

1.1. Periglazialer Prozessbereich und Permafrost

 geomorphologie-montagne.ch/de/1-1-periglazialer-prozessbereich-und-permafrost/

Als Permafrost wird der Teil des Untergrunds bezeichnet, dessen Temperatur ganzjährig unter dem Gefrierpunkt (in der Regel bei 0 °C) liegt. Permafrost bedeckt etwa 13-18 % der Landfläche der nördlichen Hemisphäre und nimmt etwa 4-5 % der Fläche der Schweiz ein.

Der periglaziale Prozessbereich umfasst kaltklimatische Gebiete ausserhalb der Gletscher, in denen Frost und Frost-Tau-Wechsel eine entscheidende Rolle spielen. Man unterscheidet:

Boden mit periodischem Frost (Tages- und/oder Jahreszeitenfrost): Die oberste Bodenschicht gefriert im Winter und taut im darauffolgenden Frühling und Sommer wieder auf. Die Tiefe variiert je nach Intensität und Dauer des Frostes von wenigen Zentimetern bis zu 3 oder 4 Metern. Synonym: Frostboden. **Dauerfrostboden (Permafrost)**: Untergrundhorizont unterschiedlicher Dicke (von einigen Metern bis zu mehreren hundert Metern), der dauerhaft gefroren ist oder mindestens ein ganzes Jahr lang nicht auftaut. Die Permafrostobergrenze (auch Permafrosttafel oder Permafrostspiegel genannt) wird in der Regel von einem Horizont überlagert, welcher im Sommer auftaut. Diese Auftauschicht kann je nach klimatischen (geographische Lage) und meteorologischen (zwischenjährliche Variabilität) Gegebenheiten einige Zentimeter bis einige Meter dick sein. Der geothermische Wärmefluss (ca. 1-3 °C pro 100 m) begrenzt das Gefrieren an der Basis des Permafrosts (Abb. 1).

Permafrost, ein thermisches Phänomen

Permafrost ist ein rein thermisches Phänomen, das alle Arten von Gesteinen und Sedimenten betrifft. Das Wort «Eis» kommt in der Definition bewusst nicht vor, da sich im Permafrostboden nicht unbedingt Eis befinden muss! Ausserdem ist Permafrost per Definition hauptsächlich unter der Erdoberfläche «versteckt» und kann daher nur selten direkt beobachtet werden. Landformen wie Blockgletscher weisen jedoch auf seine Präsenz hin (Factsheet Permafrost 4.1).

Wo findet man Permafrost?

Permafrost kommt in hohen Breitengraden (**zirkumpolarer Permafrost**, Abb. 2) und in grossen Höhen (**Gebirgspermafrost**) vor. Er bedeckt etwa 13-18 % der Landfläche der nördlichen Hemisphäre (hauptsächlich in Alaska, Kanada und Sibirien). Der zirkumpolare Permafrost nimmt grosse Flächen in der Tundra (Abb. 3) und in den borealen Wäldern (Taiga) ein (Abb. 4).

In den Schweizer Alpen kommt Permafrost im Durchschnitt **oberhalb von etwa 2.500 m ü.M.** vor und bedeckt bis zu **4-5 % der Landfläche** (eine Fläche also, die doppelt so gross ist wie die von Gletschern bedeckte Fläche, siehe [Factsheet Permafrost 1.7](#)). Die Auftauschicht weist Mächtigkeiten von 2 bis 5 Metern auf, kann aber je nach Lufttemperatur, Dauer der Schneebedeckung, Dicke der Schneedecke und Eisgehalt des Untergrunds jährlich schwanken. Die Dicke des Permafrosts beträgt im Durchschnitt 20 bis 60 Meter. Im Monte-Rosa-Massiv (VS) kann der Boden jedoch bis in eine Tiefe von 500 m gefroren

sein. Aufgrund von Unterschieden in der thermischen Funktionsweise (bedingt durch die Bedeutung von Kontrollfaktoren, siehe Factsheet [Permafrost 1.3](#)) und der Entwicklung sind drei Arten von Gelände zu unterscheiden, die Permafrost enthalten können (Abb. 5 & 6):

- Felsige Bereiche (Felswände, vergletscherte Felswände) (Factsheet [Permafrost Kapitel 3](#)).
- Gebiete mit Lockergesteinen (Blockgletscher, Schutt-/Geröllhalden, Moränen, Gletschervorfelder) (Factsheet [Permafrost Kapitel 4](#)).
- Gebiete unterhalb des alpinen Bereichs mit diskontinuierlichem Permafrost (belüftete Schutthalden, Höhleneis) (Factsheet [Permafrost Kapitel 5](#)).

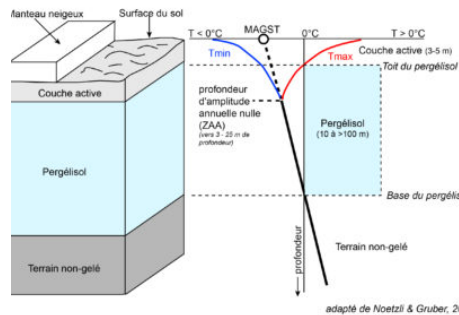


Abb .1: Schematisches Temperaturprofil eines Permafrostbodens. MAGST steht für Mean Annual Ground Surface Temperature (durchschnittliche jährliche Bodenoberflächentemperatur).

Abb .1: Schematisches Temperaturprofil eines Permafrostbodens. MAGST steht für Mean Annual Ground Surface Temperature (durchschnittliche jährliche Bodenoberflächentemperatur).

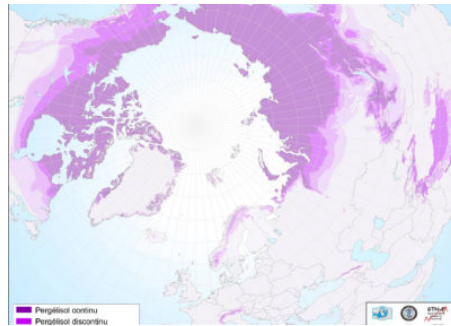


Abb. 2: Karte des weltweiten Permafrostvorkommens.

Abb. 2: Karte des weltweiten Permafrostvorkommens.



Fig. 3 – Paysage de la toundra arctique au sud de Prudhoe Bay en Alaska (69° latitude Nord). La butte au centre de l'image est un pingo, une forme typique du pergélisol circumpolaire.

Abb.3: Arktische Tundralandschaft südlich von Prudhoe Bay in Alaska (69° nördliche Breite). Der Hügel in der Mitte des Bildes ist ein Pingo, eine typische Form des zirkumpolaren Permafrosts.



Fig. 4 – Paysage de la taïga ou forêt boréale à la latitude du cercle polaire en Alaska (66°33' latitude Nord). Dans ces environnements, il est fréquent que les arbres penchent formant des « drunken forests ».

Abb.4: Landschaft der Taiga oder des borealen Waldes auf der Höhe des Polarkreises in Alaska (66°33' nördliche Breite). In diesen Umgebungen neigen sich die Bäume häufig und bilden sogenannte «drunken forests».

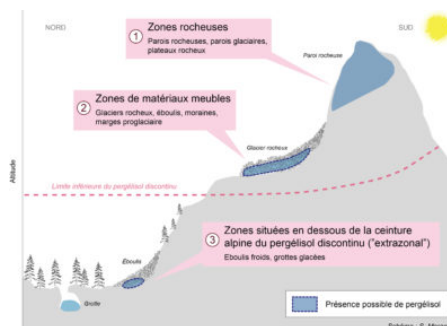


Fig. 5 – Modèle simplifié d'un versant alpin indiquant la localisation des trois grands types de zones pouvant contenir du pergélisol.

Abb.5: Vereinfachtes Modell eines alpinen Hangs, das die Lage der drei Haupttypen von Gebieten, welche Permafrost enthalten können, darstellt

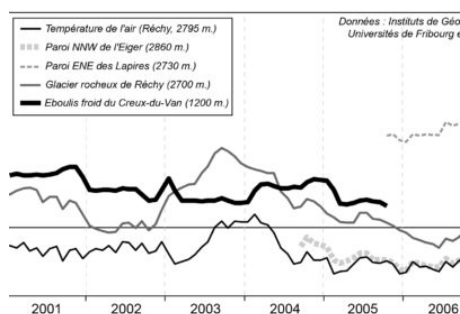


Abb.6: Entwicklung der mittleren jährlichen Bodenoberflächentemperatur (MAGST) für die drei verschiedenen Gebiete, die Permafrost enthalten können. Die Temperatur vom 1. Januar 2003 entspricht dem Durchschnitt der Tageswerte zwischen dem 1. Januar 2002 und dem 1. Januar 2003. Diese Grafik veranschaulicht gut die Komplexität des Auftretens und der Entwicklung des alpinen Permafrosts. Beachten Sie, dass die mittlere jährliche Bodenoberflächentemperatur im Jahr 2003 bei den Zwergfichten der unterkühlten Geröllhalde des Creux-du-Van auf 1200 m Höhe fast so kalt war wie in der Felswand der Eiger-Nordwand auf 2860 m ü.M.!

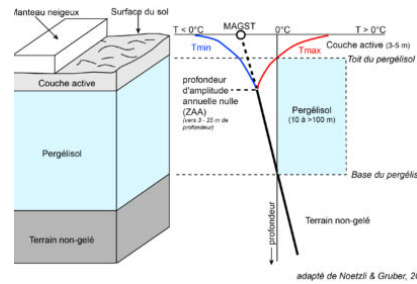


Abb .1: Schematisches Temperaturprofil eines Permafrostbodens. MAGST steht für Mean Annual Ground Surface Temperature (durchschnittliche jährliche Bodenoberflächentemperatur).

Abb .1: Schematisches Temperaturprofil eines Permafrostbodens. MAGST steht für Mean Annual Ground Surface Temperature (durchschnittliche jährliche Bodenoberflächentemperatur).

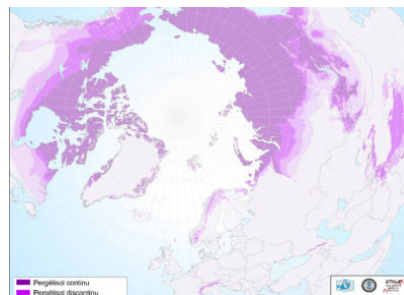


Abb. 2: Karte des weltweiten Permafrostvorkommens.

Abb. 2: Karte des weltweiten Permafrostvorkommens.



Fig. 3 – Paysage de la toundra arctique au sud de Prudhoe Bay en Alaska (69° latitude Nord). La butte au centre de l’image est un pingo, une forme typique du pergélisol circumpolaire.

Abb.3: Arktische Tundralandschaft südlich von Prudhoe Bay in Alaska (69° nördliche Breite). Der Hügel in der Mitte des Bildes ist ein Pingo, eine typische Form des zirkumpolaren Permafrosts.



Fig. 4 – Paysage de la taïga ou forêt boréale à la latitude du cercle polaire en Alaska (66°33' latitude Nord). Dans ces environnements, il est fréquent que les arbres penchent formant des « drunken forests ».

Abb.4: Landschaft der Taiga oder des borealen Waldes auf der Höhe des Polarkreises in Alaska (66°33' nördliche Breite). In diesen Umgebungen neigen sich die Bäume häufig und bilden sogenannte «drunken forests».

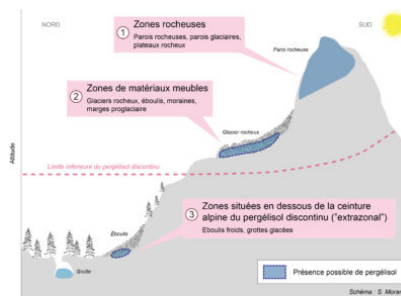
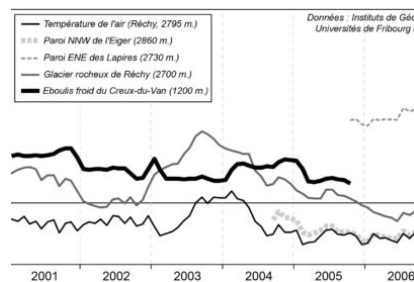


Fig. 5 – Modèle simplifié d'un versant alpin indiquant la localisation des trois grands types de zones pouvant contenir du pergélisol.

Abb.5: Vereinfachtes Modell eines alpinen Hangs, das die Lage der drei Haupttypen von Gebieten, welche Permafrost enthalten können, darstellt



3101_06_Courbes GST

Abb.6: Entwicklung der mittleren jährlichen Bodenoberflächentemperatur (MAGST) für die drei verschiedenen Gebiete, die Permafrost enthalten können. Die Temperatur vom 1. Januar 2003 entspricht dem Durchschnitt der Tageswerte zwischen dem 1. Januar 2002 und dem 1. Januar 2003. Diese Grafik veranschaulicht gut die Komplexität des Auftretens und der Entwicklung des alpinen Permafrosts.

Beachten Sie, dass die mittlere jährliche Bodenoberflächentemperatur im Jahr 2003 bei den Zwergfichten der unterkühlten Geröllhalde des Creux-du-Van auf 1200 m Höhe fast so kalt war wie in der Felswand der Eiger-Nordwand auf 2860 m ü.M.!

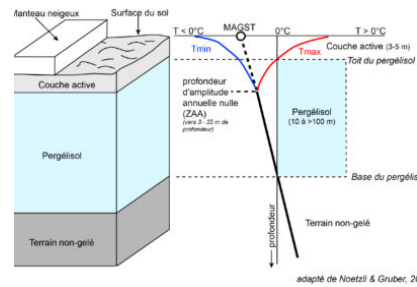


Abb .1: Schematisches Temperaturprofil eines Permafrostbodens. MAGST steht für Mean Annual Ground Surface Temperature (durchschnittliche jährliche Bodenoberflächentemperatur).

Abb .1: Schematisches Temperaturprofil eines Permafrostbodens. MAGST steht für Mean Annual Ground Surface Temperature (durchschnittliche jährliche Bodenoberflächentemperatur).

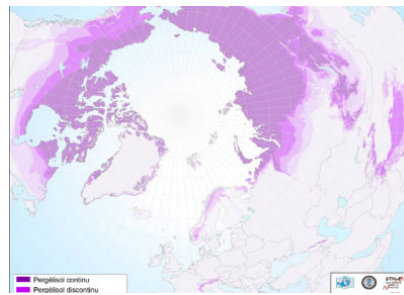


Abb. 2: Karte des weltweiten Permafrostvorkommens.

Abb. 2: Karte des weltweiten Permafrostvorkommens.



Fig. 3 – Paysage de la toundra arctique au sud de Prudhoe Bay en Alaska (69° latitude Nord). La butte au centre de l’image est un pingo, une forme typique du pergélisol circumpolaire.

Abb.3: Arktische Tundralandschaft südlich von Prudhoe Bay in Alaska (69° nördliche Breite). Der Hügel in der Mitte des Bildes ist ein Pingo, eine typische Form des zirkumpolaren Permafrosts.



Fig. 4 – Paysage de la taïga ou forêt boréale à la latitude du cercle polaire en Alaska (66°33' latitude Nord). Dans ces environnements, il est fréquent que les arbres penchent formant des « drunken forests ».

Abb.4: Landschaft der Taiga oder des borealen Waldes auf der Höhe des Polarkreises in Alaska (66°33' nördliche Breite). In diesen Umgebungen neigen sich die Bäume häufig und bilden sogenannte «drunken forests».

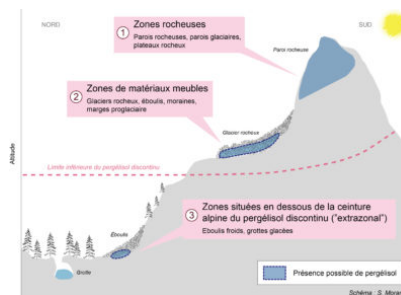
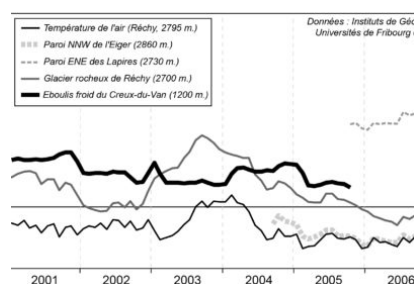


Fig. 5 – Modèle simplifié d'un versant alpin indiquant la localisation des trois grands types de zones pouvant contenir du pergélisol.

Abb.5: Vereinfachtes Modell eines alpinen Hangs, das die Lage der drei Haupttypen von Gebieten, welche Permafrost enthalten können, darstellt



3101_06_Courbes GST

Abb.6: Entwicklung der mittleren jährlichen Bodenoberflächentemperatur (MAGST) für die drei verschiedenen Gebiete, die Permafrost enthalten können. Die Temperatur vom 1. Januar 2003 entspricht dem Durchschnitt der Tageswerte zwischen dem 1. Januar 2002 und dem 1. Januar 2003. Diese Grafik veranschaulicht gut die Komplexität des Auftretens und der Entwicklung des alpinen Permafrosts. Beachten Sie, dass die mittlere jährliche Bodenoberflächentemperatur im Jahr 2003 bei den Zwergfichten der unterkühlten Geröllhalde des Creux-du-Van auf 1200 m Höhe fast so kalt war wie in der Felswand der Eiger-Nordwand auf 2860 m ü.M.!

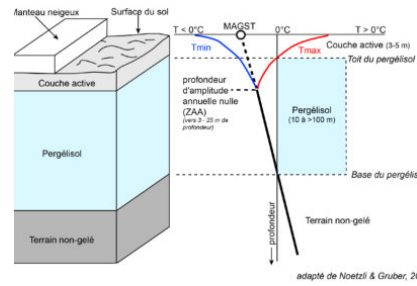


Abb .1: Schematisches Temperaturprofil eines Permafrostbodens. MAGST steht für Mean Annual Ground Surface Temperature (durchschnittliche jährliche Bodenoberflächentemperatur).

Abb .1: Schematisches Temperaturprofil eines Permafrostbodens. MAGST steht für Mean Annual Ground Surface Temperature (durchschnittliche jährliche Bodenoberflächentemperatur).

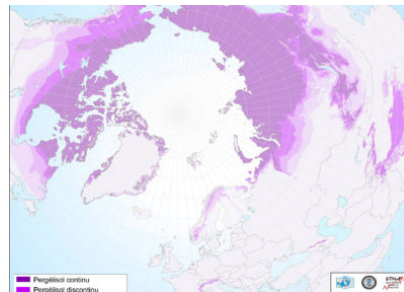


Abb. 2: Karte des weltweiten Permafrostvorkommens.

Abb. 2: Karte des weltweiten Permafrostvorkommens.



Fig. 3 – Paysage de la toundra arctique au sud de Prudhoe Bay en Alaska (69° latitude Nord). La butte au centre de l’image est un pingo, une forme typique du pergélisol circumpolaire.

Abb.3: Arktische Tundralandschaft südlich von Prudhoe Bay in Alaska (69° nördliche Breite). Der Hügel in der Mitte des Bildes ist ein Pingo, eine typische Form des zirkumpolaren Permafrosts.



Fig. 4 – Paysage de la taïga ou forêt boréale à la latitude du cercle polaire en Alaska (66°33' latitude Nord). Dans ces environnements, il est fréquent que les arbres penchent formant des « drunken forests ».

Abb.4: Landschaft der Taiga oder des borealen Waldes auf der Höhe des Polarkreises in Alaska (66°33' nördliche Breite). In diesen Umgebungen neigen sich die Bäume häufig und bilden sogenannte «drunken forests».

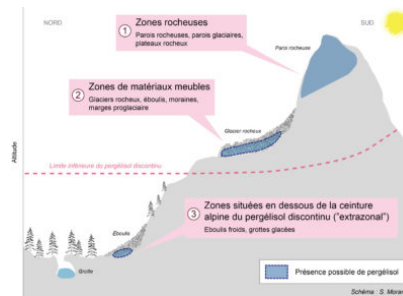
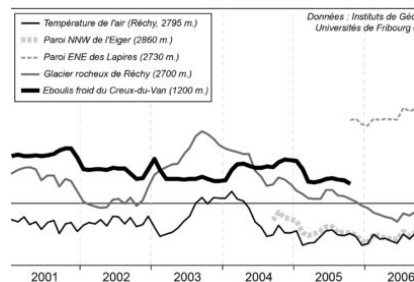


Fig. 5 – Modèle simplifié d'un versant alpin indiquant la localisation des trois grands types de zones pouvant contenir du pergélisol.

Abb.5: Vereinfachtes Modell eines alpinen Hangs, das die Lage der drei Haupttypen von Gebieten, welche Permafrost enthalten können, darstellt



3101_06_Courbes GST

Abb.6: Evolution der mittleren jährlichen Bodenoberflächentemperatur (MAGST) für die drei verschiedenen Gebiete, die Permafrost enthalten können. Die Temperatur vom 1. Januar 2003 entspricht dem Durchschnitt der Tageswerte zwischen dem 1. Januar 2002 und dem 1. Januar 2003. Diese Grafik veranschaulicht gut die Komplexität des Auftretens und der Entwicklung des alpinen Permafrosts. Beachten Sie, dass die mittlere jährliche Bodenoberflächentemperatur im Jahr 2003 bei den Zwergfichten der unterkühlten Geröllhalde des Creux-du-Van auf 1200 m Höhe fast so kalt war wie in der Felswand der Eiger-Nordwand auf 2860 m ü.M.!

1.2. Kalter und temperierter Permafrost

Permafrost wird als Teil des Bodens/Untergrunds mit ganzjährig negativer Temperatur definiert. Delaloye (2004) schlägt vor, zwischen kaltem Permafrost (

Die Definition von Permafrost, die im vorigen Blatt (Factsheet [Permafrost 1.1](#)) präsentiert wurde und von vielen Autoren gemeinhin akzeptiert wird, berücksichtigt jedoch nicht den Sonderfall, bei dem die Temperatur des gefrorenen Bodens das ganze Jahr über isotherm ist und genau dem Gefrierpunkt des Wassers oder dem Schmelzpunkt des Eises entspricht ($\sim 0^{\circ}\text{C}$). Dieser Fall ist an den Rändern von alpinen Permafrostgebieten häufig anzutreffen und könnte bei einer Fortsetzung der derzeitigen atmosphärischen Erwärmung häufiger auftreten.

Um den thermischen Zustand des alpinen Permafrosts genauer zu charakterisieren, kann die gängige Definition verfeinert werden: **Permafrost ist Material unterhalb der Erdoberfläche, dessen Temperatur während des ganzen Jahres nie über der Schmelzpunkttemperatur von Eis ($\sim 0^{\circ}\text{C}$) liegt.** Diese Definition ermöglicht ebenfalls die Unterscheidung zwischen:

- **Kalter Permafrost:** Hier liegt die Jahresdurchschnittstemperatur deutlich unter $\sim 0^{\circ}\text{C}$ und beträgt oder übersteigt niemals 0°C . Dies ist beispielsweise beim Mürtel-Corvatsch-Blockgletscher der Fall ([Abb. 1-3](#)).
- **Temperierter (oder «warmer») Permafrost:** Hier liegt die Temperatur konstant bei $\sim 0^{\circ}\text{C}$. Aufgrund der latenten Wärme, die zum Schmelzen des Eises benötigt wird oder während des Gefrierens freigesetzt wird ([siehe Factsheet Permafrost Kapitel 2](#)), ist diese Art der thermischen Situation umso stabiler, je höher der Eis- bzw. Wassergehalt des Materials ist. Die Temperaturschwankungen zwischen Sommer und Winter sind daher weit weniger ausgeprägt als bei kälterem Permafrost ([Abb. 4 & 5](#)).

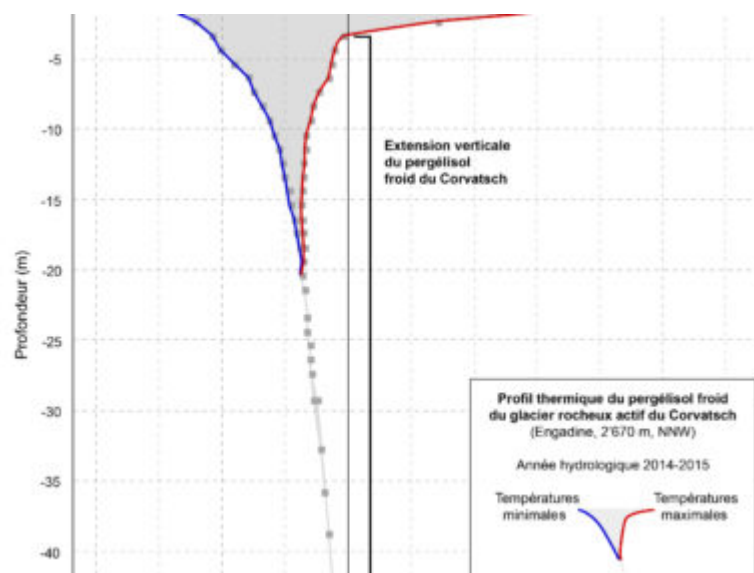


Fig. 1 – Un exemple de pergélisol froid : le glacier rocheux du Corvatsch (Engadine, GR) PERMOS.

Abb.1: Ein Beispiel für kalten Permafrost: Der Corvatsch-Blockgletscher (Engadin, GR) (Datenquelle: PERMOS).



Fig. 2 – Le glacier rocheux du Mürtel-Corvatsch (Engadine, GR).

Abb.2: Mürtel-Corvatsch-Blockgletscher (Engadin, GR).



Fig. 3 – Site de forage du glacier rocheux du Corvatsch (Engadine, GR). installé en 1987 (Engadine, GR).

Abb.3: Bohrlochstelle am Corvatsch-Blockgletscher (Engadin, GR). 1987 eingebaut.

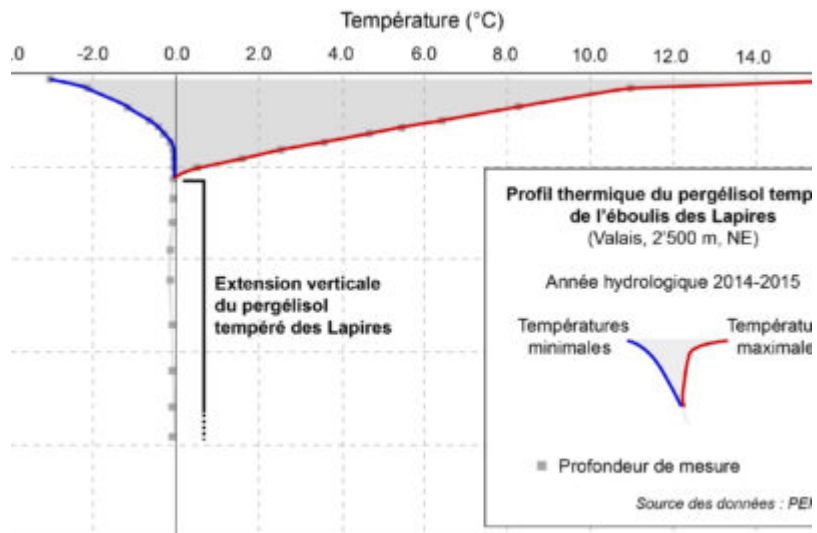


Fig. 4 – Un exemple de pergélisol tempéré : l'éboulis des Lapires (Val de Nendaz, VS) (source des données : PERMOS).


Abb.4: Ein Beispiel für temperierten Permafrost: die Schutt-/Geröllhalde Les Lapires (Val de Nendaz, VS) (Datenquelle: PERMOS).



Fig. 5 – Site de forage de l'éboulis des Lapires installé en 1998 (Val de Nendaz, VS).

Abb.5: Bohrlochstelle in der Schutt-/Geröllhalde von Les Lapires, eingerichtet 1998 (Val de Nendaz, VS).

1.3. Voraussetzungen für das Vorhandensein von Permafrost

 geomorphologie-montagne.ch/de/1-3-voraussetzungen-fur-das-vorhandensein-von-permafrost/

Das Vorhandensein von Permafrost im Untergrund hängt von vielen Parametern ab. Die wichtigsten sind: Schneebedeckung, Sonneneinstrahlung, Lufttemperatur im Sommer und Bodenbeschaffenheit.

Der wichtigste Faktor, der das Vorhandensein von Permafrost beeinflusst, ist die **durchschnittliche jährliche Bodenoberflächentemperatur (MAGST)**. Diese hängt von mehreren Parametern ab, die auf unterschiedlichen räumlichen Skalen (regional > lokal > Objekt) wirken (Abb. 1 & 2). Die Energiebilanz eines Teils der Lithosphäre wird somit von zwei Gruppen von Faktoren bestimmt. **Topoklimatische Faktoren**

Topoklimatische Faktoren spielen auf regionaler und lokaler Ebene eine Rolle.

- **Mittlere jährliche Lufttemperatur (MAAT)**. Diese ist in erster Linie klimatisch bedingt und hängt vom Breitengrad und der Höhe ab.
- **Sonneneinstrahlung an der Bodenoberfläche**. Diese ist hauptsächlich von der Topografie abhängig: Exposition, Neigung, Relief (Abschattung durch das Vorhandensein höherer Wände, Gipfel und Grate) (Abb. 3 & 4). Meteorologische Verhältnisse (Bewölkung, Luftfeuchtigkeit, Menge an Aerosolen, ...) beeinflussen ebenfalls die Menge an direkter und diffuser Sonnenenergie, welche die Bodenoberfläche erreicht.

Diese beiden leicht messbaren Faktoren wurden für die ersten Modellierungsansätze der Permafrostverbreitung verwendet (z. B. PermaKart; PermaMap) (Factsheet Permafrost 1.7).

Oberflächenfaktoren und Schwankungen der thermischen Bodeneigenschaften

Auf der Objektskala spielen Oberflächenfaktoren und Schwankungen der thermischen Bodeneigenschaften eine Rolle.

Der Wärmeaustausch zwischen der Atmosphäre und der Permafrostobergrenze wird durch die Eigenschaften der Geländeoberfläche, der Auftauschicht und der Schneedecke (Zeitpunkt des Einschneiens, Dicke, Dauer) beeinflusst (Factsheet Permafrost 1.4).

Da die mittlere jährliche Bodenoberflächentemperatur (MAGST) unter anderem von der mittleren jährlichen Lufttemperatur (MAAT) abhängt, **ist Permafrost potenziell überall dort vorhanden, wo die mittlere jährliche Lufttemperatur unter 0 °C liegt. In den Schweizer Alpen betrifft dies Gebiete oberhalb von etwa 2500 m ü. M.** Aufgrund von Faktoren, die auf der Objektskala wirken (Schwankungen der thermischen

Bodeneigenschaften), reicht eine durchschnittliche jährliche Lufttemperatur von 0°C für die Bildung von Permafrost jedoch oft nicht aus. So wird in den Bergen davon ausgegangen, dass:

$$MAGST = MAAT \pm 3.5 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Es gibt jedoch zahlreiche Ausnahmen, insbesondere für poröse und belüftete Sedimentablagerungen (Factsheet Permafrost 1.5). Eine negative Temperaturanomalie der Bodentemperatur von 5 °C findet sich beispielsweise in den Schutt-/Geröllhalden des Creux-du-Van (Neuenburger Jura, 1200 m ü. M.) oder an unzähligen anderen belüfteten Standorten in tieferen und mittleren Höhenlagen.

Von allen Komponenten der Energiebilanz spielen die direkte **Sonneneinstrahlung in den schneefreien Sommermonaten** (Juli bis Oktober), die **Lufttemperaturen im Sommer** sowie die **Schneedecke** (Zeitpunkt des Einschneiens, Dauer und Dicke) die wichtigste Rolle bei der Steuerung des Wärmehaushalts des Permafrosts.

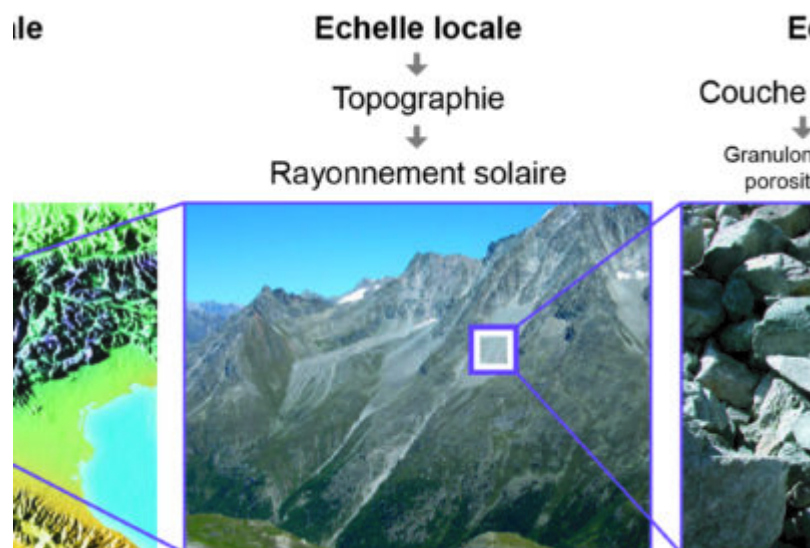


Fig. 1 – Les facteurs qui contrôlent la distribution du pergélisol, selon 3 échelles différentes.

Abb.1: Steuerungsfaktoren der Permafrostverteilung auf drei verschiedenen räumlichen Skalen.

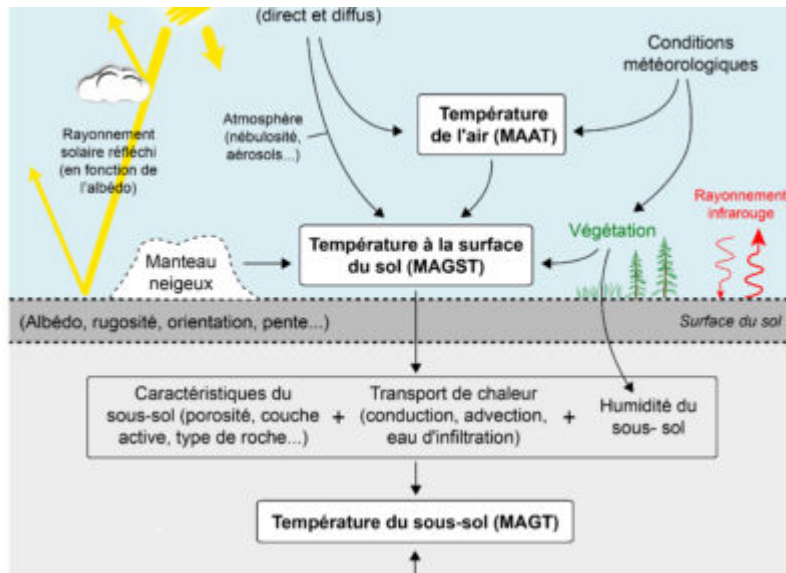


Fig. 2 – Composantes du bilan d'énergie influençant la température du sous-sol.

Abb.2: Komponenten der Energiebilanz, welche die Bodentemperatur beeinflussen.

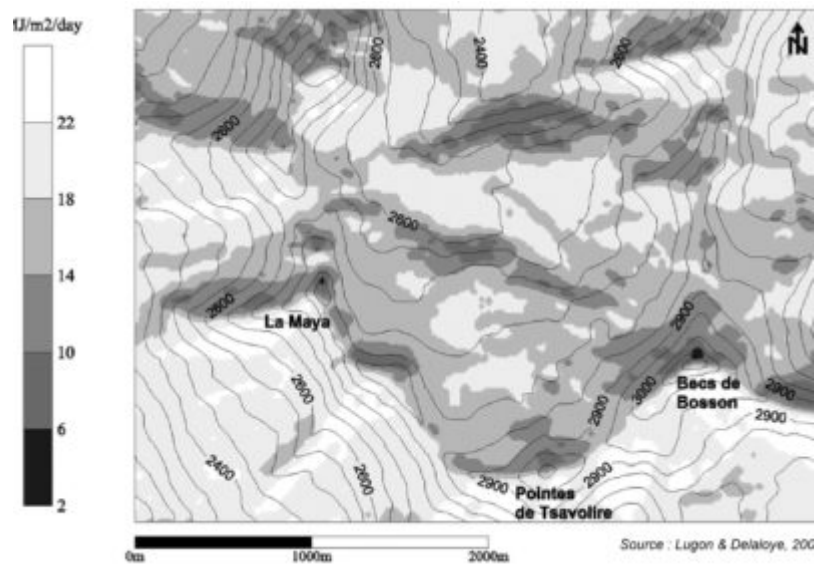


Fig. 3 – Hétérogénéité de la distribution du rayonnement solaire direct intercepté à la surface du sol dans le Haut-Vallon de Réchy (VS).

Abb.3: Heterogene Verteilung der direkten Sonneneinstrahlung im Haut-Vallon de Réchy (VS).



Fig. 4 – En région de montagne, le relief accidenté modifie rapidement les paramètres topo-climatiques : rayonnement solaire, enneigement, vent... (Schneehore et Schwarzhorn, massif des Wildstrubels, VS).

Abb.4: In Bergregionen verändert das unebene Relief rasch die topoklimatischen Parameter: Sonneneinstrahlung, Schneedecke, Wind... (Schneehore und Schwarzhorn, Wildstrubelmassiv, VS).

1.4. Schwankungen der thermischen Bodeneigenschaften

 geomorphologie-montagne.ch/de/1-4-schwankungen-der-thermischen-bodeneigenschaften/

Die räumliche Verteilung des Permafrosts in Bergregionen kann als Funktion der mittleren jährlichen Lufttemperatur (MAAT), welche von der Höhe abhängig ist, und drei Haupteinflussfaktoren (Eigenschaften der Geländeoberfläche, der Schneedecke und der Auftauschicht) verstanden werden.

Der Schnee, die Bodenoberfläche und die Auftauschicht sind drei Filterebenen, welche Temperaturabweichungen (*thermal offsets*) von bis zu mehreren Grad zwischen der mittleren jährlichen Lufttemperatur und der Temperatur an der Permafrostobergrenze induzieren können (Abb. 1).

Eigenschaften der Geländeoberfläche

Topografische Parameter (Ausrichtung, Neigung, Vorhandensein eines höheren Reliefs) und von der Bodenbeschaffenheit abhängige Parameter (Albedo, Emissivität, Rauigkeit) bestimmen den Strahlungsaustausch zwischen der Atmosphäre und der Bodenoberfläche (Gesamtstrahlungsbilanz, die die Sonneneinstrahlung (kurzwellig) und die Infrarotstrahlung (langwellig) sowie sensible und latente Wärmeflüsse umfasst). Diese Parameter führen bei gleichen klimatischen Bedingungen und in gleicher Höhe zu räumlichen Unterschieden in der Bodentemperatur, die mehrere Grad betragen können.

Schneedecke

Aufgrund seiner sehr geringen Wärmeleitfähigkeit wirkt Schnee wie eine isolierende Schicht, deren Wirksamkeit mit zunehmender Dicke steigt und mit zunehmender Dichte abnimmt. Der **Zeitpunkt des Einschneiens**, die **Dicke der Schneedecke** und der **Zeitpunkt der Schneeschmelze** sowie die Umverteilung des Schnees durch Wind und Lawinen spielen eine entscheidende Rolle für die Temperaturen der Bodenoberfläche und des Permafrosts (Abb. 2 und 3): Ein spätes Einschneien lässt den Boden im Frühwinter stark abkühlen, während ein früher Schneefall im Herbst die Abkühlung des Bodens begrenzt.

Im Frühling und Sommer sind die Bereiche, die bis spät in der Saison schneebedeckt bleiben, vor Sonneneinstrahlung geschützt.

Zusammensetzung und Eigenschaften der Auftauschicht

Die Auftauschicht ist die oberste Schicht des Bodens/Untergrunds, die vom jahreszeitlich bedingten Auftauen betroffen ist. Die Wärmeübertragung erfolgt auf unterschiedliche Weise, wenn der Boden wenig oder eher durchlässig für Luft und Wasser ist (Abb. 4). Es lassen sich zwei Fälle unterscheiden:

- In kompaktem Gestein und Lockergestein mit feiner Korngrößenverteilung (Sand, Kies) erfolgt die Wärmeübertragung hauptsächlich durch **Konduktion** (**Wärmeleitung**).
- Wenn die Auftauschicht hauptsächlich aus grobem und porösem Material besteht, was in Lockermaterialansammlungen in Bergregionen (Schutt-/Geröllhalden, Blockgletscher) häufig vorkommt, ist die Wärmeübertragung komplexer. Da die Luft in einem sehr porösen Medium zirkulieren kann, finden erhebliche nicht-leitende Wärmeübertragungen in der vertikalen Ebene (**Konvektion**) und in der horizontalen Ebene (**Advektion**) statt.

Zusammenfassend lässt sich **die räumliche Verteilung des Permafrosts** in Bergregionen als Funktion der **durchschnittlichen jährlichen Lufttemperatur** (MAAT), die grösstenteils von der Höhe abhängt, und der drei Kontrollfaktoren (**Eigenschaften der Geländeoberfläche, Eigenschaften der Auftauschicht** und **Eigenschaften der Schneedecke**) auffassen.

aux	Décalages thermiques	Principaux paramètres et vari
atmosphère, climat		Température, vent, humidité, rayonnement solaire global, rayonnement infra-rouge, etc.
niveau neige	Snow thermal offset (SnTO)	Durée, épaisseur, température, densité
face sol	Surface thermal offset (STO)	Nature, rugosité, albédo, orientation, inclinaison
couche active	Active layer thermal offset (ALTO)	Granulométrie, porosité, conductivité thermique, humidité, circulation d'air
Toit du pergélisol		Température initiale

adapté de Delaloy

Fig. 1 – Relation (simplifiée) entre atmosphère et toit du pergélisol : principaux paramètres (fixes) et variables du bilan d'énergie et sources possibles de décalages thermiques.

Abb.1: (Vereinfachte) Beziehung zwischen Atmosphäre und Permafrostobergrenze: wichtigste (feste) Parameter und Variablen der Energiebilanz und mögliche Quellen für thermische Abweichungen.

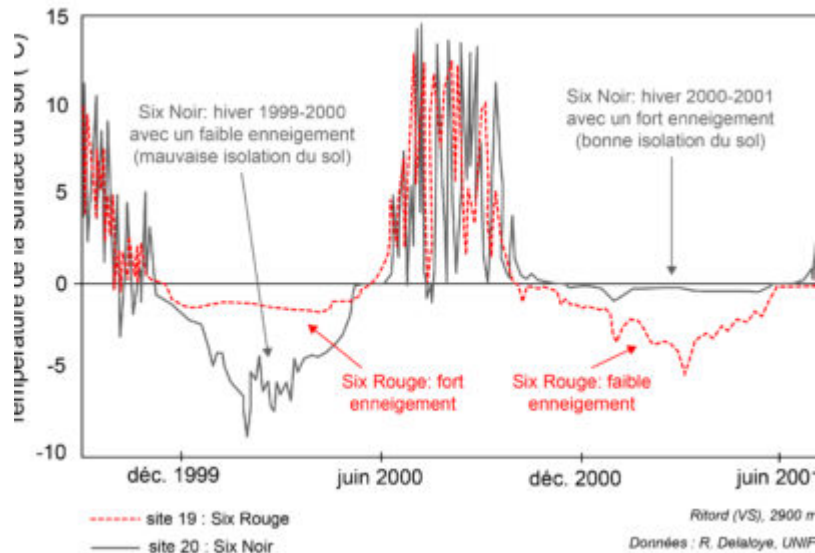


Fig. 2 – Variations des conditions thermiques du sol entre septembre 1999 et juillet 2001 au Ritord (VS). Les capteurs sont placés de part et d'autre d'un petit col, dont l'enneigement est fortement dépendant des régimes de vents dominants.

Abb.2: Schwankungen der Bodentemperaturbedingungen zwischen September 1999 und Juli 2001 in Ritord (VS). Die Sensoren sind auf beiden Seiten eines kleinen Passes angebracht, dessen Schneebedeckung stark von den vorherrschenden Windverhältnissen abhängt.



Fig. 3 – Le rôle du vent est important dans la distribution de la neige. La photo montre pour la même date le versant du col des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy) : à gauche, le versant est avec une grande accumulation de neige et une congère ; à droite, le versant ouest soufflé par le vent et presque libre de neige.

Abb.3: Der Wind spielt für die Schneeverteilung eine wichtige Rolle. Das Bild zeigt für das gleiche Datum den Hang des Col des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy): Links der Osthang mit grosser Schneeanammlung und Schneeverwehungen; rechts der

windexponierte und fast schneefreie Westhang.

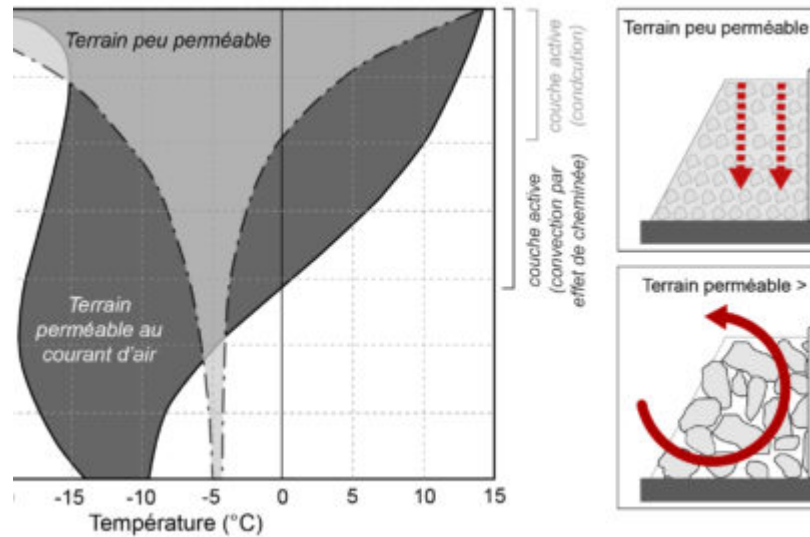


Fig. 4 – Effet de la granulométrie sur les variations de températures du sous-sol. Le graphique montre les gammes de températures modélisées dans un terril de débris rocheux de 14 mètres de haut après 650 jours selon deux modes de transferts de chaleur dominant : par conduction lorsque le milieu est peu perméable au passage d'un courant d'air (schéma en haut à droite) et par convection lorsque le milieu présente une forte perméabilité au passage d'un courant d'air (schéma en bas à droite).

Abb.4: Auswirkung der Korngrößenverteilung auf Temperaturschwankungen im Untergrund. Die Grafik zeigt die modellierten Temperaturbereiche in einer 14 Meter hohen Schutthalde nach 650 Tagen und gemäss zwei vorherrschenden Wärmeübertragungsarten: durch Wärmeleitung, wenn das Medium wenig luftdurchlässig ist (schematische Darstellung oben rechts), und durch Konvektion, wenn das Medium eine hohe Luftdurchlässigkeit aufweist (schematische Darstellung unten rechts).

1.5. Typische und marginale Verbreitung von alpinem Permafrost

 geomorphologie-montagne.ch/de/1-5-typische-und-marginale-vebreitung-von-alpinem-permafrost/

Das Vorkommen von Permafrost hängt grösstenteils von Energieaustauschen ab, die in der vertikalen Ebene zwischen der Atmosphäre und dem Untergrund stattfinden. Es gibt jedoch auch Energieaustausche in der horizontalen Ebene, die dominant werden und die "klassische" räumliche Verteilung des alpinen Permafrosts verkomplizieren können.

In Gebirgsregionen kommen zwei Arten der räumlichen Verteilung des Permafrosts nebeneinander vor, die jedoch auf unterschiedliche Wirkmechanismen reagieren:

- Die Permafrostverteilung kann als **typisch** (oder klassisch) bezeichnet werden, wenn Austausch von Energie hauptsächlich **in der vertikalen Ebene**. Der Energieaustausch zwischen der Atmosphäre und der Permafrostobergrenze erfolgt dann vor allem durch Konduktion oder Konvektion und wird durch drei Quellen klassischer Temperaturabweichungen im Untergrund (*thermal offsets*) beeinflusst: Schneedecke, Bodenoberfläche und Auftauschicht. Permafrost in (steilen) Felswänden und (mit einigen Ausnahmen) in Blockgletschern folgt dieser typischen Verteilung (Abb. 1).
- Eine **marginale** (oder «atypische») Verteilung des Permafrosts kann durch bestimmte Prozesse verursacht werden, die den vertikalen Energieaustausch überlagern. Der Wärmeaustausch findet dann hauptsächlich **in der horizontalen Ebene durch Advektion** (Luftzirkulation, Wasserfluss) statt und kann in einigen Fällen auch **mechanischen Ursprungs** sein (Kriechen, Schub). Der Gletschervorstoss in der Kleinen Eiszeit (siehe Factsheet Gletscher 4.7) und die interne Luftzirkulation (siehe Factsheet Permafrost 1.5) können eine atypische Verteilung des Permafrosts in lockeren, nicht verfestigten Sedimenten (Schutt-/Geröllhalden, Blockgletscher, Moränen) erzeugen oder erzeugt haben (Abb. 2).

Permafrost kann daher trotz einer Energiebilanz mit ungünstiger vertikaler Komponente allein durch advektiven Energieaustausch vorkommen. Dies erklärt insbesondere die Existenz von Permafrost in porösen, belüfteten Sedimentansammlungen in niedrigen Höhenlagen. Die derzeit beobachtete Verteilung des Permafrosts, ob typisch oder atypisch, kann:

- **im Gleichgewicht oder nicht im Gleichgewicht** mit den herrschenden klimatischen Bedingungen sein (z. B. Interaktion mit den Gletschern der Kleinen Eiszeit, siehe Factsheet Gletscher 4.7). Für viele Permafrostvorkommen in den Alpen spiegeln die thermischen Bedingungen derzeit diejenigen der Kleinen Eiszeit wider.
- von einem Prozess, der heute nicht mehr stattfindet oder weniger effizient ist, **geerbt oder nicht geerbt**



Fig. 1 – Le vallon périglaciaire du Furggentälti (Gemmi, Valais) recèle de nombreuses formes du pergélisol alpin : glacier rocheux (langue noire au milieu de la photo), éboulis (enneigés sur la photo), parois rocheuses, etc.

Abb.1: Das periglaziale Furggentälti (Gemmi, Wallis) weist viele Formen des alpinen Permafrosts auf: Blockgletscher (schwarze Zunge in der Bildmitte), Schutthalden (auf dem Bild schneebedeckt), Felswände etc.

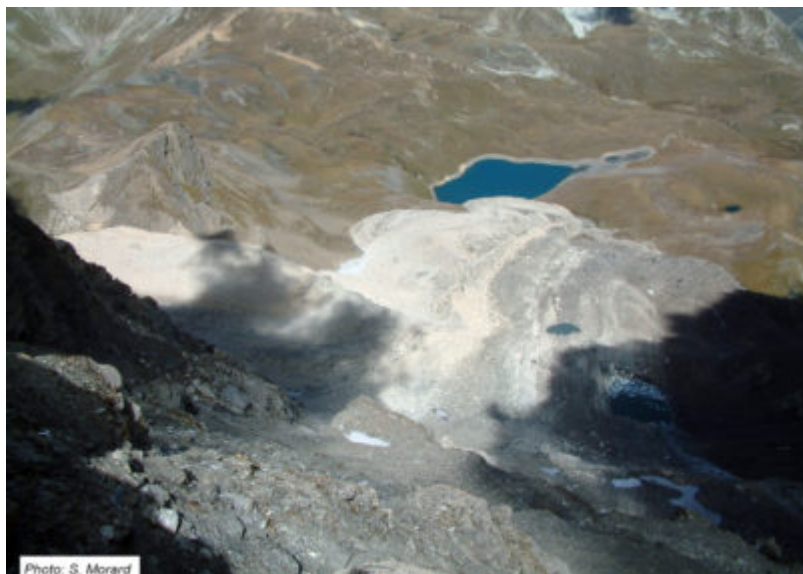


Fig. 2 – Le glacier rocheux de Lona (Valais) a été fortement perturbé par la poussée glaciaire du Petit Âge Glaciaire. La répartition actuelle du pergélisol sur ce site peut être considérée comme « atypique ».

Abb.2: Der Blockgletscher von Lona (Wallis) wurde durch den Gletschervorstoß der Kleinen Eiszeit stark beeinträchtigt. Die derzeitige Permafrostverteilung an diesem Standort kann als «atypisch» bezeichnet werden.

1.6. Räumliche Verteilung von alpinem Permafrost

 geomorphologie-montagne.ch/de/1-6-raeumliche-verteilung-von-alpinem-permafrost/

Permafrost kann kontinuierlich, diskontinuierlich oder sporadisch auftreten. Damit Permafrost eine grosse Fläche bedeckt, ist ein kaltes (d. h. mittlere jährliche Lufttemperaturen deutlich unter 0 °C) und vorzugsweise eher trockenes Klima (geringe Niederschläge) erforderlich.

Je nach räumlichem Bedeckungsgrad werden drei Arten von Permafrost unterschieden:

- **Kontinuierlich: >70 %** der Fläche eines Gebiets. In den Alpen ist kontinuierlicher Permafrost sehr selten anzutreffen. In Nordwänden oder schattigen Gebieten ist der Permafrost oberhalb von ca. 3'300 m ü. M. (durchschnittliche jährliche Lufttemperatur unter -3 °C) in der Regel kontinuierlich.
- **Diskontinuierlich: zwischen 30 und 70 %**. Die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts liegt in den Alpen bei etwa 2.300 bis 2.400 m ü. M. und einer durchschnittlichen jährlichen Lufttemperatur um 0°C.
- **Sporadisch: <30 %**. Diese Art von Permafrost kann in Höhenlagen mit einer positiven durchschnittlichen jährlichen Lufttemperatur vorkommen.

Die Untergrenze des Gebirgspermafrosts wird im Allgemeinen so definiert, dass sie derjenigen des diskontinuierlichen Permafrosts entspricht. **Die theoretische vertikale Ausdehnung dieses periglazialen Bereichs (der nach oben durch die Gleichgewichtslinie der Gletscher begrenzt wird) variiert je nach Klima, insbesondere je nach Niederschlagsregime und durchschnittlicher jährlicher Lufttemperatur (MAAT) (Abb. 1)**. In feuchtem Klima gibt es fast keinen Permafrost, da das Gelände fast vollständig von Gletschern bedeckt ist. Im trockeneren Kontinentalklima entspricht die Gleichgewichtslinie der Gletscher einer viel niedrigeren Jahresdurchschnittstemperatur, was die Entstehung von grossen periglazialen Gebieten ermöglicht.

Innerhalb der Alpen variiert das Klima, mit einer generellen Temperaturzunahme von Norden nach Süden und einer Tendenz von feuchter zu trockener von aussen nach innen (Abb. 2). Die klimatische Schneegrenze befindet sich auf dem Säntis (AR) auf 2'500 m ü. M., in den Waadtländer Alpen auf 2'700 m ü. M., in den Berner Alpen auf 2'900 m ü. M. und am Monte Rosa (VS) auf 3'200 m ü. M. Auf der Alpensüdseite sinkt sie wieder auf etwa 3'000 m ü. M. ab. Blockletscher (Indikatoren für Permafrost) sind daher in den Walliser und Bündner Alpen häufiger anzutreffen als am Süd- und Nordrand der Alpen.

Die **räumliche Variabilität** ist jedoch **sehr gross**. So findet man sporadischen Permafrost ab 1'000 m ü. M. in belüfteten Schutthalden... (siehe [Factsheet Permafrost 1.5](#)), während er in steilen, stark besonnten Wänden oberhalb von 3'500 m ü. M. fehlt (siehe [Factsheet Permafrost 1.3](#)).

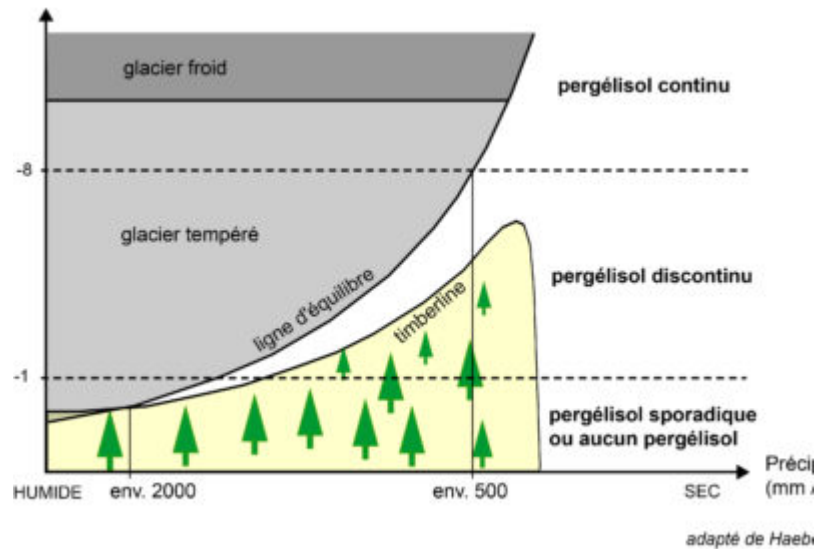


Fig. 1 – Modèle de la cryosphère illustrant les relations spatiales entre les glaciers et le pergélisol, comme une fonction de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) et des précipitations annuelles (traduisant la continentalité).

Abb.1: Kryosphärenendiagramm, das die räumlichen Beziehungen zwischen Gletschern und Permafrost als Funktion der durchschnittlichen jährlichen Lufttemperatur (MAAT) und des jährlichen Niederschlags (als Indikator der Kontinentalität) veranschaulicht.

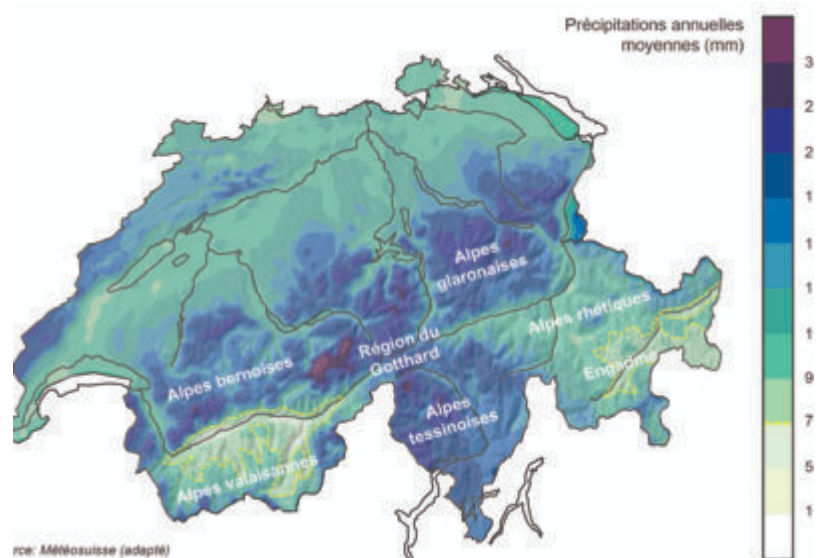


Fig. 2 – Variations des précipitations moyennes annuelles en Suisse. Les régions intra-alpines du Valais et de l'Engadine sont les plus sèches et en conséquence les plus propices au développement d'une vaste zone périglaciaire.

Abb.2: Variabilität des durchschnittlichen Jahresniederschlags in der Schweiz. Die inneralpinen Regionen des Wallis und des Engadins sind am trockensten und dementsprechend am besten geeignet für die Entwicklung eines ausgedehnten Periglazialgebiets.

1.7. Unterschiedliche Modelle der Permafrostverbreitung

 geomorphologie-montagne.ch/de/1-7-unterschiedliche-modelle-der-permafrostverbreitung/

Im Gegensatz zu Gletschern ist Permafrost in der Regel nicht direkt an der Oberfläche sichtbar. Dementsprechend ist es sehr schwierig, dessen Ausdehnung genau abzuschätzen. Daher werden in empirischen und physikalischen Modellen zur Abschätzung der Permafrostverbreitung Klassen von Auftretenswahrscheinlichkeiten verwendet.

Im Gegensatz zu Gletschern befindet sich Permafrost nicht direkt an der Erdoberfläche, sondern ist unter seiner Auftauschicht «versteckt». Um die Existenz von gefrorenem Boden/Untergrund nachzuweisen und seine Eigenschaften zu bestimmen, sind daher punktuelle Messungen vor Ort wie Bohrungen oder geophysikalische Untersuchungen erforderlich. Eine zweite Schwierigkeit besteht in der sehr grossen räumlichen Variabilität der Permafrostverbreitung. Man findet Permafrost vereinzelt ab einer Höhe von 1.000 m ü. M. in belüfteten Geröllhalden, während er in steilen, stark besonnten Felswänden oberhalb von 3.500 m ü. M. nicht vorhanden ist!

Es ist jedoch **möglich, die Ausdehnung des Permafrosts mithilfe von numerischen Modellen abzuschätzen**. Diese basieren auf einer Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Permafrost, die von geomorphologischen Indikatoren (hauptsächlich Blockgletscher), topoklimatischen Faktoren (Höhe, Neigung, Exposition) und Schwankungen der thermischen Bodeneigenschaften abhängt. So geht man entweder davon aus, dass Permafrost:

- **nicht vorhanden** ist,
- **möglicherweise vorhanden** ist (Übergangszone, Permafrost kann unter bestimmten lokalen Bedingungen vorkommen), oder
- **wahrscheinlich vorhanden** ist (alpines Gebiet mit diskontinuierlichem Permafrost).

Für die Schweiz gibt es verschiedene **Karten zur potenziellen Permafrostverbreitung**, die gute Hinweise bezüglich dessen Existenz auf regionaler Ebene liefern:

- Einige Modelle verwenden die Höhe der Fronten aktiver Blockgletscher oder andere geomorphologische Indizes, um die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Permafrost in Abhängigkeit der Hangexposition abzuschätzen (Abb. 1 & 2).
- Das Modell des Bundesamtes für Umwelt (BAFU), das auf dem nationalen Geoportal online ist ([Permafrosthinweiskarte](#)), wurde unter Verwendung mehrerer topoklimatischer Parameter erstellt: Höhe, Exposition zur Sonneneinstrahlung, Unterscheidung zwischen Fels und Lockermaterial (Abb. 3).
- Seit kurzem nutzen einige Modelle wie PERMAL (von der Universität Lausanne entwickelt) künstliche Intelligenz, um die Modelle der Permafrostverbreitung zu verbessern. Das Funktionsprinzip beruht auf selbstlernenden Algorithmen («*machine learning algorithms*») unter Verwendung von Daten von Feldmessungen und topoklimatischen Faktoren.

Auch wenn die Modelle immer genauer werden, darf man nicht vergessen, dass ein Modell nicht der Realität entspricht. Um die lokalen Gegebenheiten zu beurteilen, werden daher immer detailliertere Untersuchungen durch Bohrungen, Bodentemperaturmessungen oder Geophysik erforderlich sein.

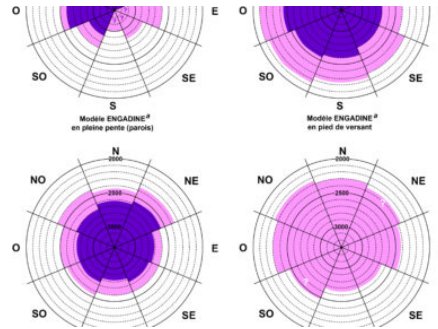


Abb.1: Verschiedene Modelle der potenziellen Permafrostverbreitung in Abhängigkeit von der Höhe, der Exposition und der Position im Verhältnis zum Hang. Diese regionalen Modelle basieren hauptsächlich auf Daten aus Blockgletscherinventaren und geomorphologischen Indikatoren.

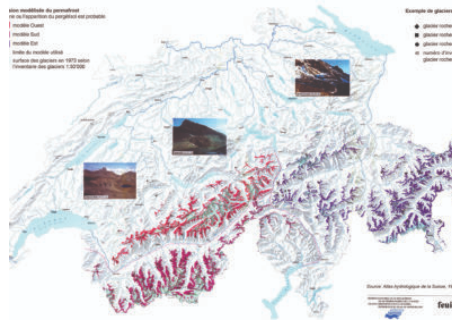


Abb.2: Mögliche Permafrostverbreitung in der Schweiz basierend auf regionalen Modellen (hauptsächlich auf der Grundlage von Blockgletscherinventaren und geomorphologischen Indikatoren).

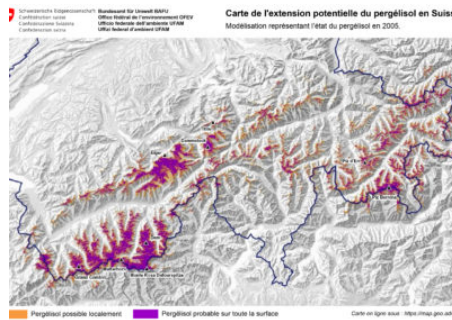


Abb.3: Modell der potenziellen Permafrostverbreitung in der Schweiz, basierend auf topoklimatischen Parametern (Quelle: BAFU, 2006).

1.8. Art und Entstehung von Eis im Permafrost

 geomorphologie-montagne.ch/de/1-8-art-und-entstehung-von-eis-im-permafrost/

Das Vorhandensein von Eis ist kein entscheidendes Kriterium für die Existenz von Permafrost. Tatsächlich kann der Eisgehalt im Permafrost zwischen 0 % (trockener Permafrost) und nahezu 100 % variieren. Beim im Permafrost enthaltenen Eis handelt es sich meist um sogenanntes Kongelationseis, welches sich durch das Wiedergefrieren von Sickerwasser in einem Gelände mit negativen Temperaturen bildet.

Permafrost ist ein thermisches Phänomen, dessen **Gehalt an mehr oder weniger heterogenem Eis nahezu zwischen 0 und 100 % schwanken kann**. Der Eisgehalt hängt stark von der Zusammensetzung und der Porosität des Bodens/Untergrunds ab. Felswände haben in der Regel einen sehr geringen Eisgehalt (nur in Spalten und Rissen), während Lockermaterialansammlungen mit grobkörniger Korngrößenverteilung einen hohen Eisgehalt aufweisen können (Abb. 1).

Permafrost wird als **gesättigt** bezeichnet, wenn das Eis die Hohlräume zwischen den festen Komponenten genau ausfüllt, und als **untersättigt** (bzw. **übersättigt**), wenn das Eisvolumen kleiner (bzw. grösser) als das Volumen dieser Zwischenräume ist (Abb. 2). Im Falle einer Eisübersättigung kann sich der Permafrost in Bewegung setzen (creeping) und einen Blockgletscher entstehen lassen (siehe Factsheet Permafrost 3.4).

Die Bildung von Eis in einem gefrorenen Lockersediment (Schutt-/Geröllhalde, Blockgletscher, Moränen) wird von zwei Hauptprozessen ermöglicht:

- **Sedimentation:** Dieser Prozess entspricht der langsamen Verdichtung der Schneeschicht und der Umwandlung von Schnee zu Firn und schliesslich von Firn zu Eis. Diese Art von Eis entspricht dem «klassischen» Gletschereis (siehe Teil Glazialmorphologie) und kommt im Permafrost nur in ganz bestimmten Situationen vor, z. B. wenn Eis, das sich an der Oberfläche gebildet hat (z. B. aus perennierendem Firn), vergraben und konserviert wurde (Abb. 3).
- **Kongelation:** Dieser Prozess entspricht meist dem Wiedergefrieren von Schmelzwasser, das im Frühling aus der Schneedecke in einen stark abgekühlten Boden/Untergrund sickert (Abb. 4 & 5). Das Gefrieren findet hauptsächlich in der Auftauschicht statt, kann aber in manchen Fällen auch direkt an der Basis der Schneedecke (Bildung einer basalen «Sohle» aus Eis) oder sogar an der Permafrostbasis stattfinden. Das im Permafrost enthaltene Eis ist hauptsächlich Kongelationseis.

Die Entstehung von Kongelationseis ist im Wesentlichen auf zwei Prozesse zurückzuführen:

- **Poreneis:** Die Bildung von Eiskristallen in den Hohlräumen (Poren) des Bodens/Untergrunds ist typisch für *nicht verfestigtes, grobkörniges Lockermaterial* (Sand, Kies, Geröll, Blockgletscher...). Wenn das Eis alle Poren des Bodens/Untergrunds ausfüllt, wird Letzterer zu einem kompakten, harten, betonähnlichen «Gestein», dem **Eisbeton oder -zement** (Abb. 1). Dieses Poreneis wirkt wie Zement und fördert die Stabilität von Hängen.
- **Segregationseis:** Bildung von linsenförmigen Eiskristallen entlang der Gefrierfront infolge der Wanderung von Porenwasser zu ebendiesen (wachsenden) Eiskristallen hin (Kryo-Osmose, siehe Factsheet Permafrost 3.2). Dieser Prozess betrifft vor allem *feinkörniges Material* (Abb. 6).

Böden, die Poreneis enthalten, sind beim Auftauen relativ stabil, wohingegen sich Böden, die reich an Segregationseis sind, stärker absetzen und sich beim Auftauen schliesslich verflüssigen können.



Fig. 1 – Glace massive et pergélisol. Les blocs de roche situés au-dessus de la glace de névé enterré sont cimentés entre eux par de la glace et forment un « béton de glace » (Tête de Fin Rond, massif du Grand Bérard / Parpaillon, Ubaye, France).

Abb.1: Massives Eis und Permafrost. Die Felsblöcke oberhalb des Eises eines schuttbedeckten Firnfelds werden durch das Eis zusammengehalten („zementiert“) und bilden einen «Eisbeton» (Tête de Fin Rond, Grand Bérard-Massiv / Parpaillon, Ubaye, Frankreich).

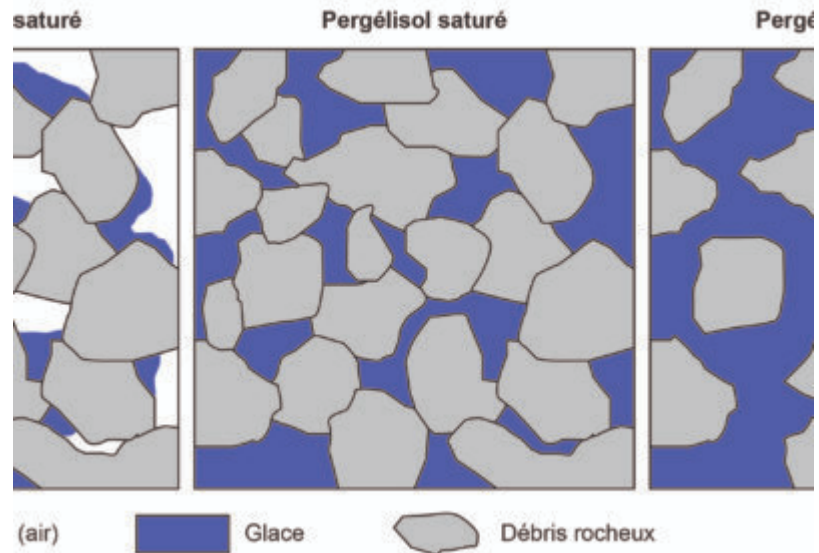


Fig. 2 – Illustration de la saturation en glace dans un dépôt sédimentaire poreux (éboulis, glacier rocheux).

Abb.2: Schematische Darstellung der Eissättigung in einer porösen Sedimentablagerung (Schutt-/Geröllhalde, Blockgletscher).



Fig. 3 – Enterrement d'une plaque de glace aux racines du glacier rocheux des Yettes Condjà (VS).

Abb.3: Beginnende Schuttbedeckung einer Eisplatte an der Wurzelzone des Blockgletschers Yettes Condjà (VS).



Fig. 4 – Glace de congélation dans l'éboulis des Lapires (Val de Nendaz, VS).

Abb.4: Kongelationseis in der Schutthalde von Les Lapires (Val de Nendaz, VS).



Fig. 5 – Glace de congélation translucide avec des stalactites de glace dans la glacière des Diablotins (Préalpes fribourgeoises).

Abb.5: Durchsichtiges Kongelationseis mit Eis-Stalaktiten in der Eishöhle von Les Diablotins (Freiburger Voralpen).



Fig. 6 – Lentilles de glace centimétriques (en foncé) développées dans les sédiments fins du Permafrost Tunnel (Fairbanks, Alaska).

Abb.6: Zentimetergrosse Eislinsen (dunkel), die sich in feinkörnigen Sedimenten des Permafrosts bei Fairbanks (Alaska) entwickelt haben.

1.9. Entwicklung der Permafrosttemperatur (1/2)

 geomorphologie-montagne.ch/de/1-9-entwicklung-der-permafrosttemperatur-1-2/

Der thermische Zustand eines Permafrostbodens ändert sich auf verschiedenen Zeitskalen. Kurzfristig spiegeln die Veränderungen in der Tiefe der Auftauschicht, die Ende Sommer gemessen wird, im Wesentlichen die klimatischen Bedingungen des vergangenen Jahres wider. Die Intensität der Veränderungen hängt weitgehend vom Eisgehalt des Permafrosts ab.

Die Temperatur des Untergrunds ist eine Funktion der Bodenoberflächentemperatur (MAGST). Umso niedriger diese ist, desto potenziell mächtiger ist der Permafrost. Die Permafrosttemperatur nimmt (wie bei jedem anderen Boden) aufgrund des geothermischen Wärmeflusses mit der Tiefe zu (in der Grössenordnung von +1 bis +3 °C pro 100 m). In den Alpen liegen die Permafrostmächtigkeiten meist zwischen 15 m und mehr als 100 m.

Eine Änderung der Oberflächentemperaturen führt auf verschiedenen Zeitskalen zu unterschiedlichen Änderungen des thermischen Zustands des Permafrosts. **Um den «Gesundheitszustand» eines Permafrostbodens zu beurteilen, dessen Temperatur in einem Bohrloch gemessen wird**, verwenden Wissenschaftler vier Indikatoren: a) Veränderung der Dicke der Auftauschicht, b) Veränderung der Temperaturen in 10 bis 20 Metern Tiefe, c) Veränderung der Form des Temperaturprofils und d) Veränderung der Tiefe der Permafrostbasis (b, c und d, siehe Factsheet Permafrost 1.10). Die Veränderung dieser Indikatoren hängt von der Art des Untergrunds und insbesondere vom Eisgehalt ab. Bei einem Phasenwechsel von Wasser werden erhebliche Wärmemengen benötigt oder freigesetzt. Je eisreicher ein Permafrost ist, desto grösser muss die Wärmemenge sein, die benötigt wird, um das Eis zu schmelzen (Eis → flüssiges Wasser) oder zu sublimieren (Eis → Wasserdampf).

Veränderung der Dicke der Auftauschicht (Reaktionszeit: Jahr(e))

In den Alpen beträgt die Dicke der Auftauschicht üblicherweise jedes Jahr einige Meter und variiert stark je nach den vorherrschenden klimatischen Bedingungen des vergangenen Jahres (Schneebedeckung im Winter und Witterung im Sommer) (siehe Factsheet Permafrost 1.4). Abbildung 1 zeigt die jährliche Variabilität der Dicke der Auftauschicht Ende Sommer für die eisreichen Blockgletscher Mürtel-Corvatsch (Abb. 2) und Schafberg (Engadin) sowie für den Schilthorngrat (Berner Oberland, Abb. 3), der im Gegensatz zu den beiden erstgenannten einen sehr geringen Eisgehalt aufweist. Ohne einen hohen Eisgehalt können Wärmeflüsse von der Oberfläche tief in den Untergrund eindringen. **Der Permafrost auf dem Schilthorn ist eisarm und die Tiefe seiner Auftauschicht reagiert stark auf die klimatischen Bedingungen des vergangenen Jahres**. So kann man beispielsweise Folgendes feststellen:

- Nach einem schneearmen Winter 2001/2002, der eine deutliche Abkühlung des Bodens ermöglichte, und einem «normalen» Sommer, erreichte die Auftauschicht am Schilthorn im Oktober 2002 eine Dicke von etwa 4,6 m, was den seit 1998 gemessenen Jahreswerten entspricht.
- Ein Jahr später, im November 2003, erreichte die Dicke der Auftauschicht etwa 9 m! Die Wetterbedingungen im hydrologischen Jahr 2002/2003 waren in der Tat sehr ungünstig für den Permafrost am Schilthorn: früher und starker Schneefall verhinderte eine signifikante Abkühlung des Untergrunds im Frühwinter, schnelle Schneeschmelze im Frühling, die den Untergrund nicht mehr vor der durch die Sonneneinstrahlung eindringende Wärme schützte, und ein Hitzesommer (5°C wärmer als im Durchschnitt) mit einer sehr hohen 0°C-Isotherme (über 4000 m ü. M. während langer Zeit).
- Seit 2009 beträgt die Tiefe der Auftauschicht Ende Sommer etwa 7 Meter, mit deutlichen Schwankungen in den Jahren 2014 (4,9 Meter) und 2015 (9,9 Meter).

In eisreichem Permafrost wie bei den Blockgletschern Murtèl-Corvatsch oder Schafberg im Engadin (Graubünden) (Abb. 1) ist **die Dicke der Auftauschicht von Jahr zu Jahr viel stabiler**. Die von der Oberfläche in den Untergrund eindringende Wärme wird hauptsächlich zum Schmelzen des Eises (“thermischer Puffer”) verwendet (siehe Factsheet Permafrost Kapitel 2). Das Schmelzen des im Permafrost enthaltenen Eises kann allmählich erfolgen, wie es beim Murtèl-Corvatsch Blockgletscher seit 2011 der Fall zu sein scheint (Zunahme der Mächtigkeit der Auftauschicht von 3,5 auf 4,4 Meter zwischen 2010 und 2015), oder abrupter, wie es beim Schafberg Blockgletscher beobachtet wurde (Zunahme der Mächtigkeit der Auftauschicht von 3,2 auf 5 Meter im Jahr 2000). Trotz dieser für eisreichen Permafrost erwähnten relativen Stabilität wurde in den letzten Jahren an vielen Standorten des PERMOS-Netzwerks eine Zunahme der Mächtigkeit der Auftauschicht festgestellt (siehe Factsheet Permafrost 1.11).

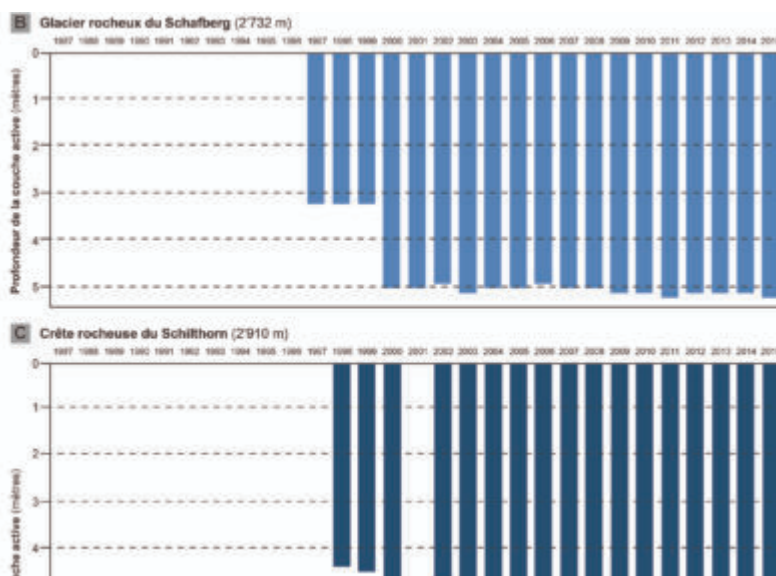


Fig. 1 – Pics d’intensité du dégel estival se traduisant par un niveau de profondeur de la couche active dans le pergélisol du glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch (GR) depuis 1987, du glacier rocheux du Schafberg depuis 1998 et sur la crête rocheuse du Schilthorn (BE) depuis 1998.

Pendant la canicule de l'été 2003, la couche active s'est accrue de 5 cm par rapport au précédent record à Murtèl-Corvatsch. Dans ce terrain riche en glace, l'énergie thermique a surtout fait fondre la glace, ce qui explique que la couche de dégel ait été tout aussi profonde l'année suivante en 2004. En revanche, dans le pergélisol quasi-exempt de glace du Schilthorn, les fortes températures de 2003 ont presque fait doubler l'épaisseur de la couche active, l'énergie thermique provoquant ici essentiellement un réchauffement de la roche (données : PERMOS, adapté).

Abb. 1: Spitzenwerte der sommerlichen Tiefe/Mächtigkeit der Auftauschicht im Permafrost des Mürtel-Corvatsch Blockgletschers (GR) seit 1987, des SchafbergBlockgletschers seit 1998 und beim Felsgrat des Schilthorns (BE) seit 1998. Während der Hitzewelle im Sommer 2003 nahm die Mächtigkeit der Auftauschicht beim Murtèl-Corvatsch Blockgletscher gegenüber dem bisherigen Rekord um nur 5 cm zu. In diesem eisreichen Untergrund brachte die zusätzliche Wärmeenergie vor allem das Eis zum Schmelzen, weshalb die Auftauschicht im Folgejahr 2004 ähnlich tief war. Im Gegensatz dazu führten die hohen Temperaturen des Sommers 2003 im fast eisfreien Permafrost des Schilthorns zu einer fast doppelt so dicken Auftauschicht, wobei die zusätzliche Wärmeenergie hier vor allem eine Erwärmung des Gesteins zur Folge hatte (Daten: PERMOS, angepasst).



Fig. 2 – Photo du glacier rocheux riche en glace de Mürtel-Corvatsch.

Abb.2: Aufnahme des eisreichen Blockgletschers Mürtel-Corvatsch.



Fig. 3 – Station PERMOS située sur la crête rocheuse du Schilthorn couverte d'une faible couche de débris. Le permafrost du Schilthorn est pauvre en glace.

Abb.3: PERMOS-Station auf dem Felsgrat des Schilthorns, bedeckt von einer dünnen Schuttdecke. Der Permafrost am Schilthorn ist eisarm.

1.10. Entwicklung der Permafrosttemperatur (2/2)

 geomorphologie-montagne.ch/de/1-10-entwicklung-der-permafrosttemperatur-2-2/

Temperaturschwankungen an der Bodenoberfläche sind in der Tiefe nicht sofort zu beobachten. In der Regel dauert es etwa 6 Monate, bis die an der Bodenoberfläche gespeicherte Wärme durch Konduktion in eine Tiefe von 10 Metern gelangt. An vielen Standorten in den Schweizer Alpen ist seit 2005 ein Trend zu einer Permafrosterwärmung von einigen Zehntel Grad zu beobachten.

b) Temperaturentwicklung zwischen 10 und 20 Metern Tiefe

Die Dicke der Auftauschicht reagiert (je nach Eisgehalt) relativ schnell auf atmosphärische Bedingungen, während das thermische Verhalten des Permafrostkörpers eine hohe Trägheit aufweist (langsame Temperaturveränderungen). Man geht überdies davon aus, dass die aktuellen Temperaturen des alpinen Permafrosts die Bedingungen am Ende der Kleinen Eiszeit widerspiegeln könnten.

Schwankungen der Permafrosttemperatur treten in der Tiefe mit zunehmender Reaktionszeit und abnehmender Amplitude auf. So **dauert es etwa 6 Monate, bis die an der Oberfläche aufgenommene Energie durch Konduktion in 10 m Tiefe eindringt** (Abb. 1). In dieser Tiefe werden die kurzfristigen Schwankungen der an der Oberfläche gemessenen Temperaturen **weitgehend herausgefiltert**. Die Kurven der zeitlichen Temperaturschwankungen weisen daher mehr oder weniger sinusförmige Verläufe auf. Aufgrund dieser Verzögerung werden in einer Tiefe von 10 Metern die Höchsttemperaturen im Winter und die Tiefsttemperaturen im Sommer erreicht. Ab einer Tiefe von 20 Metern sind die Temperaturschwankungen noch geringer, so dass sich mittelfristige Trends zur Erwärmung oder Abkühlung des Permafrosts ablesen lassen (Abb. 2 & 3).

Die ersten Bohrungen im Gebirgspermafrost sind erst vor kurzem erfolgt, die älteste stammt aus dem Jahr 1987. Auch wenn die Messreihen weniger lang sind als bei Gletschern, lassen sich dennoch Anzeichen für eine Erwärmung des alpinen Permafrosts feststellen. So hat sich der Untergrund im Murtèl-Corvatsch Blockgletscher (Engadin, GR) zwischen 1988 und 2015 in einer Tiefe von 11,6 m um etwa 1 °C erwärmt (Abb. 2). Dieser Temperaturanstieg in der Tiefe ist jedoch nicht linear, da die jährlichen Schwankungen relativ gross sind. Dagegen scheint sich in etwa 20 m Tiefe ein deutlicherer Trend abzuzeichnen, wo die Temperatur im Murtèl-Corvatsch Blockgletscher in 30 Jahren um 0.55°C angestiegen ist (Abb. 3).

c) Krümmung des Temperaturprofils (Reaktionszeit: Jahre bis Jahrzehnte)

Befindet sich der Permafrost im Gleichgewicht mit den vorherrschenden Klimabedingungen an der Bodenoberfläche (MAGST), ist sein vertikales Temperaturprofil mehr oder weniger linear (siehe Factsheet Permafrost 3.1). Bei einer Erwärmung (oder Abkühlung) der Oberfläche (MAGST) breitet sich der Wärmeüberschuss (oder das

Wärmedefizit) allmählich in die Tiefe aus, wodurch das ursprüngliche Temperaturprofil gekrümmt wird (Abb. 4). Die Temperaturprofile aus verschiedenen Bohrlöchern in den Alpen (PACE- und PERMOS-Netzwerke) zeigen, dass **der Permafrost derzeit nicht im Gleichgewicht mit den klimatischen Bedingungen an der Erdoberfläche ist**. Die meisten heute gemessenen Temperaturverläufe im Untergrund zeigen daher das für eine Erwärmung des Permafrosts typische Bild einer Begradigung des Temperaturprofils (Abb. 4 & 5). Der obere Teil des Temperaturprofils krümmt sich in Richtung 0 °C. Bis zu einer Tiefe von 10-50 Metern ist der Temperaturgradient somit kleiner als darunter (d. h. < 1-3°C pro 100 m) oder sogar negativ. Zwischen der gemessenen und der anhand von ungestörten Profilen geschätzten Oberflächentemperatur liegt ein Unterschied von 0,5 bis 1°C. Diese Differenz wird als Zeichen der Erwärmung des Untergrunds während des letzten Jahrhunderts interpretiert.

d) Vertikale Verschiebung der Permafrostbasis (Reaktionszeit: Jahrzehnte, Jahrhunderte oder sogar Jahrtausende).

Die letzte Ausgleichsphase führt zu einem Auftauen des Permafrosts von unten, was zu einer Abnahme seiner Gesamtdicke führt (Abb. 4). Eine solche Profilveränderung scheint bei keiner der tiefen Bohrungen in den Alpen begonnen zu haben.

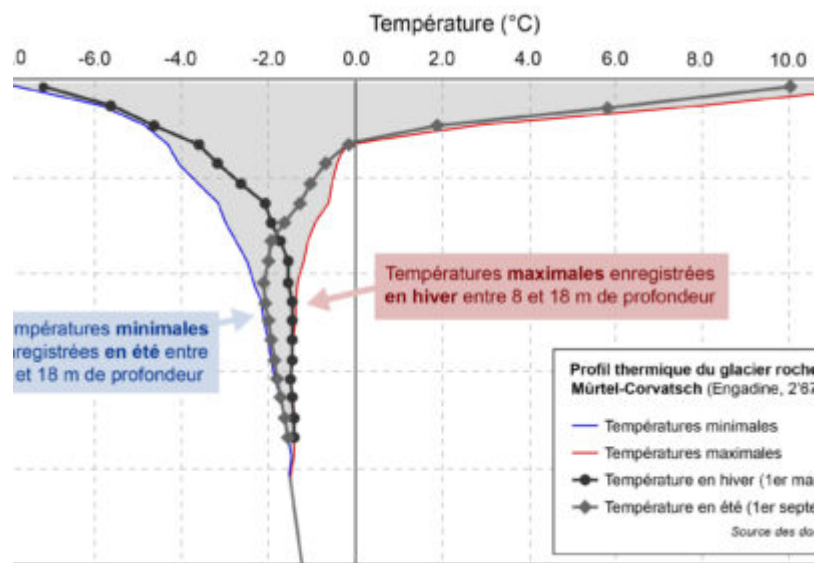


Fig. 1 – Représentation du déphasage thermique sur un graphique montrant la température en abscisse et la profondeur en ordonnée. Évolution des températures minimales et maximales de l’année hydrologique 2014-2015, et des températures du 1er mars (hiver) et du 1er septembre (été) dans le pergélisol du glacier rocheux de Mürtel-Corvatsch. Le déphasage de 6 mois entre les températures de la surface et à 10 m de profondeur est clairement visible.

Abb.1: Darstellung der thermischen Phasenverschiebung in einem Diagramm, welches die Temperatur auf der x-Achse und die Tiefe auf der y-Achse zeigt. Entwicklung der minimalen und maximalen Temperaturen im hydrologischen Jahr 2014-2015 sowie der

Températures am 1. März (Winter) und 1. September (Sommer) im Permafrost des Mürtel-Corvatsch Blockgletschers. Die Phasenverschiebung von 6 Monaten zwischen den Temperaturen an der Oberfläche und in 10 m Tiefe ist deutlich zu erkennen.

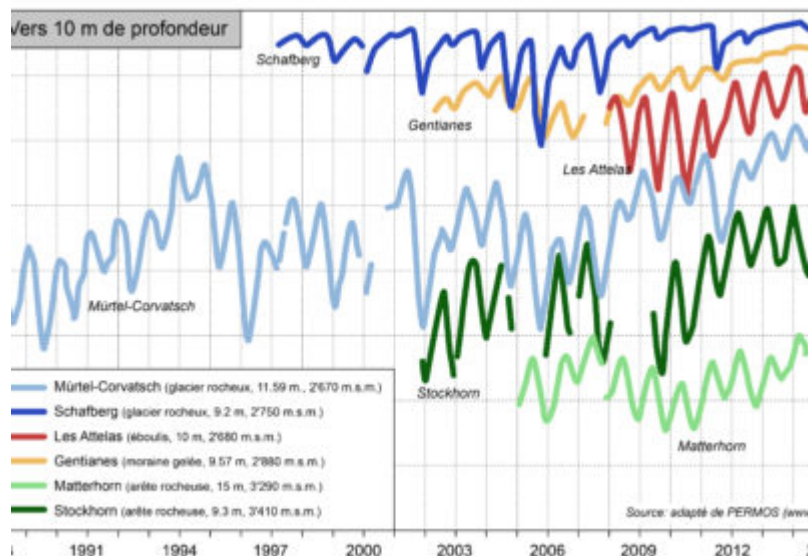


Fig. 2 – L'évolution des températures du pergélisol à environ 10 m de profondeur sur quelques sites PERMOS met en évidence trois phases de réchauffement avec des interruptions en 1995/1996, en 2002 et en 2005-2006. Le type de site, l'altitude et la profondeur exacte à laquelle a eu lieu la mesure sont chaque fois indiqués entre parenthèses.

Abb.2: Die Entwicklung der Permafrosttemperaturen in etwa 10 m Tiefe an einigen PERMOS-Standorten zeigt drei Phasen der Erwärmung mit Unterbrechungen in den Jahren 1995/1996, 2002 und 2005-2006. Der Standorttyp, die Höhe über Meer des Standorts und die genaue Tiefe, in der die Messung stattfand, sind jeweils in Klammern angegeben.

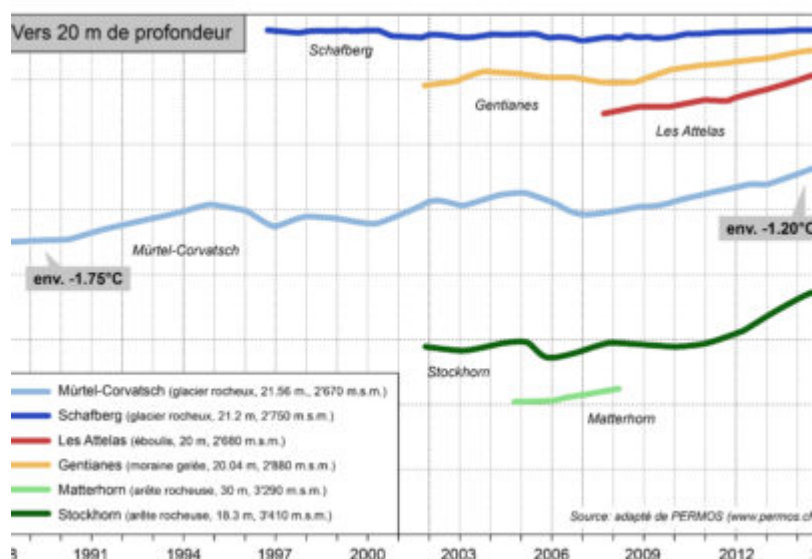


Fig. 3 – L'évolution des températures du pergélisol à environ 20 m de profondeur sur quelques sites PERMOS. Une tendance au réchauffement de quelques dixièmes de degrés s'observe sur la plupart des pergélisols

suisses entre 2005 et 2017. Le type de site, l'altitude et la profondeur exacte à laquelle a eu lieu la mesure sont chaque fois indiqués entre parenthèses.

Abb.3: Die Entwicklung der Permafrosttemperaturen in etwa 20 m Tiefe an einigen PERMOS-Standorten. Zwischen 2005 und 2017 ist für die meisten Schweizer Permafroststandorte ein Erwärmungstrend von einigen Zehntel Graden zu beobachten. Der Standorttyp, die Höhe über Meer des Standorts und die genaue Tiefe, in der die Messung stattfand, sind jeweils in Klammern angegeben.

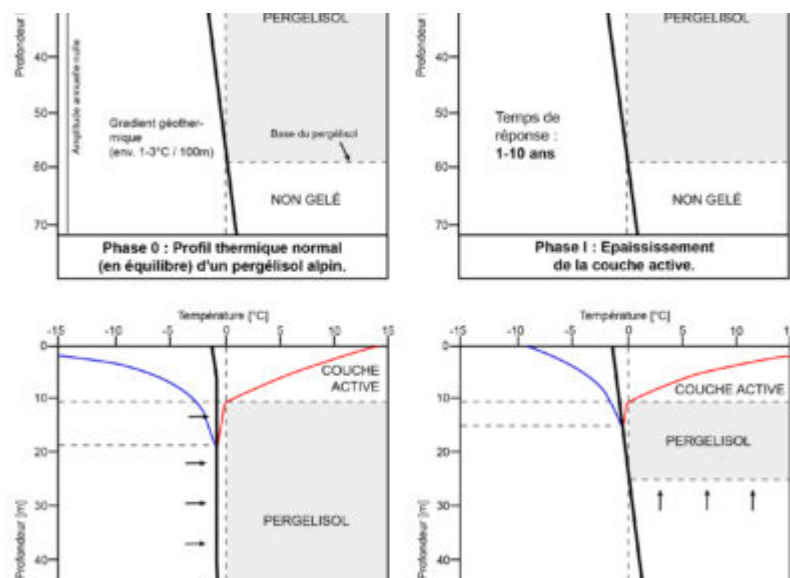


Fig. 4 – Modèles d'évolution du profil thermique vertical d'un pergélisol.

Abb.4: Entwicklungsmodelle für das vertikale Temperaturprofil eines Permafrosts.

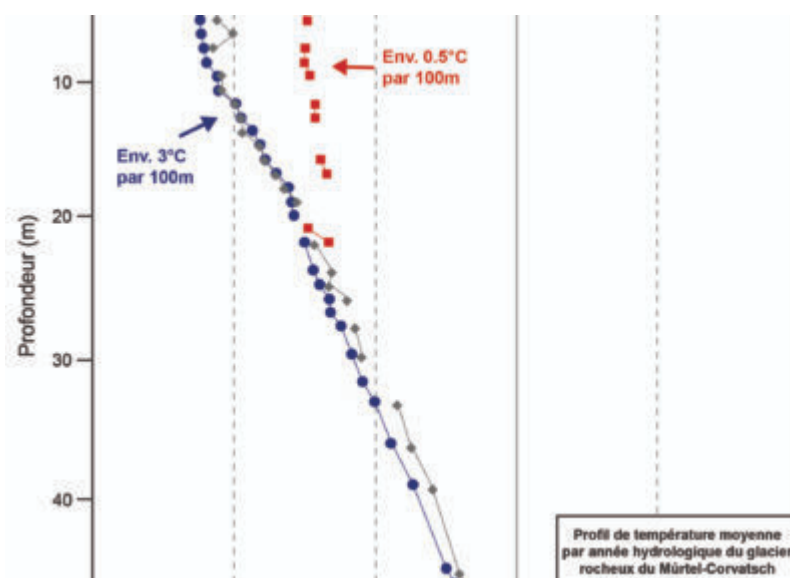


Fig. 5 – Redressement du profil thermique vertical du pergélisol du glacier rocheux de Mürtel-Corvatsch entre 4 et 20 mètres de profondeur.

Abb.5: Begradigung des vertikalen Permafrost-Temperaturprofils des Mürtel-Corvatsch Blockgletschers zwischen 4 und 20 Metern Tiefe.

1.11 Permafrost Monitoringnetzwerke

 geomorphologie-montagne.ch/de/1-11-permafrost-monitoringnetzwerke/

Um die Reaktion des Gebirgspermafrosts (Veränderungen der Dicke der Auftauschicht, thermisches Verhalten) auf den laufenden Klimawandel einzuschätzen, wurden seit den 1990er Jahren verschiedene Langzeitbeobachtungs- und Monitoringnetzwerke eingerichtet. Das Schweizer Netzwerk PERMOS (Permafrost Monitoring Switzerland) ist ein Beispiel für die Überwachung von Gebirgspermafrost.

Der Begriff «Permafrost» wurde erstmals um 1940 vom amerikanischen Geologen Siemon Muller auf Englisch veröffentlicht. Die erste internationale Konferenz zum Thema Permafrost fand 1963, mitten im Kalten Krieg, in West Lafayette, Indiana, statt. An ihr nahmen Wissenschaftler aus neun Ländern teil, darunter Amerikaner und Russen (Abb. 1).

Im Anschluss an die 7. Internationale Permafrostkonferenz, die 1998 in Yellowknife, Kanada, stattfand, wurde von der International Permafrost Association (IPA) in Partnerschaft mit dem Global Climate Observing System (GCOS) der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) der Vereinten Nationen und dem Global Terrestrial Observing System (GTOS) ein **globales Permafrost-Beobachtungsnetzwerk namens GTN-P** (Global Terrestrial Network for Permafrost) gegründet.

Während der Konferenz in Yellowknife beschloss die IPA auch die Einrichtung einer *Task Force* zur Kartierung und Erforschung des Gebirgspermafrosts, über den damals noch weit weniger bekannt war als über den zirkumpolaren Permafrost. In diesem Zusammenhang entstand von 1997 bis 2000 das **PACE**-Projekt (*Permafrost And Climate in Europe*), ein Projekt, das 8 tiefe Bohrlöcher (80-100 m) umfasste, die entlang eines Nord-Süd-Transektivs von Spitzbergen über Skandinavien und die Alpen bis zur Sierra Nevada installiert wurden (Abb. 2 & 3).

In den Schweizer Alpen wurde das **PERMOS**-Netzwerk (PERmafrost MOonitoring Switzerland) eingerichtet, das im Jahr 2000 offiziell seine Arbeit aufnahm. Es vereint zahlreiche Forschungsinstitute und wird von der Schweizerischen Kommission für Kryosphärenbeobachtung (SKK) der Akademie der Naturwissenschaften Schweiz (SCNAT) koordiniert. Das PERMOS-Netzwerk basiert auf verschiedenen Monitoring-Strategien (Abb. 4):

- Da Permafrost an der Erdoberfläche nicht direkt sichtbar ist, lässt er sich am besten untersuchen, indem man die **Temperaturen in der Tiefe im Inneren eines Bohrlochs misst**. Ein Bohrloch liefert jedoch nur punktuelle Informationen, und aufgrund der hohen Betriebskosten (Technik, Logistik...) werden die auf diese Weise erhobenen Daten durch andere Methoden ergänzt.
- Monitoring der **Bodenoberflächentemperatur**.

- Abschätzung des **Gehalts an ungefrorenem Wasser** im Permafrost mithilfe geophysikalischer Methoden wie der Messung des spezifischen elektrischen Widerstands im Untergrund.
- Überwachung der **Kriechgeschwindigkeiten von Blockgletschern** durch terrestrische geodätische Vermessung (anhand eines Netzes von GPS-Punkten, deren Koordinaten 1 Mal pro Jahr vermessen werden, oder anhand von kontinuierlichen Punktmessungen mit einem fest installierten GPS) (Abb. 5).
- Über bestimmten Gebieten werden regelmässig Luftaufnahmen gemacht, um Oberflächenbewegungen (Blockgletscher) zu verfolgen.
- Inventar der Block- und Felsstürze, die im Hochgebirge stattfinden. Die Erhebung dieser Daten erfolgt in einem partizipativen Verfahren durch Leute, die sich viel in den Bergen aufhalten oder dort wohnen (Bergführer, Hüttenwarte, Spezialisten für Naturgefahren, Gemeinde- und Kantonsbehörden, Wanderer usw.).

Im Gegensatz zum Schweizerischen Gletschermessnetz GLAMOS, das bereits 1880, am Ende der Kleinen Eiszeit, eingerichtet wurde, ist die systematische Überwachung des alpinen Permafrosts in der Schweiz noch relativ neu und deckt nur die vergleichsweise warmen Jahrzehnte seit 1990 ab. Da Permafrost viel langsamer auf Klimaänderungen reagiert als Gletscher, wird es wahrscheinlich noch einige Jahre dauern, bis die PERMOS-Messungen deutliche Veränderungen in der Permafrostverbreitung und im Wärmehaushalt des Untergrunds aufzeigen.

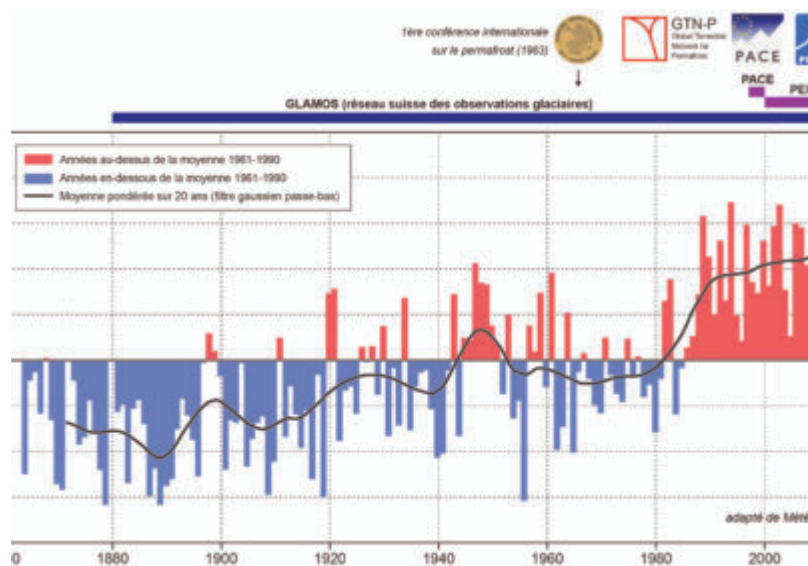


Fig. 1 – Evolution de la température annuelle de l'air à 1'000 m d'altitude au nord de la Suisse. Les valeurs sont données en écart de températures par rapport à la norme 1961 – 1990. Le réseau PERMOS a vu le jour en 2000, dans un contexte de températures élevées par rapport au siècle dernier.

Abb.1: Entwicklung der jährlichen Lufttemperatur auf 1'000 m Höhe in der Nordschweiz. Die Werte sind als Abweichung von der Jahresmitteltemperatur der klimatologischen Referenzperiode 1961 – 1990 angegeben. Das PERMOS-Netzwerk wurde im Jahr 2000

vor dem Hintergrund der im Vergleich zum letzten Jahrhundert hohen Temperaturen ins Leben gerufen.

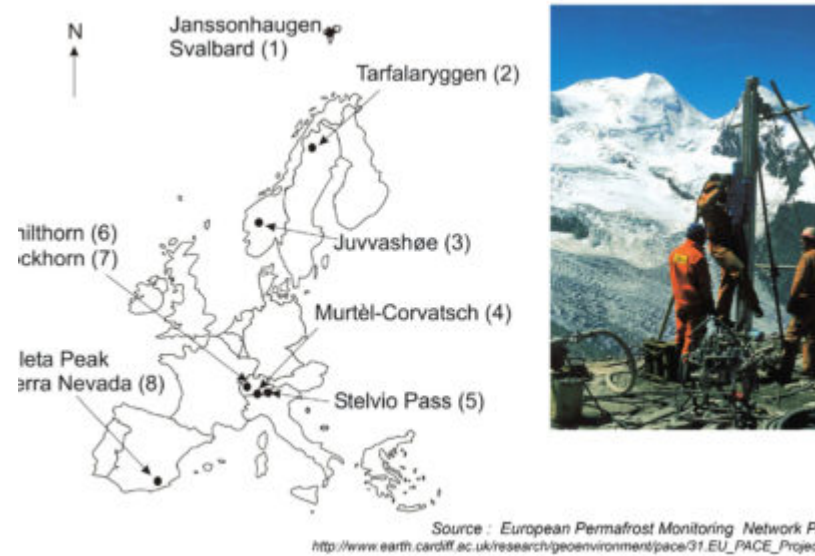


Fig. 2 – Emplacement des différents forages du réseau PACE. A droite, percement du forage du Stockhorn (VS).

Abb.2: Lage der verschiedenen Bohrlöcher des PACE-Netzwerks. Rechts: Bohrung des Stockhorn-Bohrlochs (VS).

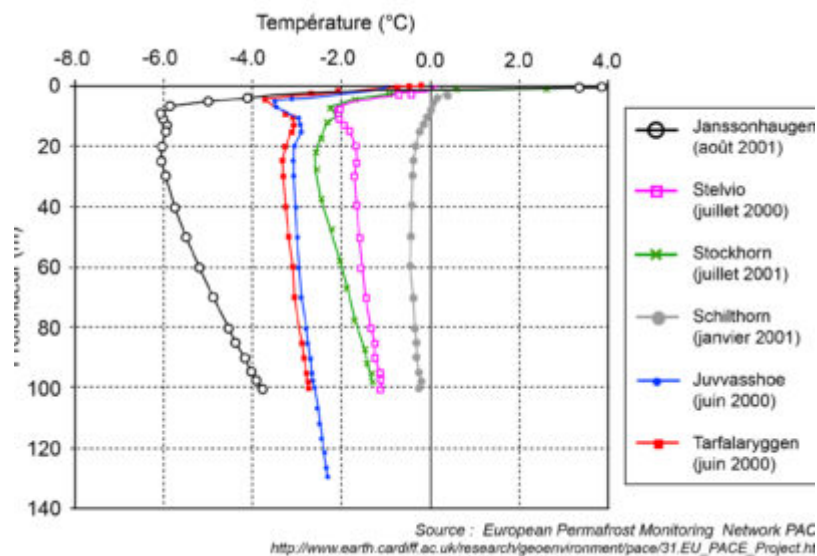


Fig. 3 – Température du pergélisol en 2000/2001 dans les différents forages du réseau PACE.

Abb.3: Permafrosttemperaturen 2000/2001 in den verschiedenen Bohrlöchern des PACE-Netzwerks.

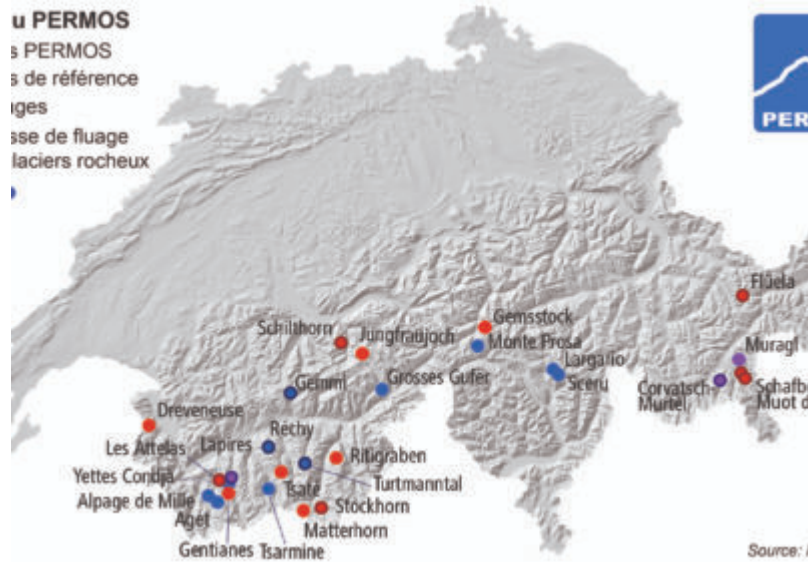


Fig. 4 – Emplacement des différents sites du réseau suisse PERMOS.

Abb.4: Lage der verschiedenen Untersuchungsstandorte des Schweizer PERMOS Netzwerks.



Fig. 5 – Mesures du déplacement de terrain par GPS différentiel... demandant parfois quelques talents d'équilibriste et de balayeur !

Abb.4: Vermessung von Geländebewegungen mithilfe von Differenzial-GPS... was manchmal einiges an Gleichgewicht und Strassenkehrer-Talent erfordert!