Blockgletschers; B: Spalten und instabiles Material (der Geomorphologe unten im Bild dient als Massstab); C: Spaltenbildung in feinkörnigen Sedimenten, die an die Blockgletscheroberfläche transportiert wurden.



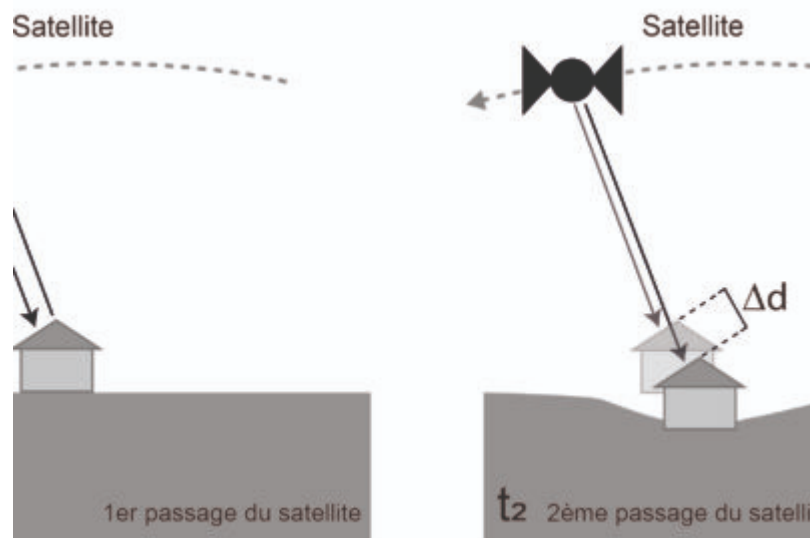
**Fig. 3 – Instabilité de la tête du glacier rocheux du vallon de Grüob (Vallée de Tourtemagne, VS). A gauche : vitesses de surface mesurées sur la base d'orthophotos entre 1987 et 1993. A droite : Orthophotos de la section terminale pour les années 1975, 1987, 1993 et 2001 (source : Kääh et al., 2006).**

Abb.3: Instabilität des Frontbereichs des Grüobtals (Turtmanntal, VS). Links: Gemessene Oberflächengeschwindigkeiten anhand von Orthofotos zwischen 1987 und 1993. Rechts: Orthophotos des Frontbereichs für die Jahre 1975, 1987, 1993 und 2001 (Quelle: Kääb 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.**

Abb.4: Instabiler Grüobtal Blockgletscher (Turtmanntal, VS) im Oktober 2006. Die Spalten an der Oberfläche sind gut sichtbar. Die Dämme am Ausgang des Tals wurden für den Schutz des Dorfes Gruben vor Lawinen errichtet.



**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 le détecter des changements de topographie ( $\Delta d$ ) (source : Barboux et al. 2012).

Abb.5: Die differentielle Satellitenradarinterferometrie (D-InSAR) ist eine satellitengestützte Messmethode, mit der Oberflächenbewegungen des Geländes erkannt und quantifiziert werden können. Vereinfacht gesagt wird ein Bild für denselben Ort zu zwei verschiedenen Zeitpunkten aufgenommen, wodurch Veränderungen der Topographie ( $\Delta d$ ) erkannt werden können (Quelle: 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).**

Abb.6: Lokalisierung und Fotos der derzeit instabilen Blockgletscher im Mattertal (Quelle des Kartenhintergrundes: swisstopo) (angepasst nach Delaloye et al. 2013, Fotos: 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.**

---

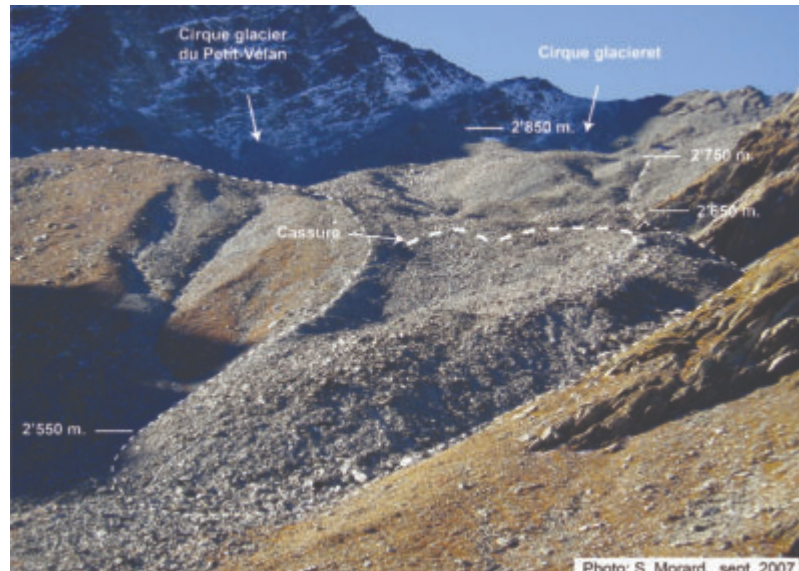
Abb.7: Während des Höhepunkts der Instabilitätsphase im Jahr 2010 war an der Front des Graben Gufer (Mattertal, Wallis) eine starke erosive Aktivität während des ganzen Jahres, sogar im Winter, zu beobachten (12.03.2010, Foto: R. Delaloye). Webcam-Bilder und die aktuellen Geschwindigkeiten sind auf der Website der Forschungsgruppe für alpine Geomorphologie der Universität Freiburg abrufbar..



**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 ».**

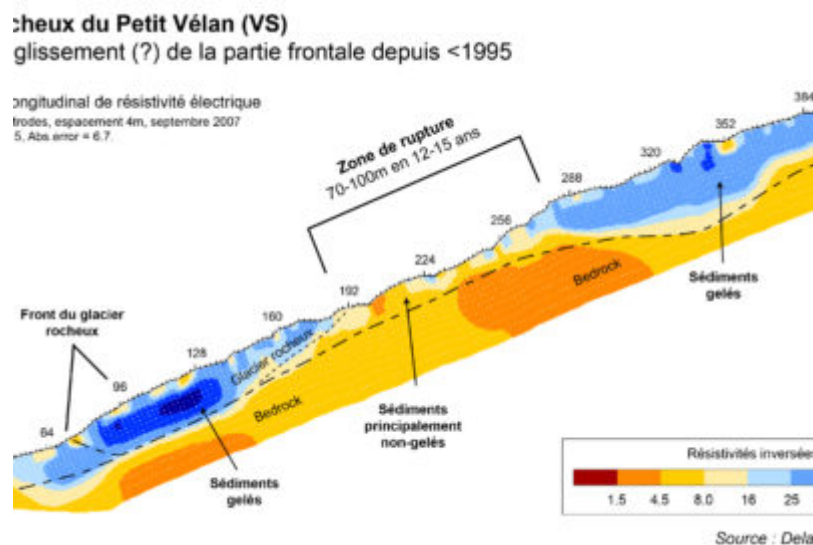
---

Abb.8: Staubfahnen, die von mehreren Stein- und Blockschlägen (manchmal in der Grösse eines Autos) von der Front des Graben Gufer Blockgletschers (Mattertal, Wallis) hinterlassen wurden. Derartige Ereignisse waren zum Zeitpunkt der Instabilität des Blockgletschers, der damals als «Rolling Stones rock glacier» bekannt war, während der Schneeschmelze sehr häufig.



**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.**

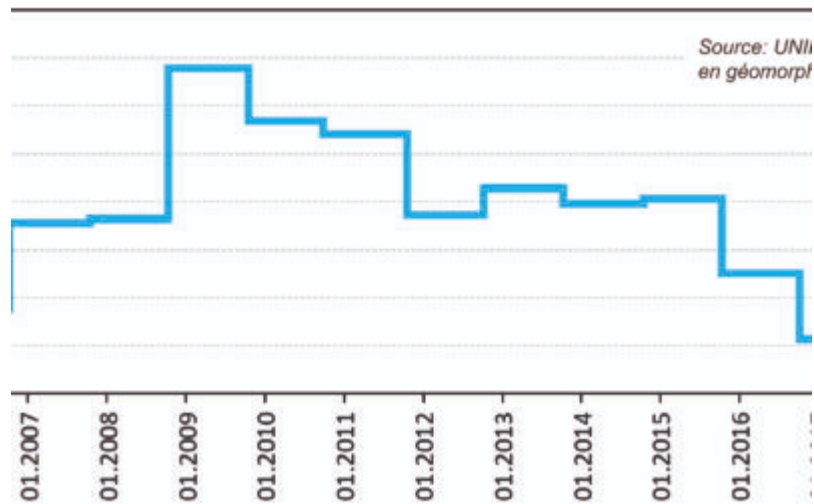
Abb.9: Instabiler Petit-Vélan Blockgletscher (Region Grosser Sankt Bernhard, Wallis). Zwischen 1995 und 2005 rückte die Front um etwa 20-30 Meter vor, während die Oberfläche des mittleren Bereichs um 5-8 Meter abgesackt ist.



**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).**

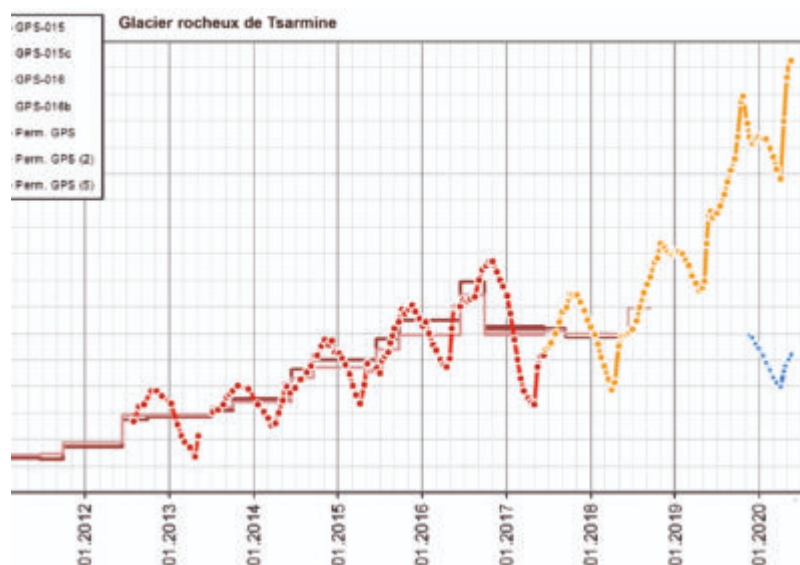
Abb.10: Geoelektrik-Längsprofile des Petit-Vélan Blockgletschers. Ein deutlicher Unterbruch des gefrorenen Körpers ist auf der Höhe des Hangabbruchs zwischen dem oberen und dem unteren (instabilen) Teil des Blockgletschers sichtbar (angepasst nach Delaloye & Morard 2011).

stabilisée du glacier rocheux du Petit-Vélan (2 pts GPS)



**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).**

Abb.11: Entwicklung der Bewegungsgeschwindigkeiten im Frontbereich des instabilen Petit-Vélan Blockgletschers (Region Grosser St. Bernhard, Wallis). Die ersten Spalten, Anzeichen der Destabilisierung, traten 1995 auf. Während des Beobachtungszeitraums ab 2005 wurden die höchsten Geschwindigkeiten (7 m/Jahr) in den Jahren 2009-2010 gemessen, danach nahmen sie allmählich ab und erreichten im Jahr 2017 1 m/Jahr. Die Instabilitätsphase, die über 20 Jahre andauerte, ist nun zu Ende (Quelle: 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).**

---

Abb.12: Bewegungsgeschwindigkeit an der Oberfläche des Tsarmine Blockgletschers, berechnet anhand von Messdaten eines permanenten, oberhalb der Front installierten GPS (die Station wurde 2016 verlegt, um ein Umkippen in den Bereich unterhalb des Blockgletschers zu verhindern) (Quelle: UniFR).

## 4.7. Blockgletscher und Sedimentkaskade

 [geomorphologie-montagne.ch/de/4-7-blockgletscher-und-sedimentkaskade/](http://geomorphologie-montagne.ch/de/4-7-blockgletscher-und-sedimentkaskade/)

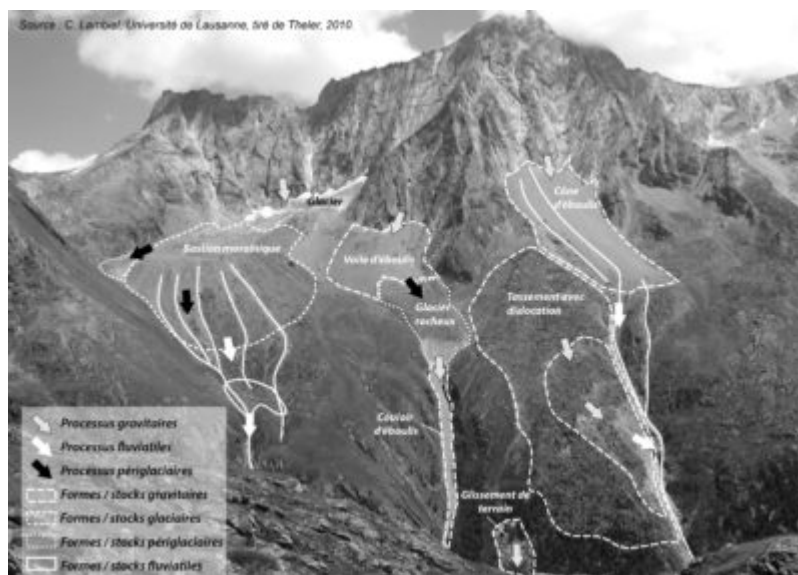
Blockgletscher sind an der Speicherung und dem Transfer von Sedimenten hangauf- bis hangabwärts beteiligt. Wenn sie mit einem Gerinne verbunden sind, sind sie ein integraler Bestandteil der Sedimentkaskade.

Um die Sedimentvorkommen und -transfers entlang eines Hanges zu bestimmen, insbesondere im Rahmen der Erstellung von Gefahrenkarten oder Schutzbauten gegen Murgänge, verwenden Geomorpholog:innen einen ganzheitlichen Ansatz, der darauf abzielt, die Funktionsweise der **Sedimentkaskaden** des Hanges zu verstehen (Abb. 1 & 2). Das Prinzip besteht darin, den Hang als «*kaskadenartiges System von miteinander durch Rohre und Abflüsse verbundenen Kästchen zu verstehen, deren Durchmesser je nach Kapazität und Zufluss der verschiedenen Zweige des hydrografischen oder gravitativen Netzes variieren kann*» (Theler 2010). Die Bestimmung von **Sedimentbilanzen** auf der Skala eines Tals, eines Hanges oder eines Wildbachsystems ermöglicht somit die Vorhersage von Veränderungen der Erosions- und Sedimentationsraten und erlaubt es, Ablagerungsgebiete auszuscheiden sowie die Dauer der Sediment(zwischen-)speicherung und die Art und Weise der Remobilisierung von Sedimenten abzuschätzen. Die **Konnektivität der Sedimentquellen** mit talwärts gelegenen Bereichen ist von besonderer Bedeutung für die Bewertung der Sedimentmengen, die beispielsweise während eines Murgangereignisses potenziell mobilisiert werden können (Abb. 3).

In den Alpen sind aktive Blockgletscher ein integraler Bestandteil der Sedimentkaskade. Sie fungieren sowohl als Ort der End- oder Zwischenlagerung von Material als auch als Transferelemente, die Gesteinsmaterial mit einer Geschwindigkeit von einigen Zentimetern bis zu mehreren Metern pro Jahr talwärts transportieren. Ein Blockgletscher, dessen Front auf einer flachen Ebene oder einem Hang liegt, der nicht mit einem Gerinne verbunden ist, ist nicht Bestandteil der Sedimentkaskade. **Wenn seine Front jedoch direkt mit einem Gerinne verbunden ist oder sich an einem Hangabbruch befindet**, kann das Material, aus dem er besteht, potenziell durch gravitative Prozesse (z. B. Steinschlag, Felssturz) oder fluviatile Prozesse (z. B. Murgänge) talwärts bewegt werden (Abb. 4 & 5).

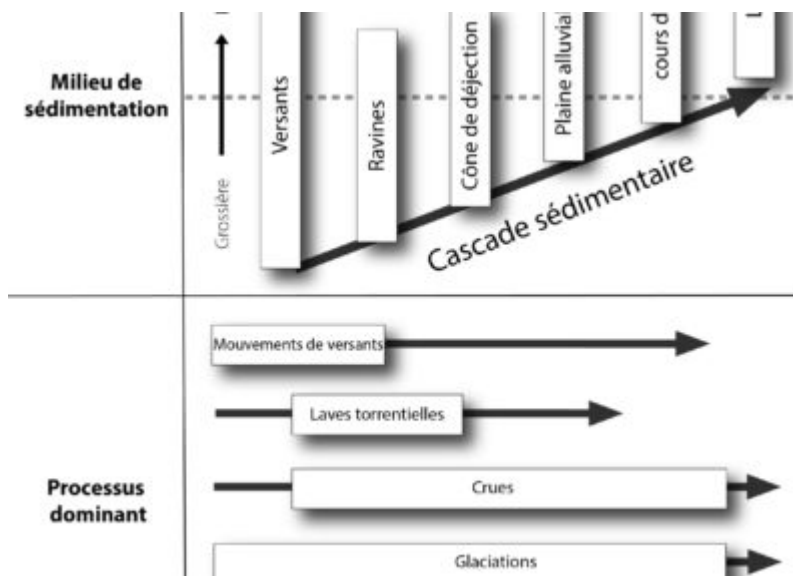
Die Analyse von Webcam-Bildern zusammen mit wiederholten Laserscans (LIDAR) ermöglichten ein besseres Verständnis der Erosionsprozesse, die an steilen Fronten von Blockgletschern ablaufen, welche direkt mit einem Gerinne verbunden sind. Für den Fall eines vorstossenden Blockgletschers inklusive Wasserzufuhr wurden vier Erosionsprozesse identifiziert: Abrutschen von Gesteinsschutt, Steinschlag, intensiver Abfluss von Wasser aus dem Blockgletscher, Oberflächenabfluss. **Während der Schneeschmelze sind Erosionsereignisse besonders häufig** (Abb. 6 & 7). Während

der Sommermonate nimmt die Häufigkeit von Erosionsereignissen stark ab, mit Ausnahme von Tagen mit starken Regenfällen. Im Winter gibt es an der Front des Blockgletschers fast keine Erosion.



**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).**

Abb.1: Vereinfachte Sedimentkaskade am Hang von Tsarmine (Val d’Arolla, Wallis). Die sedimentäre (und hydrologische) Dynamik dieses Hanges wird durch glaziale, periglaziale und gravitative Prozesse gesteuert (Quelle: C. Lambiel, Universität Lausanne, aus Theler, 2010).



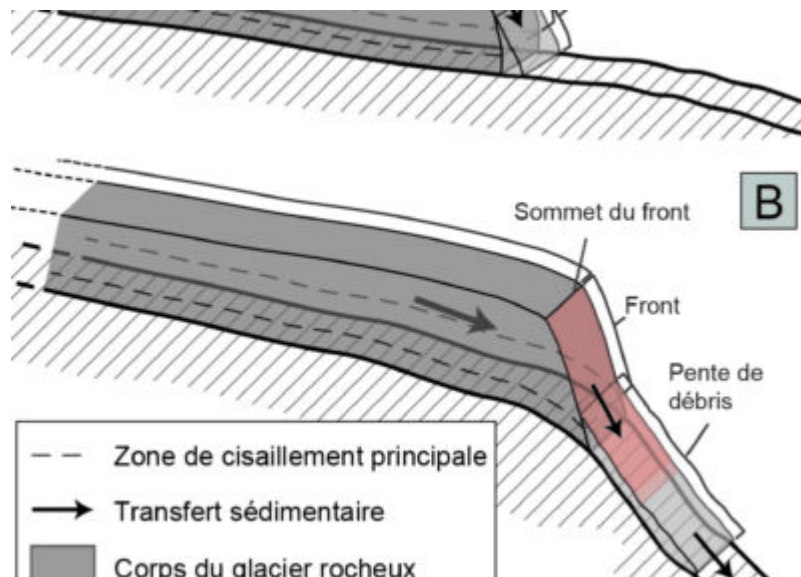
**Fig. 2 – Relations entre les milieux de sédimentation montagneux et les processus de transferts sédimentaires potentiels.**

Abb.2: Beziehungen zwischen Sedimentationsmilieus im Gebirge und potenziellen Sedimentverlagerungsprozessen.



**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).**

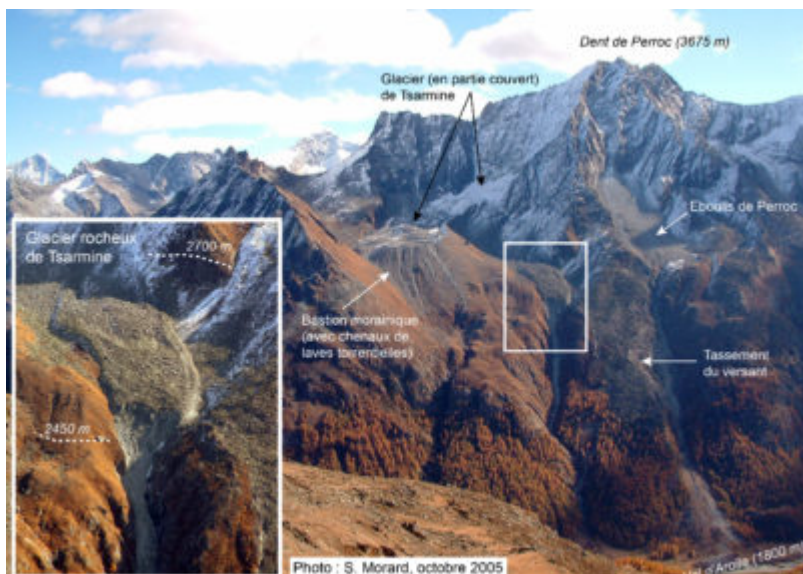
Abb.3: Der stark schuttbedeckte Bonnard-Gletscher westlich des Diablon des Dames (Val d’Anniviers) überragt das Dorf Zinal. Da er mit einem Wildbach verbunden ist, stellt er eine Quelle für Wasser und Gesteinsmaterial dar, was zur Auslösung von Murgängen führen kann. Infolgedessen wurden im Dorf Schutzdämme errichtet (Foto: 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**

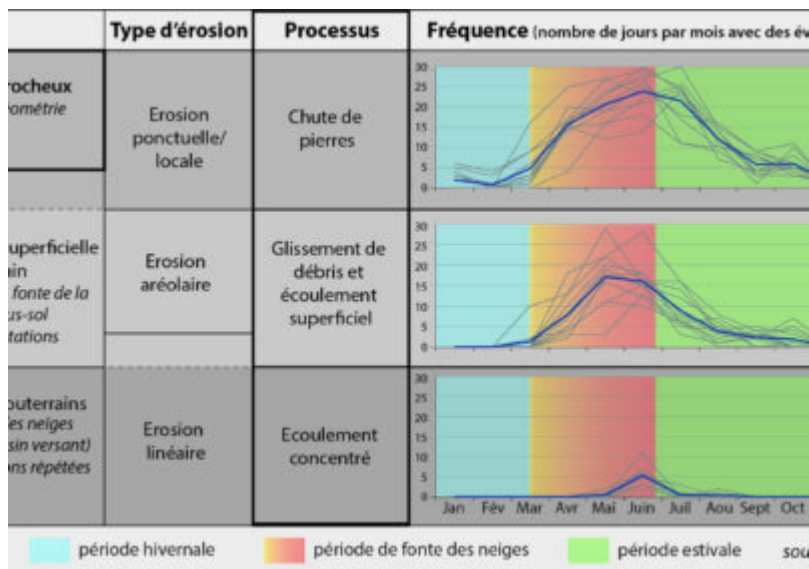
**efficace : Les sédiments quittent le système du glacier rocheux et peuvent se propager plus à l'aval de la cascade sédimentaire (source : Kummert et. al, 2017).**

Abb.4: Zwei Szenarien, welche die Konnektivität zwischen einem aktiven Blockgletscher und dem darunter liegenden Gelände schematisch darstellen. A. Keine Konnektivität: Die Sedimente werden am Fuss der Front abgelagert und beim Vorstossen des Blockgletschers bedeckt; B. Effiziente Konnektivität: Die Sedimente verlassen das Blockgletschersystem und können über die Sedimentkaskade weiter talwärts bewegt werden (Quelle: Kummert et. al, 2017).



**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.**

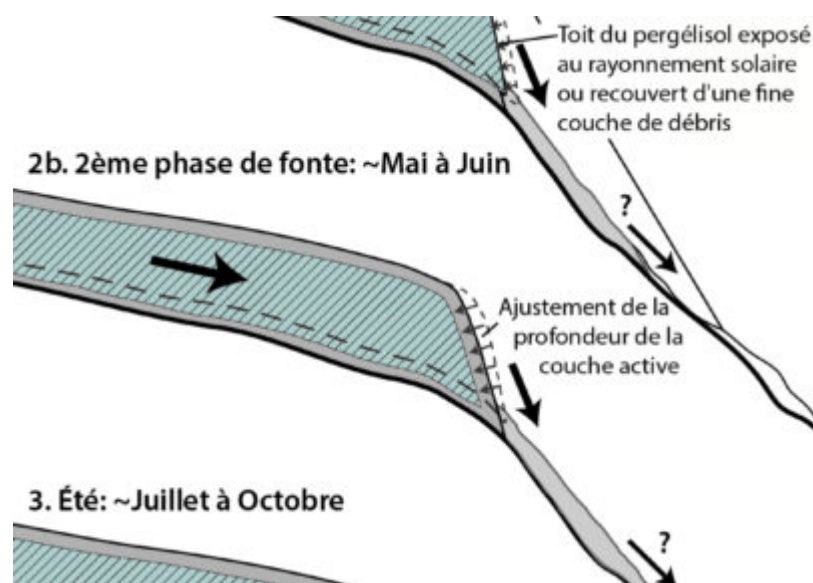
Abb.5: Blick auf den Hang von Tsarmine im Val d’Arolla (VS). Die steile und sehr instabile Front des Tsarmine-Blockgletschers liegt direkt oberhalb eines steilen Gerinnes und wird somit potenziell zu einer Quelle von Hanginstabilitäten.





**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).**

Abb.6: Zusammenfassung der Erosionsprozesse während der drei Hauptperioden (Winter, Schneeschmelze, Sommer) nach Ursache, Art, Zeitpunkt und Intensität. Die Grafiken auf der rechten Seite zeigen den zeitlichen Ablauf und die Intensität der verschiedenen Erosionsereignisse für drei aktive Blockgletscher im Wallis (Quelle: 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).**

Abb.7: Schematische Darstellungen einer Blockgletscherfront, die im Laufe eines Jahres (1-3) verschiedenen Perioden unterschiedlicher Erosionsaktivität ausgesetzt ist. Im Winter (1) bewegt sich der Blockgletscher talwärts, es findet jedoch keine Erosion statt und die Front wird steiler. Während der Schmelzperiode (2a und 2b) verstärkt der steile Neigungswinkel der Front zusammen mit der Wasserzufuhr aus der Schneeschmelze, dem Auftauen der Auftauschicht (2a) und dem Auftauen des Permafrosts während der

Anpassung der Tiefe der Permafrostobergrenze (2b) die Erosionsaktivität, was zu einer Anpassung der Frontneigung führt. Während des Sommers (3) ist die Erosion weniger stark und gleicht das Vorstossen des Blockgletschers aus (Quelle: Kummert et al. 2017).

## 4.8. Permafrost in Schutt-/Geröllhalden grosser Höhe

 [geomorphologie-montagne.ch/de/4-8-permafrost-in-schutt-geroellhalden-grosser-hoehe/](http://geomorphologie-montagne.ch/de/4-8-permafrost-in-schutt-geroellhalden-grosser-hoehe/)

Schutt-/Geröllhalden sind weniger gut erforscht als Blockgletscher. Nichtsdestotrotz stellen sie einen wesentlichen Bestandteil der alpinen periglazialen Zone dar. Sie werden als steil abfallende Sedimentablagerungen definiert, die aus Blöcken bestehen, welche in Felswänden durch Frostsprengung entstanden und dann durch gravitative Prozesse an den Hangfuss transportiert worden sind.

**Schutt-/Geröllhalden sind weniger gut erforscht als Blockgletscher. Nichtsdestotrotz stellen sie einen wesentlichen Bestandteil der alpinen periglazialen Zone dar. Sie werden als steil abfallende Sedimentablagerungen definiert, die aus Blöcken bestehen, welche in Felswänden durch Frostsprengung entstanden und dann durch gravitative Prozesse an den Hangfuss transportiert worden sind.**

Schutt-/Geröllhalden sind weniger gut erforscht als Blockgletscher. Nichtsdestotrotz stellen sie einen wesentlichen Bestandteil der alpinen periglazialen Zone dar. Sie werden als **steil abfallende Sedimentablagerungen** definiert, die aus Blöcken bestehen, welche in Felswänden durch Frostsprengung entstanden und dann durch gravitative Prozesse an den Hangfuss transportiert worden sind (Abb. 1 & 2).

Die Permafrostverteilung in Schutt-/Geröllhalden weist einen **starken Kontrast zwischen bergwärts und talwärts gelegenen Bereichen auf**. Im talwärts gelegenen Bereich befindet sich unter einer Schicht aus einer Mischung von großen Blöcken an der Oberfläche und feineren Sedimenten in der Regel eine Schicht aus gefrorenen Sedimenten unterschiedlicher Dicke (5 bis 30 m). Die Auftretenswahrscheinlichkeit von Permafrost nimmt bergwärts ab. In den Gipfelbereichen ist das Vorhandensein von Permafrost wieder möglich, hauptsächlich in nordexponierten Schutt-/Geröllhalden oberhalb von etwa 2700 bis 2800 Metern (Abb. 3). Die räumliche Verteilung der drei oben genannten Zonen kann jedoch von einer Stelle der Schutthalde zur anderen stark variieren (Abb. 4 & 5).

Diese asymmetrische Konfiguration (Vorhandensein von Permafrost in den unteren Bereichen und Fehlen von Permafrost in den oberen Bereichen) scheint den meisten Schutt-/Geröllhalden innerhalb der Gebiete mit alpinem Permafrost gemeinsam zu sein. Verschiedene Erklärungen wurden vorgeschlagen: Erhöhte Schneeakkumulation am Hangfuss durch Lawinen, die das Gelände vor sommerlicher Erwärmung schützen, gröbere Korngrößenverteilung im unteren Bereich, was tiefere Temperaturen begünstigt, **komplexe Luftzirkulation** innerhalb der Schutt-/Geröllhalden, die eine negative Temperaturanomale in den unteren Bereichen und eine positive Temperaturanomale in den oberen Bereichen verursacht (Abb. 6 & 7). Das Fehlen von Permafrost in dafür

normalerweise günstigen Höhenlagen zeigt, dass die interne Luftzirkulation, welche für Schutt-/Geröllhalden in niedrigen Höhenlagen (< 2000 m ü. M.) gut untersucht ist (siehe Factsheets Permafrost Kapitel 5), der wichtigste Kontrollfaktor zu sein scheint.

Im Gegensatz zu Blockgletschern ist der **Eisgehalt von Schutt-/Geröllhalden in der Regel relativ gering** (gesättigter oder untersättigter Permafrost). Wenn der Eisgehalt in einer Schutt-/Geröllhalde gross ist (übersättigter Permafrost), kann es zu einem Kriechen kommen, welches durch eine Abfolge von Wülsten gekennzeichnet ist (kriechende Schutt-/Geröllhalde) (Abb. 8). Die Wülste werden am Hangfuss immer ausgeprägter und gehen sehr häufig in einen «Kriechwulst», einen embryonalen Blockgletscher (Abb. 6) oder einen Blockgletscher über.



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

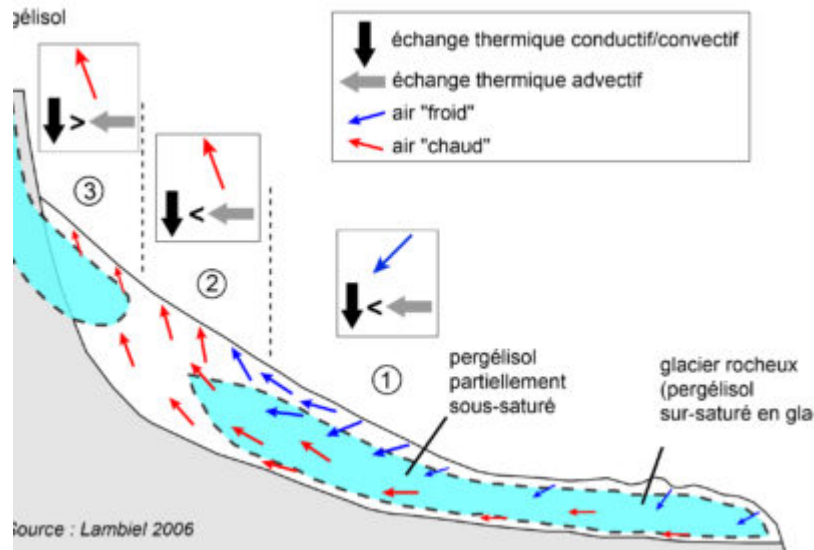
---

Abb.1: Die Schutthalde von Tsena Réfien, nahe Arolla (VS). Die Untergrenze der Schutthalde liegt auf einer Höhe von 2600 m ü. 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).**

Abb.2: Die Schutt-/Geröllhalde von Lapires (Val de Nendaz, VS). Eine PERMOS-Bohrung (siehe Factsheet Permafrost 3.1.2) ) befindet sich am Mastsfuss links im Bild (Höhe: 2500 m ü. M.).



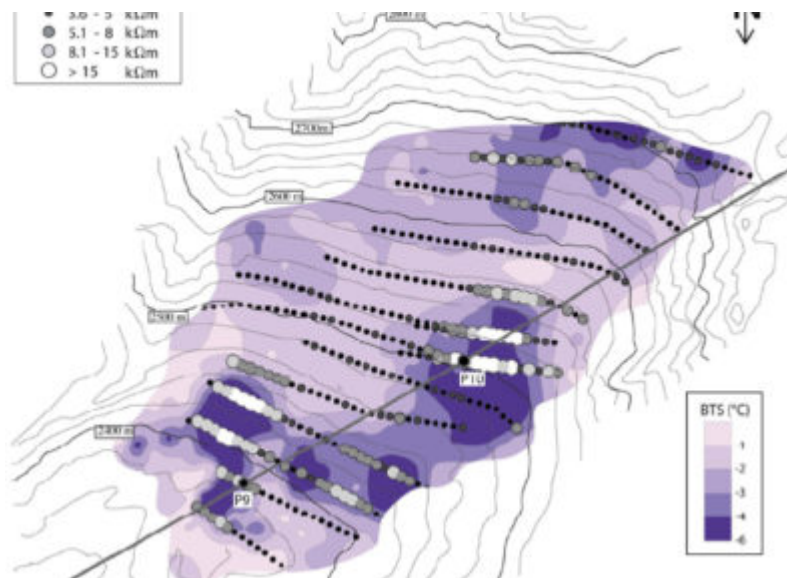
**Fig. 3 – Modèle de circulation d'air ascendante dans un éboulis situé à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu. 1 : pergélisol probable ; 2 : pergélisol possible/improbable ; 3 : pergélisol improbable (adapté de Lambiel, 2006).**

Abb.3: Modell der aufsteigenden Luftzirkulation in einer Schutt-/Geröllhalde innerhalb des Gebiets mit diskontinuierlichem Permafrost. 1: Permafrost wahrscheinlich; 2: Permafrost unwahrscheinlich; 3: Permafrost möglich/unwahrscheinlich (angepasst nach 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).**

Abb.4: Vermutete Permafrostsverteilung in der Schutt-/Geröllhalde von Lapires (Val de Nendaz, VS) basierend auf geoelektrischen und thermischen Daten (Quelle: Lambiel, 2006).



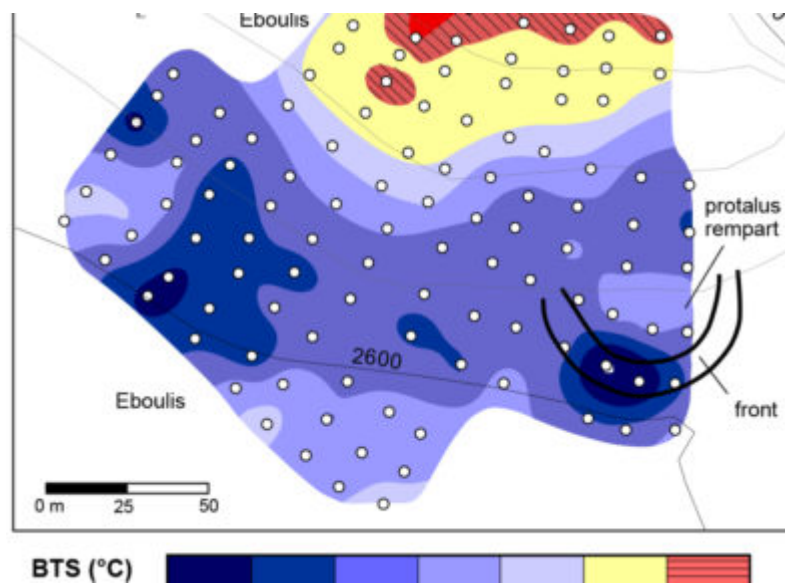
**Fig. 5 – Résistivités apparentes mesurées sur l'éboulis des Lapires (VS) (écartement interélectrode: 12.5 m et interpolation par krigeage simple de 301 mesures BTS relevées en mars 2002. L'hétérogénéité de la distribution du pergélisol de l'éboulis des Lapires (VS) semble partiellement contrôlée par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

Abb.5: Gemessene scheinbare elektrische Widerstände auf der Schutt-/Geröllhalde von Lapires (VS) (Elektrodenabstand: 12.5 m). Einfache Kriging-Interpolation von 301 BTS-Messungen vom März 2002. Die heterogene Permafrostsverteilung in der Schutt-/Geröllhalde von Lapires (VS) scheint teilweise durch Luftzirkulationssysteme verursacht zu werden (Quelle: Delaloye & Lambiel, 2005).



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

Abb.6: Schutt-/Geröllhalde und embryonaler Blockgletscher am Petit Mont Rouge (Wallis) (Quelle: 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).**

Abb.7: Die hochgelegene Schutt-/Geröllhalde des Petit Mont-Rouge (Walliser Alpen, 2600 m ü. M.) zeigt eine typische Verteilung der winterlichen Bodenoberflächentemperaturen auf belüfteten Schutt-/Geröllhalden, mit einem starken Kontrast zwischen bergwärts und talwärts gelegenen Hangbereichen. Einfache Kriging-Interpolation von BTS-Messungen vom 2. März 2004 (Daten C. Lambiel, Universität Lausanne).



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

---

Abb.8: Kriechende Schutt-/Geröllhalde am Pas de Lona (VS). Die Zunahme der Wülste entlang des Hanges ist deutlich erkennbar.



## 4.9. Wechselwirkungen zwischen Gletschern und Permafrost

 [geomorphologie-montagne.ch/de/4-9-wechselwirkungen-zwischen-gletschern-und-permafrost/](http://geomorphologie-montagne.ch/de/4-9-wechselwirkungen-zwischen-gletschern-und-permafrost/)

Gletschervorfelder sind komplexe Systeme, die zahlreiche geomorphologische Formen umfassen ((gestreifte) Grundmoräne, Stauchmoränen, schuttbedecktes Gletschereis, Blockgletscher usw.) und in denen die räumliche Permafrostverteilung sehr heterogen sein kann.

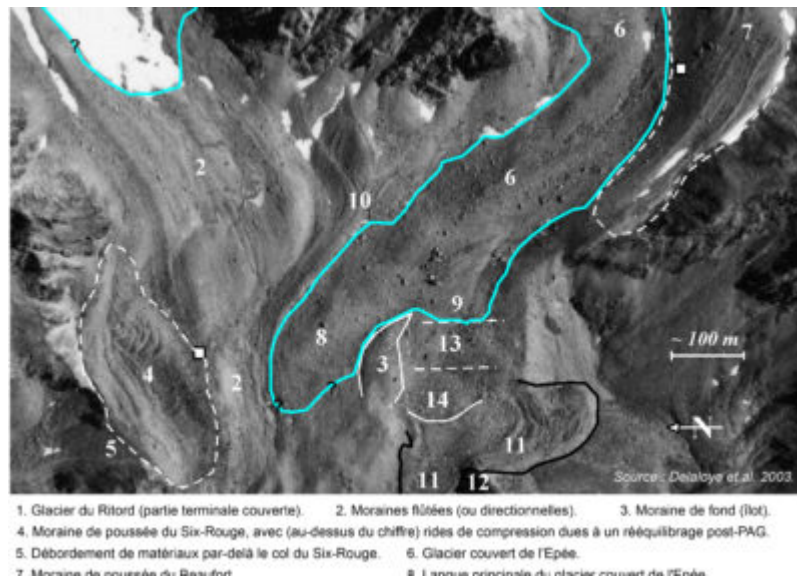
**Gletschervorfelder** (vgl. [Factsheet Gletscher 3.2](#)) sind komplexe Systeme, die zahlreiche geomorphologische Formen umfassen ((gestreifte) Grundmoräne, Stauchmoränen, schuttbedecktes Gletschereis, Blockgletscher usw.) und in denen die räumliche Permafrostverteilung sehr heterogen sein kann. Die [Combe de Challand](#) (Grand-Combin-Massiv, VS) mit ihren Moränensystemen des Ritord- und Epée-Gletschers ist ein hervorragendes Beispiel dafür ([Abb. 1](#)). An der Basis eines temperierten Gletschers gibt es in der Regel keinen Permafrost, wohingegen unter einem kalten Gletscher Permafrost vorkommen kann. Die Existenz von dauerhaft gefrorenen Böden ist sowohl außerhalb als auch innerhalb von Moränensystemen möglich.

In den Alpen stiessen während der Kleinen Eiszeit Talgletscher und zahlreiche kleine Kargletscher in Gebiete vor, die zuvor von Permafrost bedeckt waren. Drei bedeutende Veränderungen traten in Folge dieses Gletschervorstosses auf:

- **Erwärmung des Permafrosts:** Das Überfließen von Permafrost durch einen temperierten Gletscher (mit erheblichen Mengen von Schmelzwasser an seiner Basis) führt zur teilweisen oder kompletten Permafrostdegradation. Die Bildung und der Vorstoss von kleinen Gletschern hat daher die räumliche Verteilung des Permafrosts tiefgreifend verändert.
- **Verlagerung von gefrorenem Lockermaterial** über relativ grosse Entfernungen (Stauchmoränen, glazitektonische Komplexe, Überdeckung und/oder Verlagerung von Blockgletschern) ([Abb. 2](#)). Stauchmoränen entsprechen gefrorenen Sedimenten, die durch das Vorstossen eines kalten Gletschers, dessen Basis am Untergrund angefroren bleibt, aufgeschoben und zerdrückt werden ([Abb. 3 & 4](#)).
- **Ausgleichsbewegungen** ([Rückwärtskriechen](#) von Stauchmoränen), die als Reaktion darauf erfolgen können. Eine Ausgleichsbewegung betrifft häufig die Innenflanke von seitlichen, am Gegenhang gelegenen Stauchmoränen ([Abb. 5](#)).

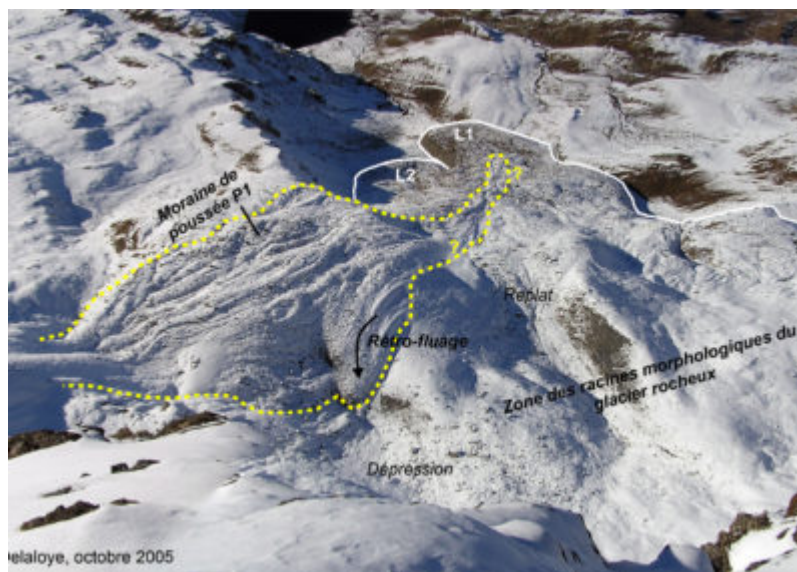
Seit dem Ende der [Kleinen Eiszeit](#) sind die Gletscher sehr stark zurückgegangen und viele kleine Gletscher sind seither ganz verschwunden. Die Permafrostverteilung in den während der Kleinen Eiszeit vergletscherten Gebieten ist auch heute noch großen thermischen und mechanischen Ungleichgewichten ([Rückwärtskriechen](#)) unterworfen.

In für dessen Existenz noch günstigen Gebieten (z. B. wo die Sonneneinstrahlung eingeschränkt ist), könnte sich der während der Kleinen Eiszeit gestörte Dauerfrostboden in oberflächennahen Schichten nach und nach wieder bilden: Man spricht von **Neo-Permafrost**. Umgekehrt können gefrorene Sedimente, die in ein Gebiet mit ungünstigen Bedingungen für deren Existenz (stärkere Sonneneinstrahlung) verlagert wurden, unabhängig von einer Klimaänderung relativ schnell auftauen. Ein solcher Fall wurde im Frontbereich des «Blockgletschers» von Lona (Val d'Anniviers, VS) beobachtet (Abb. 6).



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

Abb.1: Geomorphologische Aspekte der zusammenhängenden Gletschervorfelder des Ritords- und des Epée-Gletschers (VS) (angepasst nach 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 topoclimatiques 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).

---

Abb.2: Aufnahme vom Gipfel des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy, VS) in nordwestlicher Richtung. Die dünne Schneedecke hebt die Morphologie des Blockgletschers hervor. Infolge des Gletschervorstosses während der Kleinen Eiszeit fehlt Permafrost im morphologischen Wurzelbereich des Blockgletschers trotz günstiger topoklimatischer Bedingungen (Höhe ca. 2800 m ü. M., nordwestliche Exposition). Im Gegensatz dazu sind die Stauchmoränen und der mittlere und frontale Bereich des Blockgletschers gefroren. Besonders auffällig ist die Stauchmoräne (P1), die sich weit talwärts bis zum Lappen L1 des Blockgletschers (2700 m ü. M.) fortsetzt. Dieses Foto lässt zudem die Gletscherausdehnung in der kleinen Eiszeit erahnen, als der Gletscher den oberen Teil des Becs-de-Bosson Blockgletschers bedeckte (Quelle: Perruchoud 2007).



**Fig. 3 – Sous son manteau morainique, le glacier de l'Epée (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'Epée (indiquée par la flèche).**

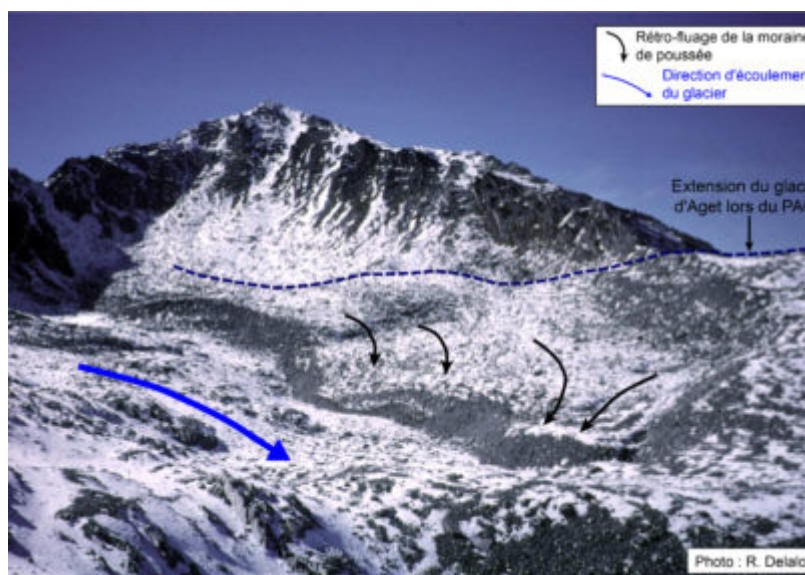
---

Abb.3: Unter seinem dicken Moränenmantel nimmt der Epée Gletscher (VS) noch fast vollständig die in der Kleinen Eiszeit vom Gletscher bedeckte Fläche ein. Man erkennt die Wälle der Stauchmoräne, die mehr oder weniger parallel zur Fließrichtung des Epée Gletschers (durch den Pfeil markiert) verlaufen.



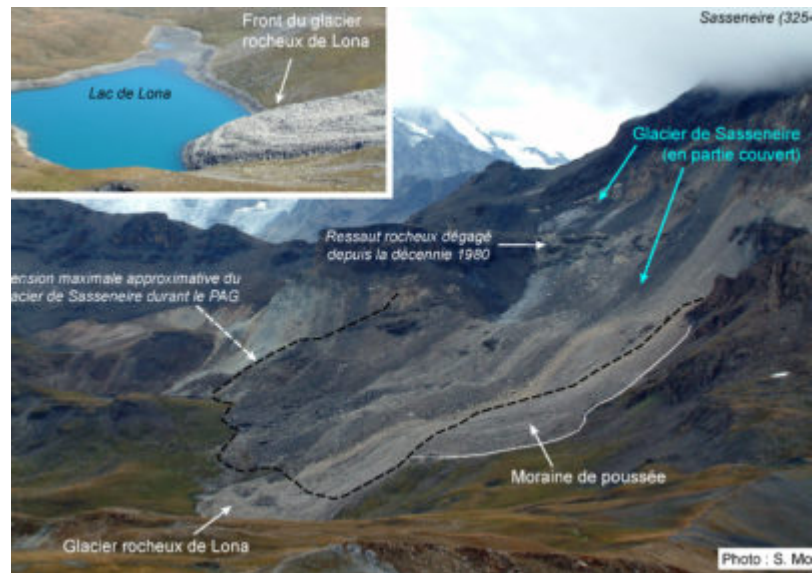
**Fig. 4 – La moraine de poussée de l’Oberferdengletscher à 2’800 mètres d’altitude présente des rides longitudinales typiques pour ce genre de forme (Ferdenpass, Lötschental, Valais).**

Abb.4: Die Stauchmoräne des Oberferdengletscher auf 2’800 m ü. M. weist die für diese Form typischen Längswälle auf (Ferdenpass, Lötschental, Wallis).



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

Abb.5: Rückwärts kriechen einer Stauchmoräne im Gletschervorfeld des Aget Gletschers (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.**

Abb.6: Gletscher-Blockgletscher-Komplex von Lona/Sasseneire (Val d’Anniviers, VS). In der Kleinen Eiszeit hat der Gletscher den Frontbereich des Blockgletschers mehrere hundert (?) Meter talwärts gestossen, hin zu Stellen, die weniger häufig im Schatten des Sasseneire (3254 m ü. M.) liegen. Der See trägt wahrscheinlich auch zur Erwärmung des Geländes bei. Permafrost scheint derzeit nur in der Stauchmoräne und im Frontbereich des Blockgletschers vorhanden zu sein.