

---

**Bericht Nr. 14181391.28**

---

**Einwohnergemeinde Kandersteg**

**Kandersteg, "Spitze Stei"  
Gefahrenmanagement 2022**

**Auswertung Permafrostdaten, Permafrostmodellierungen**

Zollikofen, 18. April 2022

**GEOTEST AG**  
BERNSTRASSE 165  
CH-3052 ZOLLIKOFEN  
T +41 (0)31 910 01 01  
F +41 (0)31 910 01 00  
zollikofen@geotest.ch  
www.geotest.ch

<b>Autor(en)</b>	<b>Bearbeitete Themen / Fachbereiche</b>
Martin Scherler	COUP Modellierungen
Christian Kienholz	Visualisierung Bohrlochdaten, Schneemächtigkeiten, Permafrostverteilung, Auswertung Modellierungsergebnisse, Bericht
Anna Haberkorn	Auswertung Bohrlochtemperaturen, Permafrostverteilung, Modellierungsergebnisse, Bericht
<b>Supervision</b>	<b>Visierte Inhalte</b>
Daniel Tobler	Gesamter Bericht
<b>Hinweise</b>	

GEOTEST AG



Daniel Tobler



Christian Kienholz

## Inhaltsverzeichnis

1.	Ausgangslage .....	4
2.	Permafrostverbreitung und -entwicklung in den Alpen .....	5
3.	Permafrosteigenschaften und -verteilung am Spitze Stei – aktualisierte PGIM-Karte .....	6
4.	Messdaten .....	10
4.1	Schneebedeckung .....	10
4.1.1	Schneehöhen Fisistock .....	10
4.1.2	Schneemächtigkeiten Spätwinter 2022 .....	13
4.2	Bohrlochtemperaturen .....	16
4.2.1	TB2 – Westgrat .....	18
4.2.2	TB3 – Gipfel .....	21
4.2.3	TB4 – Zentrum .....	26
4.3	Bohrlochdeformation .....	30
5.	Bodentemperatur-Modellierungen .....	32
5.1	Modellbescrieb .....	32
5.2	Meteorologischer Input .....	33
5.3	Kalibration .....	34
5.4	Simulationsresultate .....	37
5.4.1	Modellierungen TB2 Westgrat 2017 – 2021 (meteorologische Daten Doldestock) .....	37
5.4.2	Provisorische Modellierungen Westgrat 1984–2022 (meteorologische Daten Adelboden) .....	39
5.4.3	Vergleich ERA-Niederschläge mit Niederschlägen Doldestock .....	42
5.5	Fazit Modellierungen .....	43
6.	Schlussbemerkingen .....	45
7.	Literaturverzeichnis .....	46
	Anhang 1 – Meteorologische Daten .....	50
	Anhang 2 – Zusätzliche Abbildungen Bodentemperaturen .....	52

## 1. Ausgangslage

Permafrostmodellierungen [1], geophysikalische Untersuchungen [2] sowie in-situ Bohrloch-Temperaturmessungen [3] implizieren, dass Permafrost am Spitze Stei vorkommt. Wie in anderen hochalpinen Gebieten dürfte die rasch fortschreitende Klimaerwärmung der letzten Jahrzehnte zu einer Erwärmung und Degradation des Permafrosts am Spitze Stei geführt haben. Dieser Entwicklung kam bzw. kommt bei der beobachteten Destabilisierung des Rutschgebietes (Abbildung 1) wahrscheinlich eine wichtige Rolle zu [4].

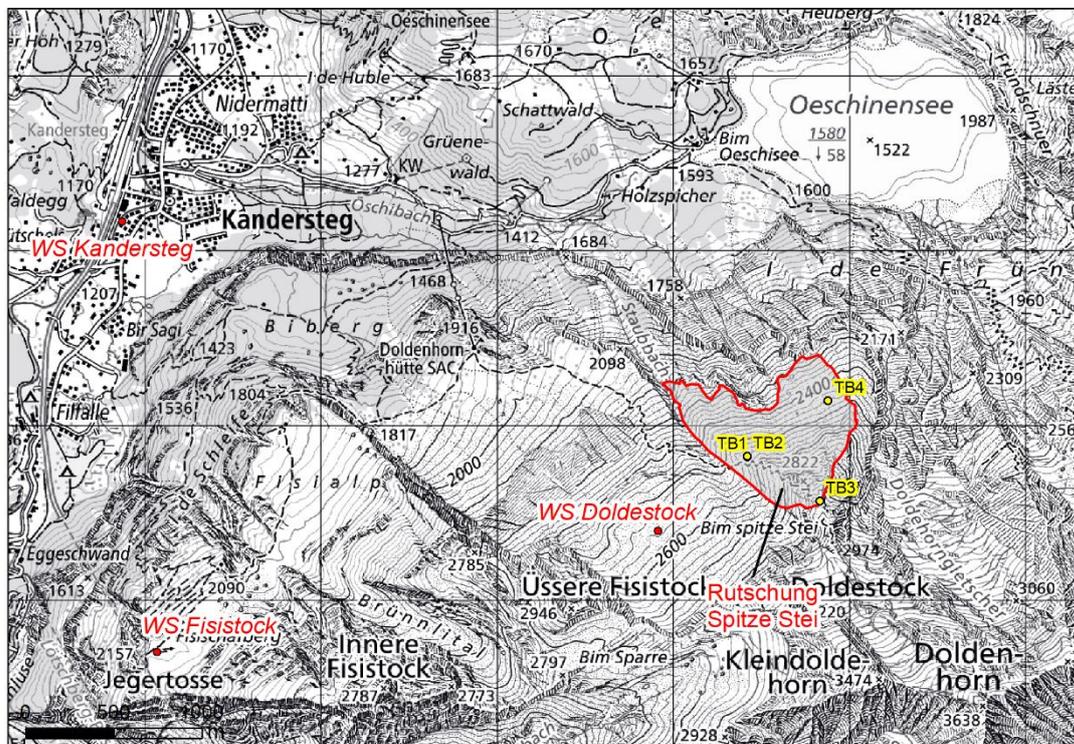


Abbildung 1: Übersichtskarte Spitze Stei mit eingezeichnetem Rutschperimeter sowie Bohrlochstandorten (gelbe Punkte): TB1 und TB2 am Westgrat, TB3 im Gipfelbereich und TB4 im östlichen Bereich der Rutschung. Mit roten Punkten markiert sind die Standorte der genutzten Wetterstationen.

Um Zustand und Veränderung des Permafrosts am Spitze Stei besser zu verstehen, werden neu verfügbare Daten aus dem umfangreichen Monitoringnetz am Spitze Stei mit Bezug zum Permafrost periodisch analysiert. Der vorliegende Bericht, welcher frühere Berichte (u.a. [3][5]) ergänzt, fokussiert dabei auf drei Hauptthemen, die in separaten Kapiteln diskutiert werden.

In Kapitel 3 wird die aktualisierte Permafrost and Ground Ice Map (PGIM, [1]) des SLF präsentiert und mit der bisherigen Karte verglichen. Die statistische Permafrost-Verteilungskarte PGIM zeigt flächig, wo und welcher Typ Permafrost zum heutigen Zeitpunkt am Spitze Stei erwartet werden muss. Die aktualisierte PGIM Karte stützt sich auf lokale Bohrloch-Temperaturmessungen vom Spitze Stei (Abbildung 1), welche im vorliegenden Bericht in Kapitel 4 diskutiert werden, zusammen mit weiteren neuen Messdaten (z.B. flächige Schneemächtigkeitsdaten).

Zusätzlich zur Kalibrierung des statistischen PGIM-Modelles wurden die Spitze Stei Daten auch für die Kalibration eines physikalischen Bodentemperaturmodelles (COUP) genutzt. COUP ermöglicht die Simulation der Bodentemperaturen über die zweijährige Messperiode der Bohrlochtemperaturen hinaus, welche durch die lokalen Bohrlochmessungen abgedeckt sind. Das Modell ermöglicht damit die aktuellen Bodentemperaturmessungen in einen historischen Kontext zu stellen und liefert Hinweise zu der möglichen zukünftigen Entwicklung der Bodentemperaturen. Das Modell COUP und erste Modellierungsergebnisse werden in Kapitel 5 präsentiert.

Ganz zu Beginn (Kapitel 2) wird als genereller Kontext eine kurze Einführung zur Permafrostverbreitung und -entwicklung in den Alpen gegeben.

## **2. Permafrostverbreitung und -entwicklung in den Alpen**

Permafrost umfasst rund 3% der Fläche der Schweizer Alpen [1]. Die Rahmenbedingungen für Permafrost haben sich über die letzten Jahrzehnte infolge der rasch fortschreitenden Klimaerwärmung besonders im Gebirge stark verändert [6]. So zeigen Temperaturaufzeichnungen seit 1864, dass die drei vergangenen Jahrzehnte gesamtschweizerisch deutlich wärmer waren als die Jahrzehnte zuvor (Abbildung 2; [7]). In Lagen über 1000 m ü. M. – und damit auch in Permafrostgebieten – fiel die Temperaturzunahme besonders stark aus ([7][8]). Neben dem Temperaturanstieg brachte die Klimaerwärmung veränderte Niederschlagsmuster mit sich, z.B. längere Trockenperioden, intensivere Niederschläge und veränderte Schnee-Regen Regimes. Dabei handelt es sich allesamt um Faktoren, die das Temperaturregime im Untergrund mitsteuern.

Als Folge der Klimaerwärmung wurde in den letzten zwei Jahrzehnten in Permafrostgebieten ein steter Anstieg der Bodentemperaturen ([8][9]), eine Vertiefung der saisonalen Auftauschicht ([8][9]), variierende Eis- und Wassergehalte im Boden [10] und stark zunehmende Blockgletscher-Deformationsraten [9] beobachtet. Ta-

likbildungen (positive Temperaturanomalien im Permafrost) signalisieren den Beginn der Permafrost-Degradation ([11][12]) und wurden an verschiedenen Blockgletschern in den Alpen beobachtet. Durch voranschreitende Degradation des Permafrosts kann unter anderem die Wasserwegsamkeit sowie der Wassergehalt im Boden ansteigen, was eine Beschleunigung bzw. Destabilisierung von Schutthalden und Blockgletschern begünstigt ([13][14][15][16]). Diese Effekte dürften auch bei der Destabilisierung des Spitze Steis eine Rolle spielen [4].

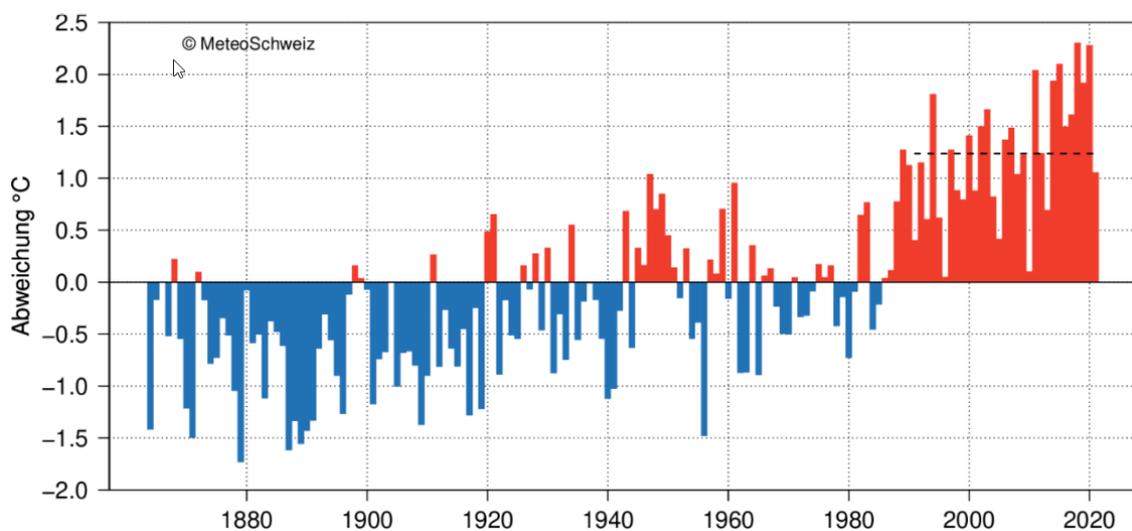


Abbildung 2: Langjährige Entwicklung der Temperatur-Jahresmittel in der Schweiz seit Beginn der meteorologischen Aufzeichnungen im Jahr 1864 [7]. Dargestellt ist die Abweichung vom Mittel der Normperiode 1961–1990 (rot: positive Anomalie, blau: negative Anomalie). Die aktuelle Normperiode 1991–2020 ist gestrichelt eingezeichnet.

### 3. Permafrosteigenschaften und -verteilung am Spitze Stei – aktualisierte PGIM-Karte

Die Verteilung von Permafrost und dessen Eigenschaften (z.B. Eisgehalt) werden durch mehrere Faktoren kontrolliert. Lufttemperatur, solare Einstrahlung sowie Schneebedeckung spielen eine herausragende Rolle. Der Eisgehalt des Permafrostkörpers wird u.a. durch die Zusammensetzung des Bodensubstrats (kompakter Fels vs. Lockermaterial) gesteuert. Bezüglich Bodeneisgehalt wird zwischen eisreichem und eisarmen Permafrost unterschieden. Eisreicher Permafrost hat einen Eisgehalt, der das Porenvolumen des Bodens übersteigt, bei eisarmen Permafrost ist Eis hingegen nur in Poren und Klüften vorzufinden ([17][18][19]).

Kenntnisse zum Bodeneisgehalt sind von zentraler Bedeutung, da das Bodeneis einen signifikanten Einfluss auf die Entwicklung der Bodentemperaturen hat. Infolge latenter Wärmeeffekte reagieren eisreiche Bereiche stark verzögert auf veränderte atmosphärische Bedingungen ([1][20]), womit eisreicher Permafrost in Gebieten angetroffen werden kann, in denen eisarmer Permafrost bereits vollständig verschwunden ist. Im Zusammenhang mit Massenbewegungen kann der Eisgehalt die Dynamik der potenziell abstürzenden Fels- und Schuttmassen beeinflussen, d.h. konkret die Reichweite von Sturzprozessen vergrößern und die Auslösung von sekundären Fliessprozessen begünstigen ([21][22]).

In der nachfolgend beschriebenen Permafrost- und Bodeneiskarte PGIM wird die Permafrostgrenze via Mean Annual Ground Temperature (MAGT) festgelegt [1]. Die MAGT wird durch ein statistisches Modell angenähert, welches auf flächig quantifizierbaren Parametern (Geländehöhe, Einstrahlung) beruht und mit punktuellen Bohrlochdaten kalibriert wird. Eisreicher Permafrost wird in einem Höhenbereich unterhalb der modellierten Permafrostgrenze als möglich eingestuft, sofern gewisse Voraussetzungen erfüllt sind (Hangneigungen unter 30°, Untergrund aus Lockermaterial bestehend [1]).

Die initiale Permafrost- und Bodeneiskarte (Abbildung 3) entstand noch vor den Bohrungen am Spitze Stei, womit an diesem Standort eine Kalibration mit lokalen Bohrlochdaten noch nicht möglich war. In der initialen Karte liegt die Untergrenze für kontinuierlichen Permafrost im NW-exponierten Hang des Spitze Steis bei ca. 2'600 m ü. M., womit kontinuierlicher Permafrost rund 15% des Rutschperimeters umfasst (0.075 km<sup>2</sup> von 0.5 km<sup>2</sup>). Weitere 0.065 km<sup>2</sup> (13%) des Rutschperimeters befinden sich in tiefer gelegenen Zonen, in denen eisreicher Permafrost möglich ist (Abbildung 3).

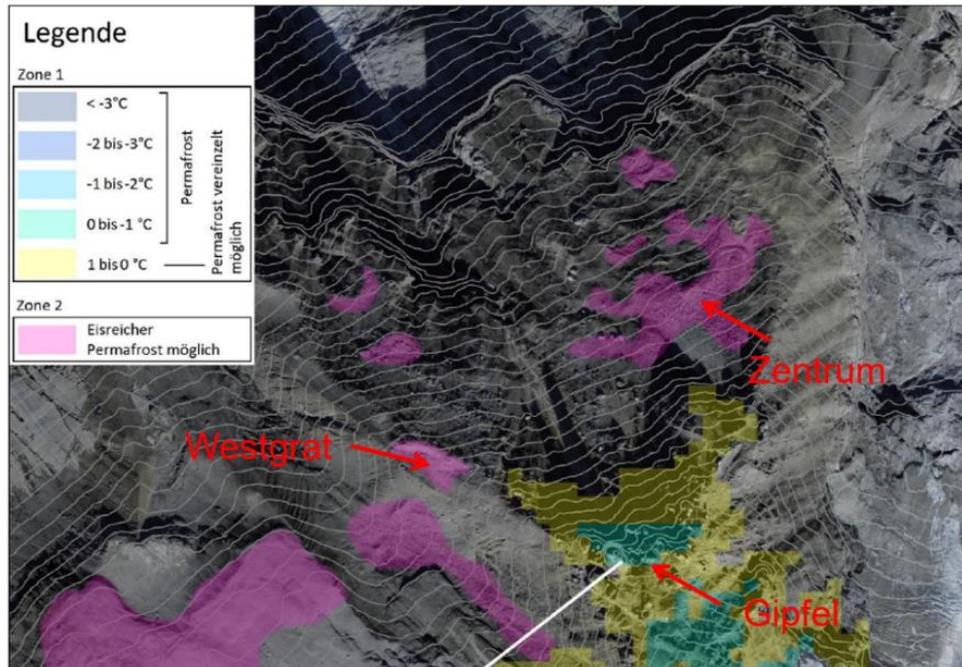


Abbildung 3: Bohrstandorte überlagert über die initiale SLF Permafrostkarte PGIM [1]. Die gezeigte Karte wurde noch ohne in-situ Bohrlochmessungen erstellt. Die Temperaturen in der Legende entsprechen der erwarteten Mean Annual Ground Temperature (MAGT), welche der Abschätzung der kontinuierlichen Permafrostgrenze dient.

Basierend auf den seit Anfang 2020 erhobenen Bohrlochtemperaturmessungen am Spitze Stei (Kapitel 4.2) wurde das der PGIM-Karte zu Grunde liegende statistische Modell lokal kalibriert, was zu einer Korrektur der erwarteten MAGT am Spitze Stei von rund -1.4 °C führte (Information R. Kenner, SLF). Neu kommt die Untergrenze für kontinuierlichen Permafrost im NW-orientierten Hang des Spitze Steis bei ca. 2'500 m ü. M. zu liegen (Abbildung 4), rund 100 m tiefer als in der bisherigen Karte. Entsprechend befinden sich neu rund 48% (0.24 km<sup>2</sup>) des Rutschperimeters in einem Bereich, in dem Permafrost wahrscheinlich (26%, 0.13 km<sup>2</sup>) bzw. möglich (22%, 0.11 km<sup>2</sup>) ist. Dazu kommen die Gebiete mit potenziell eisreichem Permafrost. Diese umfassen unverändert eine Fläche von 0.065 km<sup>2</sup> (13%) innerhalb des Rutschperimeters, wovon 0.01 km<sup>2</sup> (2%) mit der Kategorie «Permafrost vereinzelt möglich» überlappt. Gesamthaft liegen damit rund 60% der Rutschfläche in Bereichen mit Permafrost, im Gegensatz zu den 30% der initialen Karte. Dass es beim eisreichen Permafrost bei der Überarbeitung nicht zu Anpassungen kam, ist im Zusammenhang mit der Szenarienbildung Primär- und Sekundärprozesse [5] von Bedeutung.

Im Bereich der beiden Bohrlöcher Westgrat (TB1 und TB2 in Abbildung 4, 2'560 m ü. M.) ist gemäss PGIM-Karte Permafrost möglich (modellierte MAGT zwischen 0 und 1 °C), angesichts des genügend flachen Geländes und der angetroffenen Schuttbedeckung auch in eisreicher Form. Im Bereich des Bohrloches TB3 (Gipfelbereich, 2'844 m ü. M.) wird eisarmer Permafrost mit Temperaturen zwischen -1 und -2 °C erwartet. Das Bohrloch TB4 (Zentrum, Blockgletscher, 2'460 m ü. M.) befindet sich in einem Bereich, in dem die modellierten MAGT 1 °C übersteigen und eisarmer Permafrost damit nicht mehr zu erwarten ist. Aufgrund des etwas flacheren Geländes sowie der Schuttbedeckung ist eisreicher Permafrost möglich.

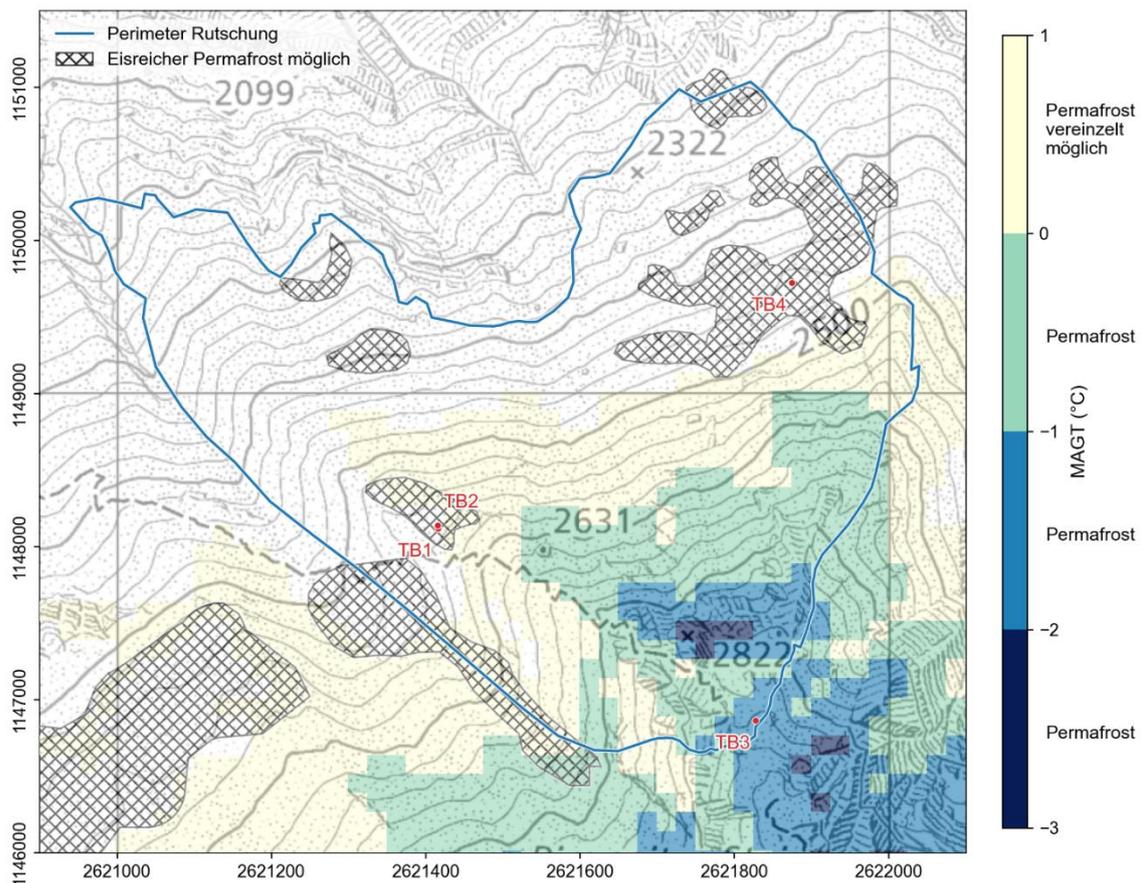


Abbildung 4: Aktuelle PGIM Karte. Die dargestellten Resultate wurden mit Temperaturmessungen der Bohrlöcher TB2 und TB3 kalibriert. In den blau eingefärbten Bereichen ist Permafrost wahrscheinlich, in den gelb eingefärbten Bereichen möglich. Die schraffierten Bereiche zeigen Bereiche, in denen eisreicher Permafrost möglich ist.

## **4. Messdaten**

Per Anfang 2022 umfassen die in den Bohrlöchern erhobenen Messdaten eine Zeitspanne von gut zwei Jahren, womit sie mehr als doppelt so lange sind wie noch in vorangegangenen Berichten (u.a. [3][5]). Nachfolgend werden die neuen Daten präsentiert, mit Schwerpunkt auf den Temperaturmessungen in den Bohrlöchern TB2 bis TB4. Die Bohrloch-Temperaturmessungen sind für die präsentierten Modell-Kalibrationsanwendungen (Kapitel 3, Kapitel 5) besonders wichtig. Ebenfalls diskutiert werden die aktuell vorliegenden Inklinometerdaten für Bohrloch TB1.

Die Schneesverhältnisse spielen für die Entwicklung der Bodentemperaturen und somit der Permafrostbedingungen eine herausragende Rolle. Daten zur Schneebedeckung werden daher eingangs separat diskutiert. Meteorologische Daten (Lufttemperatur, Niederschlag) sind in den Abbildungen in Anhang 1 zusammengefasst.

### **4.1 Schneebedeckung**

#### **4.1.1 Schneehöhen Fisistock**

In Abbildung 5 sind die an der IMIS Station Fisistock seit dem Winter 2017–2018 gemessenen Schneehöhen dargestellt. Die Station befindet sich rund 3.5 km entfernt von der Rutschung Spitze Stei auf einer Höhe von 2155 m ü. M. (Abbildung 1). In die Zeitperiode seit 2017, welche auch für die Kalibrierung des COUP-Permafrostmodelles verwendet wird (Kapitel 5), fallen sowohl sehr schneereiche als auch schneearme Winter. Die Ausaperungszeitpunkte im Frühling variieren um mehrere Wochen, grössere zeitliche Verschiebungen gibt es auch beim Einschneidatum im Herbst. Bezüglich Schneehöhe liegt der aktuelle Winter (rote Linie in Abbildung 5) im unteren Mittelfeld.

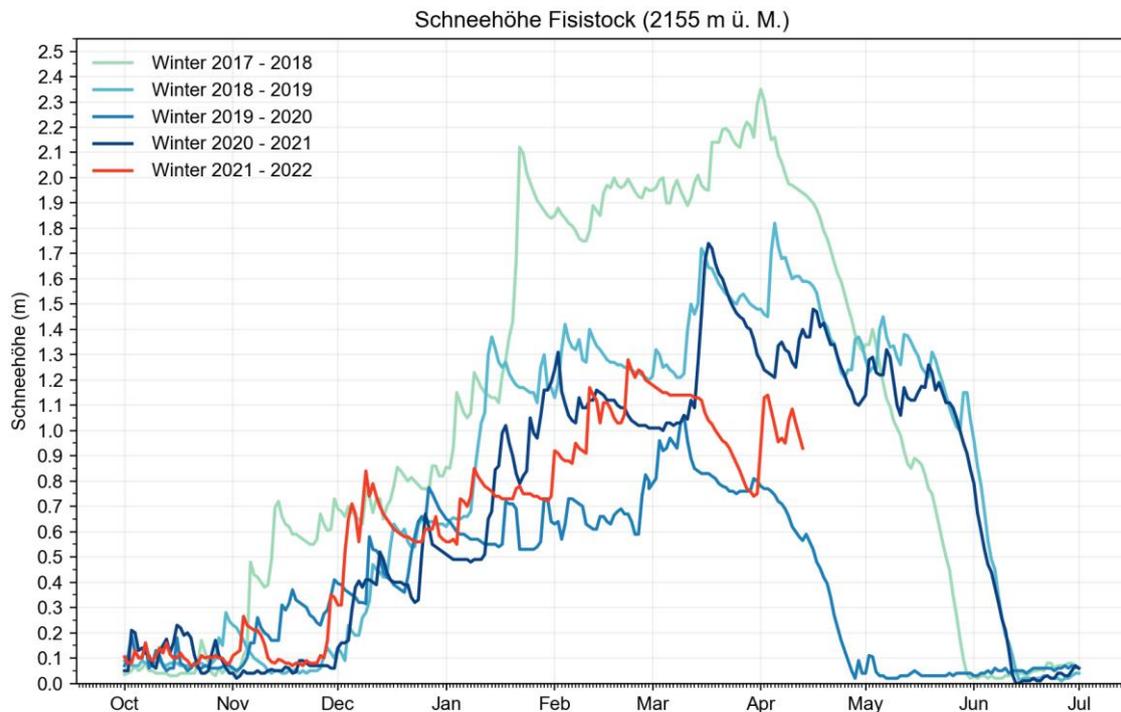


Abbildung 5: Schneehöhen gemessen an der IMIS-Station Fisistock während der fünf Wintersaisons 2017–2022 (letzte nicht abgeschlossen). Die Daten sind jeweils zwischen Oktober und Juli dargestellt.

Der Zeitpunkt des Einschneiens, die initialen Schneehöhen sowie die Dauer der Schneebedeckung sind für die Entwicklung der Bodentemperaturen von grosser Bedeutung. Im nachfolgenden Abschnitt sind diesbezüglich wichtige Beobachtungen zusammengefasst.

Im Winter 2019–2020 waren die Schneehöhen während der gesamten Wintersaison eher unterdurchschnittlich. Ein frühes Einschneien mit ausreichend grosser Schneehöhe und eine durchgehende Schneedecke ab Anfang November ermöglichten jedoch eine frühe und effiziente Isolierung des Bodens von winterlichen atmosphärischen Einflüssen und damit eine Konservierung der Sommerwärme unter der Schneedecke. Die Ausaperung bereits Ende Mai 2020 ermöglichte ein frühzeitiges Eindringen der Sommerwärme in den Untergrund.

Im Winter 2020–2021 entwickelte sich die mächtige Winterschneedecke zwar spät (Ende November/Anfang Dezember), eine effektive Bodenabkühlung im Spätherbst wurde jedoch durch Schneefälle bereits im Oktober gebremst (Abbildung 6). Infolge des generell schneereichen (Spät)winters erfolgte die Ausaperung erst

Mitte Juni 2021, womit für die Erwärmung des Untergrundes im Sommer 2021 deutlich weniger Zeit verblieb als im Vorjahr.



Abbildung 6: Schneebedeckung Spitze Stei am 17.10.2020.

Auch im Winter 2021–2022 entwickelte sich erst Ende November eine durchgehende Schneedecke. In den Wochen zuvor wurde der Untergrund sehr effektiv ausgekühlt. Die den gesamten November 2021 liegende geringmächtige Schneedecke (Abbildung 7) verstärkte die Abkühlung (Albedo-Effekt des Schnees wichtiger als dessen Isolationswirkung).



Abbildung 7: Schneebedeckung Spitze Stei am 24.11.2021.

#### **4.1.2 Schneemächtigkeiten Spätwinter 2022**

Ende März 2022 wurde die spätwinterliche Schneebedeckung für die gesamte Rutschung Spitze Stei quantifiziert. Dazu wurde am 27. März eine Drohnenbefliegung des gesamten Rutschperimeters durchgeführt. Die Befliegung fand nach einer längeren Trockenperiode und direkt vor einem weiteren Schneefallereignis statt (Abbildung 5). Zur Bestimmung der Schneemächtigkeit wurde das Höhenmodell vom 27. März mit dem schneefreien Höhenmodell vom 01. Oktober 2021 verglichen. Der Datensatz ermöglicht zum ersten Mal eine flächige Momentaufnahme der Schneemächtigkeiten und damit eine bessere Einordnung der erhobenen Bohrloch-Temperaturmessreihen sowie entsprechender Modellierungen. In Absenz von Schneemessungen im Rutschgebiet konnte bisher nur abgeschätzt werden, ob die Bohrlochstandorte schneearm oder schneereich sind.

Abbildung 8 zeigt die Schneemächtigkeiten für den gesamten Rutschperimeter, Abbildung 9 bis Abbildung 11 zeigen die Schneemächtigkeiten für 150 m x 150 m Ausschnitte rund um die Bohrlochstandorte. Die erhobenen Daten bestätigen die generell schneearmen Verhältnisse im Spätwinter 2022, mit Schneehöhen vielerorts zwischen 0.5 und 1.5 m. Die räumliche Variabilität ist beträchtlich. So wurden in windgeschützten Lagen Schneehöhen von über 4 m erreicht, während exponierte Geländebereiche nahezu oder komplett schneefrei waren.

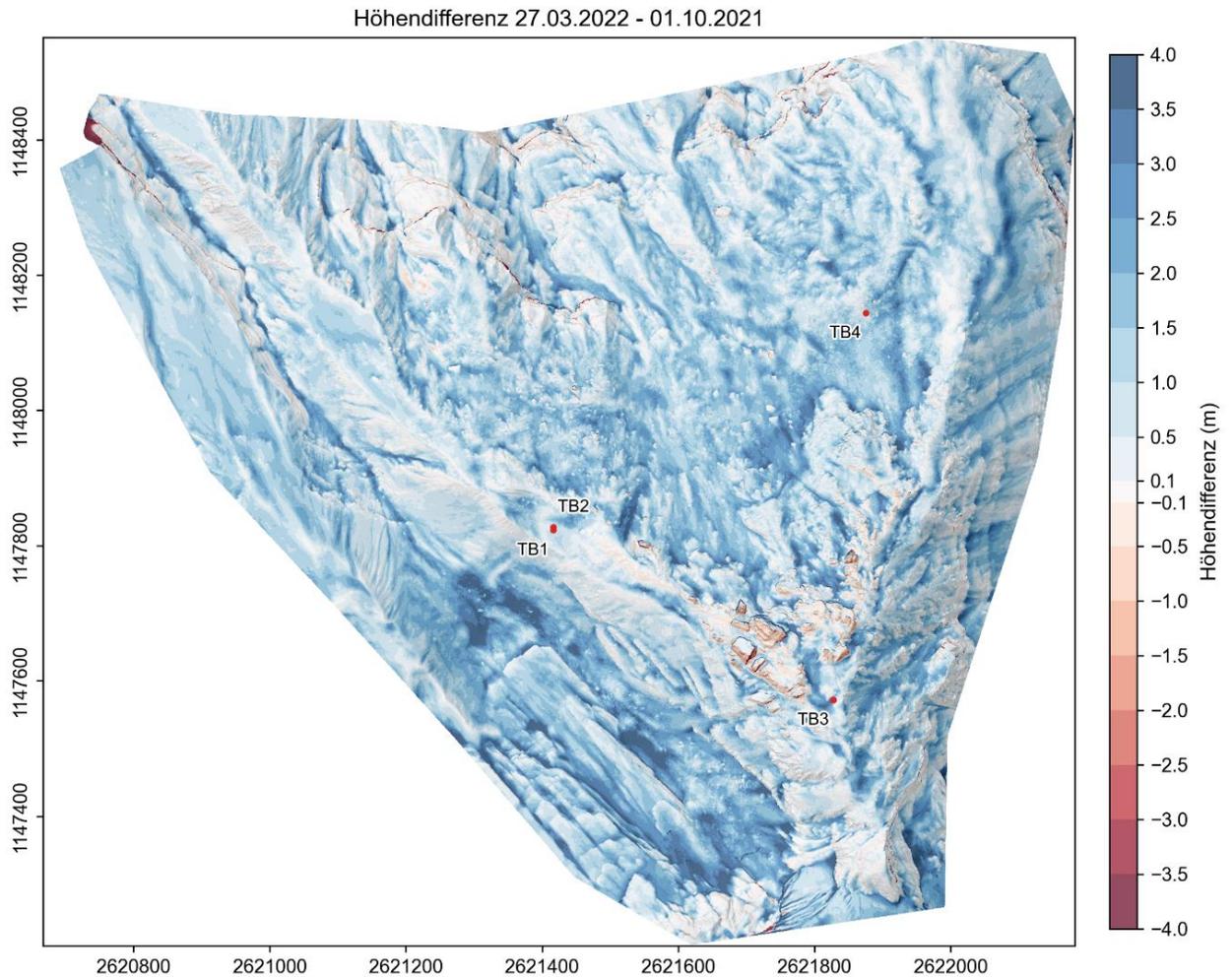


Abbildung 8: Schneehöhen Spitze Stei am 27.03.2022.

Die Messdaten zeigen, dass der Standort Westgrat vergleichsweise schneearm ist. Bei den beiden Bohrlöchern TB1 und TB2 betrug die Schneemächtigkeit Ende März 2022 nur rund 0.5 m (Abbildung 9). Die Messung deckt sich mit Beobachtungen während der Bohrungen sowie nachfolgender Feldeinsätze, bei denen im Bereich der Bohrlöcher TB1 und TB2 schneearme Verhältnisse beobachtet wurden.

Der Gipfelstandort ist dagegen schneereich, mit kleinräumig variierenden Schneehöhen zwischen 1.5 und 4 m (Abbildung 10). Die Messung deckt sich hier ebenfalls mit früheren Feldbeobachtungen. Mit Schneehöhen von ca. 1 m liegt der Bereich um das Bohrloch TB4 im Mittelfeld. Auch im Falle von TB4 ist die räumliche Schneehöhenvariabilität hoch. So liegen die Schneehöhen nordöstlich des Bohrloches bei 2 bis 3 m.

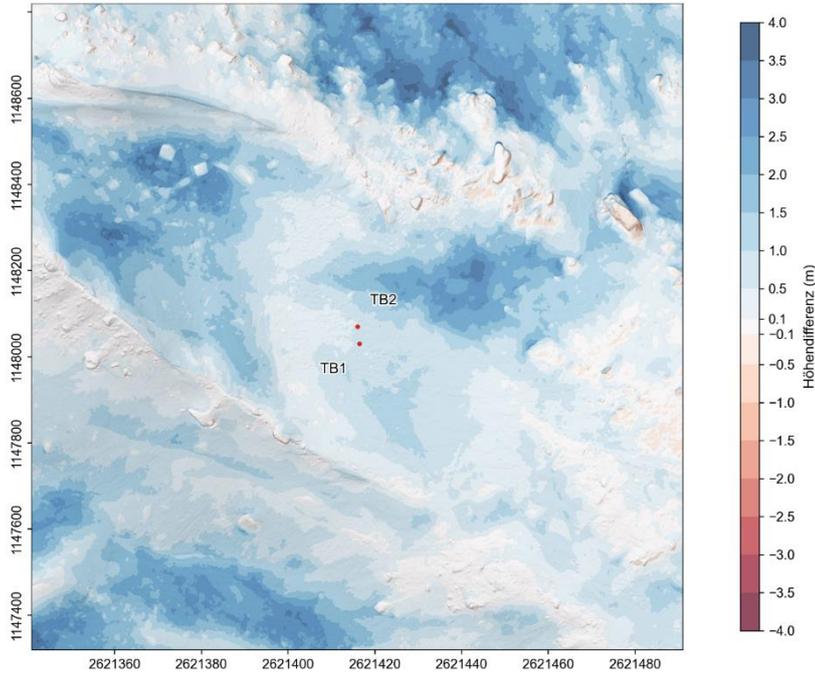


Abbildung 9: Schneemächtigkeiten Standort Westgrat (TB1, TB2), 27.03.2022.

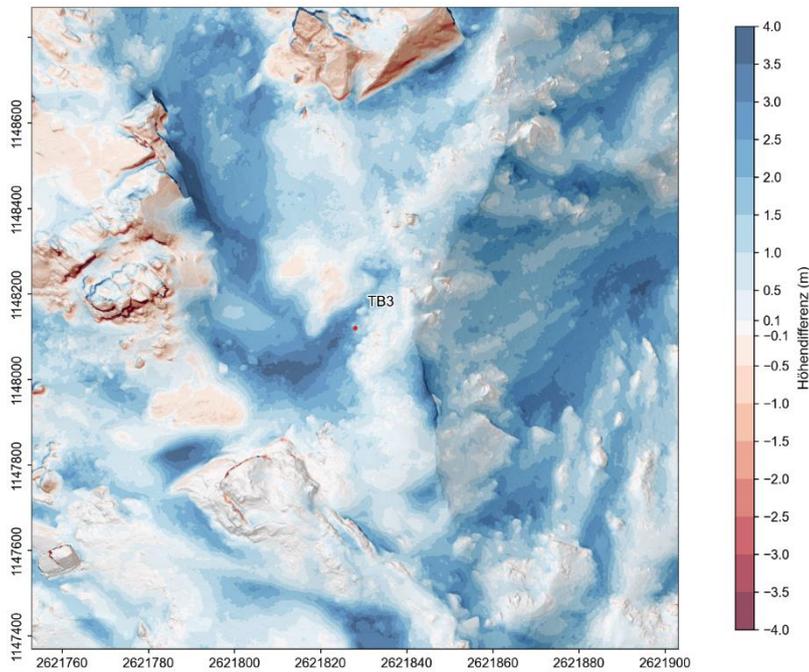


Abbildung 10: Schneemächtigkeiten Standort Gipfel (TB3), 27.03.2022. Höhenverluste auf den südost-exponierten Seiten der Blöcke (rötliche Flächen) sind eine Folge der Rutschbewegung zwischen dem 01.10.2021 und dem 27.03.2022.

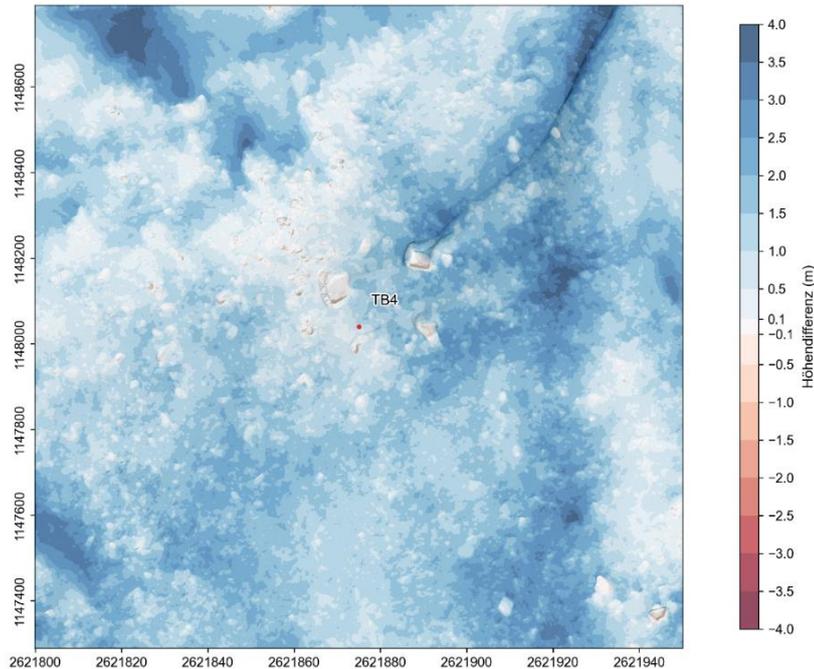


Abbildung 11: Schneemächtigkeiten Blockgletscher (TB4), 27.03.2022.

## 4.2 Bohrlochtemperaturen

Die drei Bohrlöcher TB2 bis TB4 sind mit digitalen Thermistorenketten (Terratransfer) zur Bestimmung der Bodentemperaturen instrumentiert ([3], Tabelle 1). Die kalibrierten Thermistoren zeichnen Temperaturen stündlich auf, mit einer nominalen Genauigkeit von 0.05 °C. Die Messungen reichen bis in Tiefen von 40 m (vgl. [3] für Anordnung der Messknoten). Neben den Thermistoren wurden die Bohrlöcher auch mit Drucksensoren (Geokon 4500) zur Bestimmung allfälliger Wasserpegel bestückt.

Die Messinstrumente des Bohrloches TB2 Westgrat funktionieren zwei Jahre nach Installation im Februar 2020 weiterhin ohne Einschränkungen. Datentransfers via Mobilfunk finden vier Mal täglich statt. Bei Bohrloch TB3 Gipfel erfolgt die Datenübertragung infolge reduzierter 2G- bzw. 3G-Mobilfunkabdeckung nicht mehr automatisch. Der letzte manuelle Download der Thermistorendaten fand am 17. Dezember 2021 im Rahmen eines Feldeinsatzes statt.

Der Masten des Bohrloches TB4 Zentrum wurde am 28. Januar 2021 durch eine Lawine beschädigt. Loggergehäuse und Verkabelung der Wasserdrucksensoren wurden beim Ereignis irreparabel zerstört. Die Thermistorenkette wurde um rund

einen Meter aus dem Bohrloch gezogen, blieb aber intakt, womit bis heute Temperaturdaten aufgezeichnet und übertragen werden. Bei den nachfolgend gezeigten Auswertungen wurde die veränderte Lage der Messknoten nach dem Lawinereignis berücksichtigt.

Tabelle 1: Standorte, Bohrtiefen und Instrumentierung der Bohrungen am Spitze Stei.

Name	Standorte Koordinaten Höhe ü. M.	Instrumentierte Bohrtiefe	Instrumentierung
TB1	<i>Westgrat</i> 2'621'420 / 1'147'820 2'562 m ü. M.	26 m	Inklinometer
TB2	<i>Westgrat</i> 2'621'420 / 1'147'830 2'560 m ü. M.	40 m	Thermistoren / Drucksensoren
TB3	<i>Gipfel</i> 2'621'830 / 1'147'570 2'844 m ü. M.	30 m	Thermistoren / Drucksensoren
TB4	<i>Zentrum / Blockgletscher</i> 2'621'880 / 1'148'140 2'462 m ü. M.	30 m	Thermistoren / Drucksensoren

Nachfolgend werden die aktuell gut zwei Jahre umfassenden Temperaturzeitreihen der einzelnen Bohrlöcher individuell analysiert. Beschrieben wird der aktuelle Zustand der Temperaturprofile, deren kurz- bis mittelfristige Veränderungen sowie mögliche Ursachen für die Veränderungen. Zu den kurzfristigen Veränderungen gehören wöchentliche Bodentemperaturvariationen, welche durch atmosphärische Schwankungen (z.B. Änderungen der Lufttemperatur) verursacht werden und typi-

scherweise bis in Bodentiefen von 5 m beobachtet werden können. Zu den mittelfristigen Veränderungen gehören saisonale Temperaturschwankungen, welche z.B. durch Variation der Schneedecke beeinflusst werden und typischerweise bis in 10 m Tiefe verzeichnet werden. Um langfristige, z.B. klimabedingte Veränderungen zu detektieren, sind die zweijährigen Messzeitreihen am Spitze Stei noch zu kurz (rund 10 Jahre Messdauer wären nötig zur Bestimmung signifikanter Trends). Zu den längerfristigen Trends liefern die Modellierungen (Kapitel 5) erste Antworten.

#### 4.2.1 TB2 – Westgrat

Die zweijährige Temperaturzeitreihe für TB2 (2'560 m ü. M.) ist in Abbildung 12 als Konturplot dargestellt. Abbildung 13 zeigt dieselbe Zeitserie als Linienplot für ausgewählte Tiefen / Messknoten, zusammen mit gemessenen Schneehöhen, Lufttemperaturen sowie Niederschlägen. Die monatlichen Durchschnittstemperaturen der Bodenhorizonte sind in Abbildung 14 schliesslich als vertikale Temperaturprofile (Trompetenplots) dargestellt. Einzelplots individueller Monate analog Abbildung 14 sind in Anhang 2 ersichtlich. Annotierte Nummern in den Abbildungen werden im Text diskutiert.

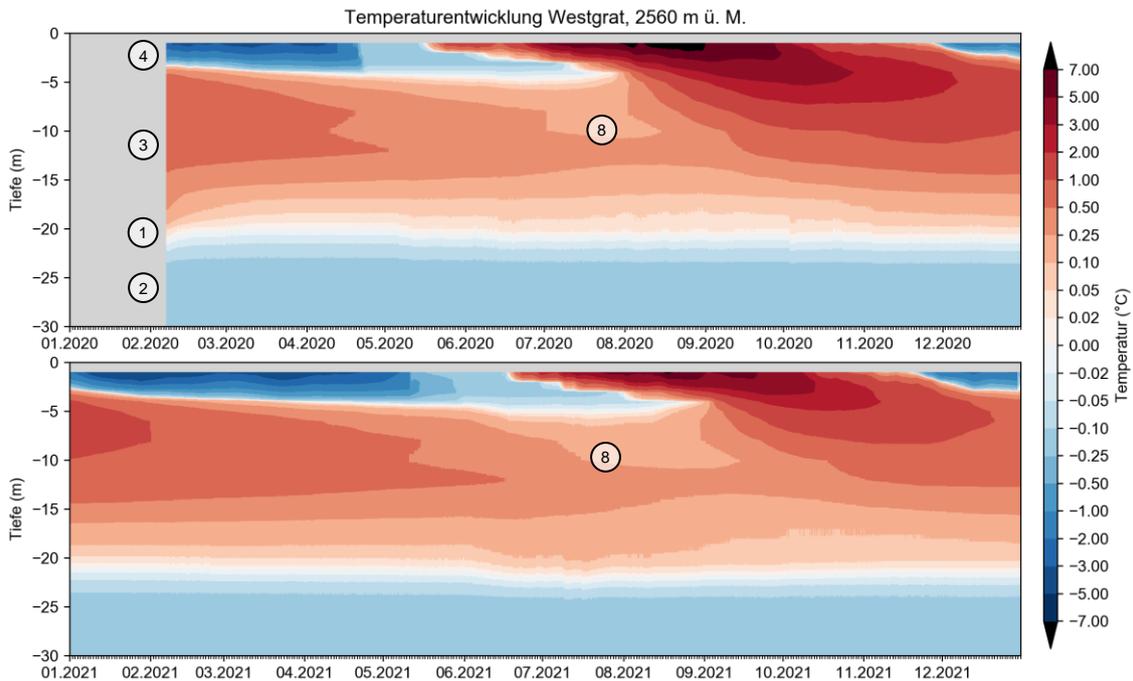


Abbildung 12: Raum-Zeit Entwicklung der Bodentemperaturen bei Bohrloch TB2, Jahr 2020 (oben) und Jahr 2021 (unten). Temperaturen über dem Gefrierpunkt sind rot gefärbt; Temperaturen unter dem Gefrierpunkt blau. Der Supra-Permafrost Talik in 5–20 m Tiefe entspricht dem durchgehend rot eingefärbten Bereich. Der saisonal blau eingefärbte Bereich zwischen Oberfläche und knapp 5 m Tiefe entspricht der saisonalen Auftauschicht. Annotationen sind im Bericht diskutiert.

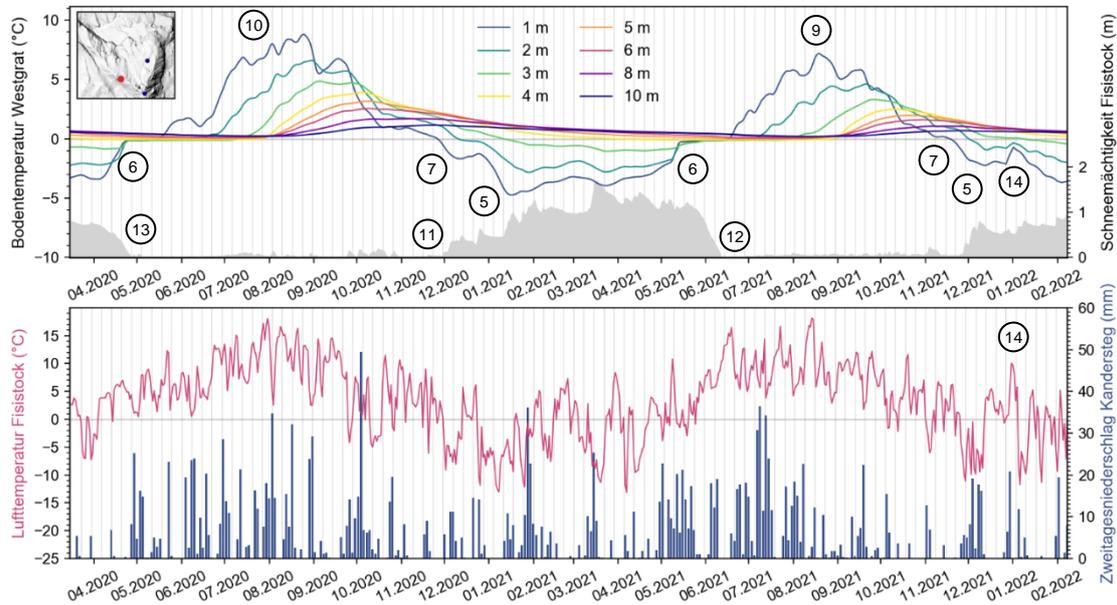


Abbildung 13: (Oben) Bodentemperatur-Entwicklung (laufende 5-Tage-Mittelwerte) für ausgewählte Tiefen im Bohrloch TB2 (Westgrat). Ebenfalls dargestellt sind die Schneemächtigkeiten gemessen an der Station Fisistock. (Unten) Lufttemperaturen (Station Fisistock) und Niederschläge (Kandersteg).

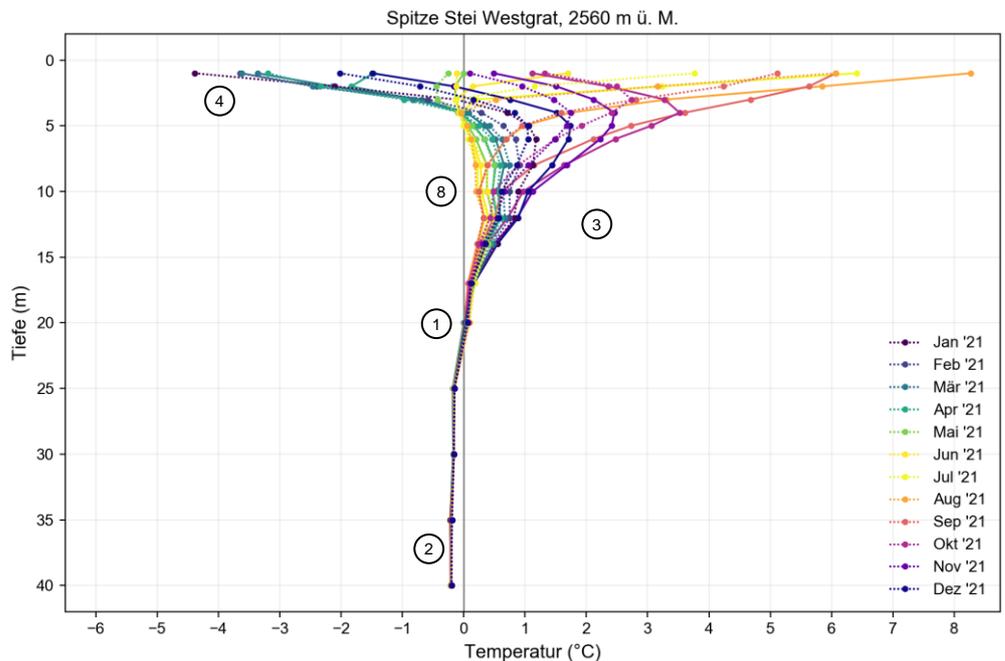


Abbildung 14: Vertikale Profile der durchschnittlichen Monatstemperaturen für die Jahre 2020 (durchgezogene Linie) und 2021 (gepunktete Linie) für das Bohrloch TB2. Die Lage der Messknoten unterhalb der Bodenoberfläche ist mit Punkten markiert. Die schwarze vertikale Linie kennzeichnet die 0 °C-Isotherme. Annotationen sind im Bericht diskutiert.

### *Generelle Charakterisierung*

Bei Bohrloch TB2 wird Permafrost unterhalb von 20 m Tiefe erreicht (Annotation 1 in Abbildung 12, Abbildung 14). Der zwischen 25 m und 40 m Tiefe angetroffene fossile Permafrost hat konstante Temperaturen um  $-0.2\text{ °C}$  (Annotation 2). In 5 bis 20 m Tiefe, d.h. zwischen dem Permafrostspiegel und der saisonal gefrorenen Bodenschicht, existiert ein dauerhaft ungefrorener Bodenkörper (supra-Permafrost Talik, Annotation 3), in welchem deutliche, saisonale Temperaturschwankungen erkennbar sind. Der Talik bzw. der fossile Permafrost darunter zeigt, dass sich der Permafrostkörper am Westgrat in einem Zustand der Degradation befindet.

Die saisonal gefrorene Bodenschicht ist 4–5 m mächtig (Annotation 4 in Abbildung 12, Abbildung 14). Hier finden aktive Tau- und Gefrierprozesse im Boden statt. Im Winter sinken die Bodentemperaturen in 1–3 m Tiefe deutlich unter den Gefrierpunkt (Annotation 4, Annotation 5 in Abbildung 13). Ein durch die Schneeschmelze im Frühjahr induzierter starker Bodentemperaturanstieg stellt den Beginn des Frühjahrs-Zero Curtain dar (Annotation 6 in Abbildung 13), welcher einen weiteren schnellen Temperaturanstieg im Frühling verzögert. Der Zero Curtain beginnt in 1–3 m Tiefe fast zeitgleich und dauert infolge Schneebedeckung 3–5 Wochen. Verglichen mit den Zero-Curtains der weiteren Bohrlochstandorte (vgl. nachfolgende Kapitel) sind die Zero-Curtains am Westgrat kurz, in Übereinstimmung mit einer geringmächtigeren Schneedecke (Abbildung 6). Im Herbst gibt es keinen Zero-Curtain, d.h. die Temperaturen fallen ohne Verzögerung unter den Gefrierpunkt (Annotation 7 in Abbildung 13). Dies dürfte auf die geringe Bodenfeuchtigkeit im blockigen Material zurückzuführen sein.

Mit zunehmender Tiefe erfolgen die Temperaturveränderungen gedämpft und zeitverzögert (in 10 m Tiefe ca. 6 Monate Verzögerung, Annotation 8 in Abbildung 12, Abbildung 14). In 10 m Tiefe werden die Temperaturminima ( $0.2\text{ °C}$ ) ca. im Juli erreicht, Maximaltemperaturen ( $1.0\text{ °C}$ ) ca. Mitte November.

### *Vergleich Jahre 2020 – 2021*

Die Bodentemperaturen in den obersten 10 m erreichten im Sommerhalbjahr 2021 geringere Werte als im Jahr 2020 (Annotation 9 vs. Annotation 10 in Abbildung 13). Der Grund dafür ist einerseits das spätere Einschneien im Winter 2020–2021 (Ende November 2020, Annotation 11). Trotz temporärem Oktoberschnee konnte der Boden dadurch effektiver auskühlen als im Winter 2019–2020, in welchem das Einschneien mit einer initial mächtigen Schneedecke bereits Anfang November erfolgte (Abbildung 5). Weiter erfolgte die Ausaperung im Frühling 2021 spät (Anno-

tation 12 vs. Annotation 13), was die Erwärmung des Bodens verzögerte. Zur verzögerten Bodenerwärmung trug auch die nasskalte Witterung im Frühling und Frühsommer 2021 bei (vgl. Anhang 1).

#### *Besondere Beobachtungen*

In 1 und 2 m Tiefe wurde zwischen dem 29.12 und 31.12.2021 ein abrupter Temperaturanstieg von ca. 1.8 °C aufgezeichnet (Annotation 14 in Abbildung 13), dies infolge des intensiven Niederschlags einhergehend mit aussergewöhnlich warmer Luft in der Höhe (Schneefallgrenze zwischen 2400–2800 m ü. M. [23]). Mit den milden Temperaturen fiel selbst an der Station Doldenstock und der IMIS-Station Fisi-stock ein bedeutender Teil des Niederschlags als Regen (Abbildung 13). Durch die isotherme Schneedecke in den Untergrund perkolierendes Regen- und Schmelzwasser löste den gemessenen Bodentemperaturanstieg im Hochwinter aus.

Auch nach über 24 Monaten Installationsdauer ist die 40 m lange Thermistorenkette intakt. Markante Scher- / Gleitflächen dürften daher unter 40 m Tiefe liegen, in Übereinstimmung mit den Resultaten der Inklinometermessungen in TB1 (Kapitel 4.3).

#### *Wasserdrücke*

Bei den in 20, 30 und 40 m Tiefe installierten Drucksensoren wurden in der zweijährigen Messperiode keine saisonalen Druckanstiege registriert. Es gibt daher keine Hinweise auf gestautes Wasser innerhalb des Bohrloches.

### **4.2.2 TB3 – Gipfel**

In Abbildung 15 bis Abbildung 17 sind die zweijährigen Temperaturzeitreihen für TB3 – Gipfel (2'840 m ü. M.) analog zu TB2 Westgrat dargestellt.

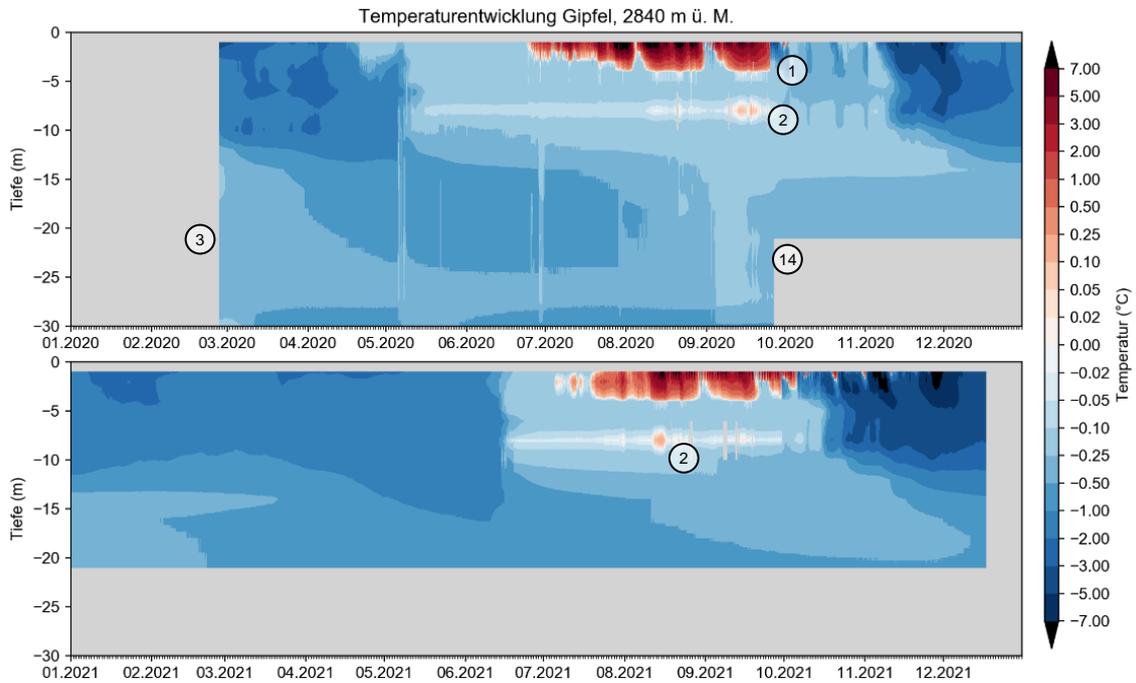


Abbildung 15: Raum-Zeit Entwicklung der Bodentemperaturen bei Bohrloch TB3 – Gipfel, Jahr 2020 (oben) und Jahr 2021 (unten). Ende September 2020 wurden die Thermistoren unterhalb 21 m abgeschert, was die nachfolgende Datenlücke erklärt. Da die Bohrlochdaten manuell im Feld heruntergeladen werden müssen, sind nach dem 17.12.2021 (letzter Feldeinsatz) keine Daten verfügbar.

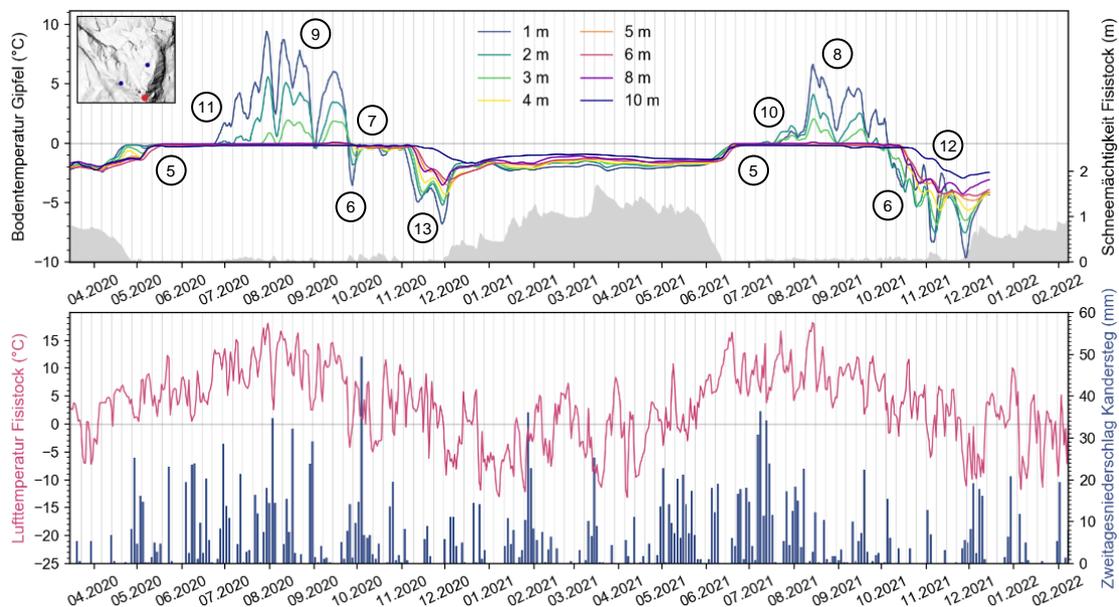


Abbildung 16: (Oben) Bodentemperatur-Entwicklung (laufende 5-Tage-Mittelwerte) für ausgewählte Tiefen im Bohrloch TB3 Gipfel. Ebenfalls dargestellt sind die Schneemächtigkeiten gemessen an der Station Fisistock. (Unten) Lufttemperaturen (Station Fisistock) und Niederschläge (Station Kandersteg). Annotationen sind im Bericht diskutiert.

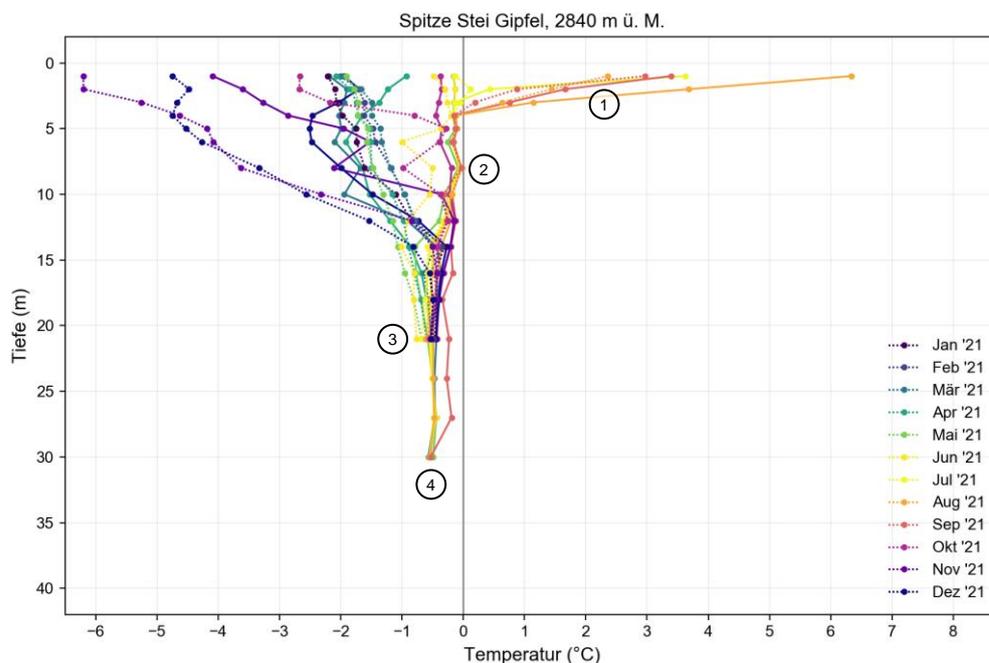


Abbildung 17: Temperaturprofile der durchschnittlichen Monatstemperatur für die Jahre 2020 (durchgezogene Linie) und 2021 (gepunktete Linie) für das Bohrloch TB3. Die Lage der Messknoten unterhalb der Bodenoberfläche ist mit Punkten markiert.

### *Generelle Charakterisierung*

Am hoch gelegenen Bohrlochstandort TB3 (2'840 m ü. M.) ist die saisonale Gefrier- und Auftauschicht knapp 3–4 m mächtig (Annotation 1 in Abbildung 15 und Abbildung 17). Darunter folgt Permafrost, unterbrochen von einem saisonalen Talik in 8 m Tiefe (Annotation 2). Saisonale Temperaturschwankungen reichen weit in den Untergrund (bis unterhalb 20 m, Annotation 3), was teilweise auf Ventilationseffekte im grobblockigen bzw. geklüfteten Material zurückzuführen sein dürfte. Ab 20 m Tiefe liegen die Permafrosttemperaturen bei ca.  $-0.5\text{ °C}$  (Annotation 4). Die Maximaltemperaturen in 10 m Tiefe liegen konstant bei  $-0.2\text{ °C}$ , was auf Eis und Prozesse des Phasenübergangs hindeutet. Typischerweise ein Signal des eisreichen Permafrosts, könnte das Phänomen im Falle des eisarmen Standortes TB3 durch eisgefüllte Klüfte ausgelöst sein.

Der Frühjahrs-Zero Curtain dauert lange (in 3 m Tiefe zwischen 5 und 9 Wochen, Annotation 5 in Abbildung 16), was auf die mächtige Schneedecke am Bohrlochstandort zurückzuführen sein dürfte (infolge Schneeverfrachtungen, vgl. Kapitel 4.1.2). Im Herbst kommt es generell nicht zu Verzögerungen der Bodenabkühlung (Annotation 6). Im grobblockigen Material bzw. dem anstehenden Felsen fehlt die dazu nötige Bodenfeuchte, was charakteristisch ist für eisarmen Permafrost [24]. Das erneute Erreichen des Gefrierpunktes in den obersten Bodenschichten Anfang Oktober 2020 (Annotation 7), dies nach einem vorausgegangenen Absinken der Bodentemperaturen deutlich unter den Gefrierpunkt (Annotation 6), dürfte auf eine zeitweise schmelzende, isotherme Schneedecke zurückzuführen sein (Regen und hohe Lufttemperaturen Anfang und Ende Oktober 2020, Abbildung 16).

### *Vergleich Jahre 2020 – 2021*

Wie bei Bohrloch TB2 wurden im Sommer 2021 auch bei TB3 geringere oberflächennahe Sommertemperaturen gemessen als noch im Jahr 2020 (Annotation 8 vs. Annotation 9 in Abbildung 16). Dafür verantwortlich sind dieselben Faktoren wie im Vorkapitel diskutiert. Bei TB3 ist die zeitliche Verschiebung von Zero-Curtain-Ende bzw. Ausaperung besonders augenfällig. So erfolgte die Ausaperung im Frühling 2021 aufgrund des schneereicheren Winters mehrere Wochen später als im schneearmen Frühling 2020 (Annotation 10 vs. Annotation 11). Im Frühling 2020 war die lokale Schneedecke zusätzlich durch die Bohrarbeiten vermindert. Die Bohrarbeiten (Einpressen von Schnee in das oberflächennahe, grobblockige Material) dürften auch der Grund sein, dass der Zero-Curtain im Frühjahr 2020 oberflächennah früh begann und lange dauerte, trotz generell schneearmer Verhältnisse.

Im Frühwinter 2021 lagen die Bodentemperaturen bei TB3 deutlich tiefer als im Frühwinter 2020 (Annotation 12 vs. Annotation 13). Im Oktober 2020 verhinderte die bei TB3 bereits vorhandene Schneedecke das Absinken der Bodentemperaturen (Annotation 7), wie oben diskutiert. Im Frühwinter 2021 erfolgte das Einschneien mit einer ausreichenden Schneehöhe erst Anfang Dezember, womit der Untergrund zuvor stark auskühlen konnte.

#### *Besondere Beobachtungen*

Der in 8 m Tiefe gelegene Thermistor zeichnet stärkere Temperaturschwankungen auf als die benachbarten Thermistoren in 6 und 10 m Tiefe. Ende September 2020 und Mitte August 2021 stiegen die Temperaturen in 8 m Tiefe über den Gefrierpunkt, womit sich ein saisonaler Talik bildete (Annotationen 2 in Abbildung 15). Diese Entwicklung, welche charakteristisch ist für degradierenden Permafrost, könnte im Zusammenhang mit der Infiltration von Schneeschmelzwasser und Niederschlägen sowie dem entsprechenden advektiven Wärmefluss stehen.

Die Thermistorenkette wurde Ende September 2020 im Bereich zwischen 21 und 24 m Tiefe abgeschert (Annotation 14 in Abbildung 15). Die abgescherten Thermistoren deuten darauf hin, dass in ca. 23 m Tiefe eine Gleitschicht oder ein lokaler Bruch verläuft. Bei den Bohrungen wurde in diesem Bereich der Übergang zu weichen, mergeligeren Schichten festgestellt [3]. Schon Anfang September 2020 deutet ein abrupter und für diese Tiefen grosser Temperatursprung (+0.4 °C) auf eine mögliche Beschädigung der Sensoren hin. Bohrlochtemperaturdaten zwischen 24 und 30 m Tiefe sollten deshalb nur bis Ende August 2020 ausgewertet werden.

Zwischen 14 und 30 m Tiefe wurden zwischen Mai und August 2020 wiederholte und zeitgleich auftretende abrupte positive Temperaturanomalien (bis zu 0.5 °C) verzeichnet (Abbildung 18). Die gemessenen Temperaturschwankungen könnten durch laterale Wasserflüsse im zerrütteten Untergrund verursacht sein. Zum Beispiel korrespondierten Anfang Mai 2020 die positiven Temperaturanomalien mit dem Eindringen von Schneeschmelzwasser in die obersten Bodenschichten und dem Beginn des Zero-Curtain. Temperaturanomalien können ausserdem durch in Felsklüfte eindringenden Niederschlag verursacht sein, wie z.B. von [25] beschrieben.

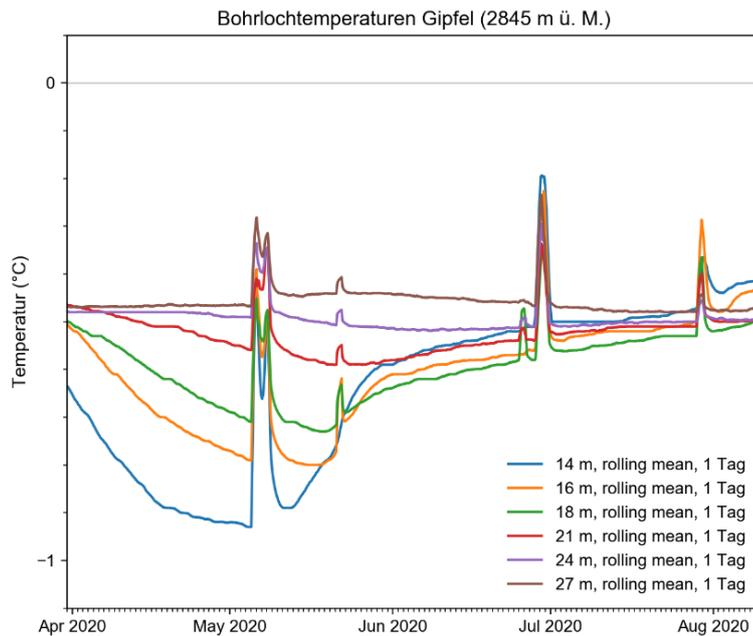


Abbildung 18: Detailansicht der Bohrlochtemperaturen (laufender 1-Tag-Mittelwert) gemessen zwischen 14 und 27 m Tiefe im Bohrloch TB3 Gipfel im Sommer 2020. Vorübergehend positive Temperaturanomalien deuten auf laterale Wasserflüsse hin.

### Wasserdrücke

Die im Jahr 2020 gemessenen Wasserdrücke wurden in [5] diskutiert. Im Jahr 2021 wurden keine Druckanomalien festgestellt, wobei Beschädigungen insbesondere bei den tief montierten Sensoren nicht ausgeschlossen werden können.

Generell ist zu berücksichtigen, dass laterale Wasserflüsse, wie oben basierend auf Temperaturanomalien identifiziert, mit den in der Verrohrung angebrachten Drucksensoren wahrscheinlich nicht zuverlässig gemessen werden können, da das Rohr nur nach unten geöffnet ist.

### 4.2.3 TB4 – Zentrum

Für TB4 (Zentrum, 2'462 m ü. M.) sind die zweijährigen Temperaturzeitreihen in Abbildung 19 bis Abbildung 21 dargestellt.

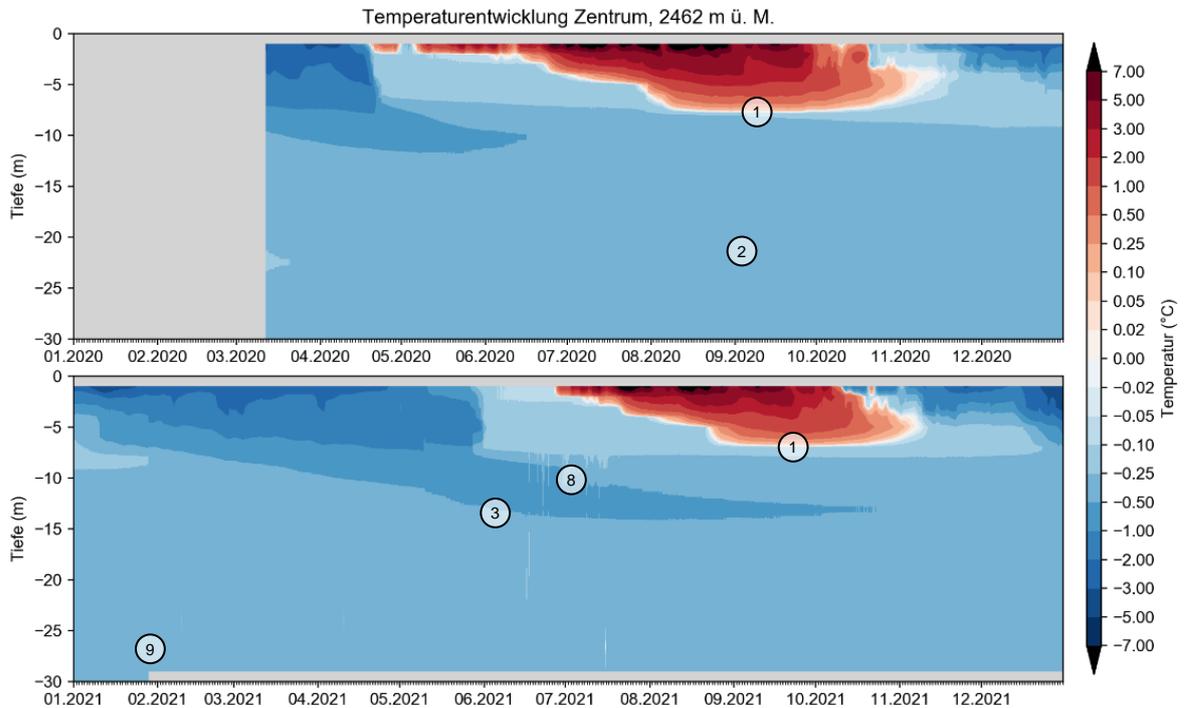


Abbildung 19: Raum-Zeit Entwicklung der Bodentemperaturen bei Bohrloch TB4 – Zentrum, Jahr 2020 (oben) und Jahr 2021 (unten). Annotationen sind im Bericht diskutiert.

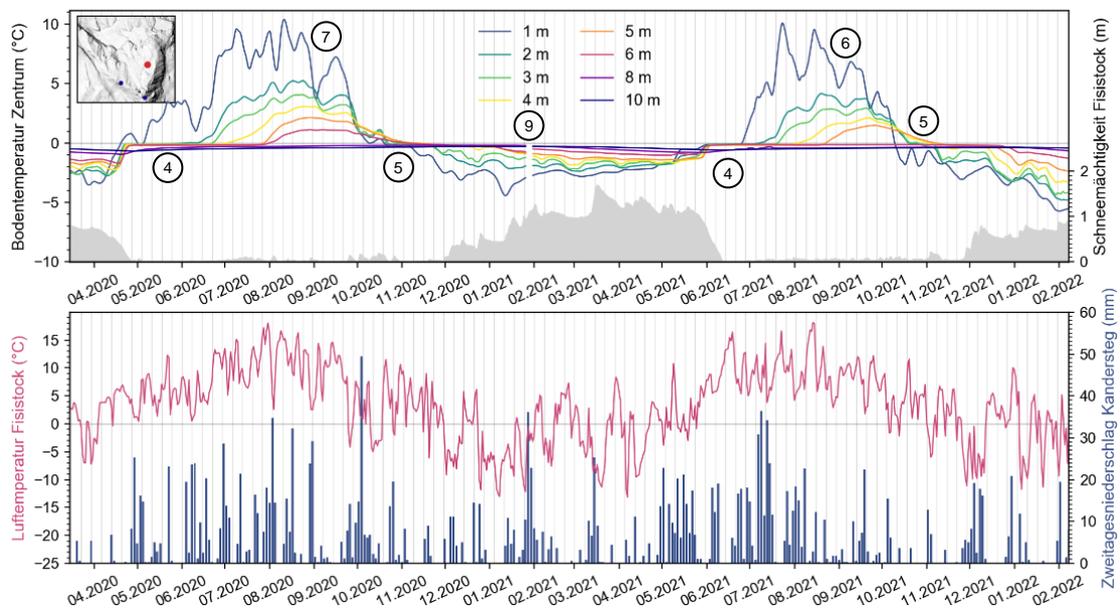


Abbildung 20: (Oben) Bodentemperaturen (laufende 5-Tage-Mittelwerte) für ausgewählte Tiefen im Bohrloch TB4. Ebenfalls dargestellt sind die Schneemächtigkeiten gemessen an der Station Fisisock. Die Datenlücke Ende Januar 2021 signalisiert die Beschädigung der Station und den +1 m Versatz der Thermistorenkette. (Unten) Lufttemperaturen (Fisisock) und Niederschläge (Kandersteg).

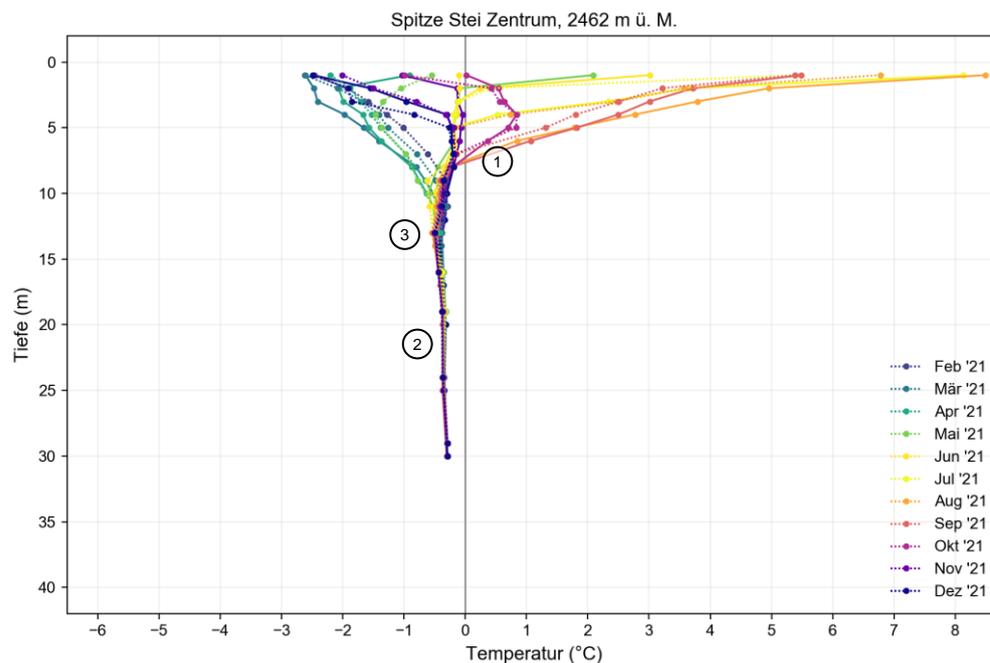


Abbildung 21: Temperaturprofile der durchschnittlichen Monatstemperatur für die Jahre 2020 (durchgezogene Linie) und 2021 (gepunktete Linie) für das Bohrloch TB4. Die Lage der Messknoten unterhalb der Bodenoberfläche ist mit Punkten markiert. Die Korrektur des Versatzes nach dem 28. Januar 2021 ist in den um 1 m nach oben verschobenen 2021er Punkten ersichtlich. Annotationen sind im Bericht diskutiert.

### Generelle Charakterisierung

Im Falle des Bohrloches TB4 ist die saisonale Auftauschicht rund 7 m mächtig (Annotation 1 in Abbildung 19 und Abbildung 21). Die Temperaturen des darunterliegenden Permafrostes liegen zwischen  $-0.2$  und  $-0.6$  °C (Annotation 2). Die Permafrost-Temperaturen unterliegen vergleichsweise geringen zwischenjährlichen Schwankungen, was typisch für eisreiche Bedingungen an Blockgletscherstandorten ist [26]. Saisonale Temperaturschwankungen sind bis in eine Tiefe von ca. 12 m erkennbar (Annotation 3).

Der Frühlings-Zero-Curtain ist ausgeprägt und dauert unterhalb 1 m Tiefe mehrere Wochen (Annotation 4 in Abbildung 20). Der lange Frühlings-Zero-Curtain lässt auf die Akkumulation einer eher mächtigen Schneedecke am flachen Standort des Blockgletschers schliessen. Die Drohnenmessungen Ende März 2022 zeigten direkt beim Bohrloch zwar nicht besonders hohe Schneemächtigkeiten (rund 1 m); in unmittelbarer Nähe zum Bohrloch lagen die Schneemächtigkeiten jedoch bereits in der Grössenordnung 2–3 m (Kapitel 4.1.2).

Der ebenfalls auftretende Herbst-Zero-Curtain (z.B. in den Tiefen 2–4 m, Annotation 5) ist auf die erhöhte Bodenfeuchte zurückzuführen, welche für Blockgletscher-Standorten typisch ist [26] (Bodenfeuchte ist eine Funktion von Porenvolumen, Materialbeschaffenheit, Eisgehalt der darunterliegenden Schichten).

#### *Vergleich Jahre 2020 – 2021*

Wie bei den anderen Bohrlöchern wurden auch bei TB4 geringere oberflächennahe Sommertemperaturen gemessen als noch im Jahr 2020 (Annotation 6 vs. 7 in Abbildung 20), die sommerliche Erwärmung drang 2021 auch weniger tief in den Untergrund als im Vorjahr. Die Gründe für diese Entwicklung wurden bereits in den vorangegangenen Kapiteln diskutiert.

Der gänzlich ausbleibende Zero-Curtain beim 1 m Messknoten im Frühling 2020 dürfte darauf zurückzuführen sein, dass die Verrohrung oberflächennah in einem grossen Felsblock verläuft [3]. Der Block war im schneearmen Spätwinter 2020 schneefrei, im Gegensatz zum schneereicheren Frühling 2021, in dem auch beim 1 m Messknoten ein Zero-Curtain festgestellt wurde.

#### *Besondere Beobachtungen*

Die Permafrost-Temperaturen bei Standort TB4 unterliegen vergleichsweise geringen Temperaturschwankungen. Einzig im Juni/Juli 2021 wurden in 10 und 12 m Tiefe positive Temperaturanomalien aufgezeichnet (Annotation 8 in Abbildung 19), welche mit Wassereinträgen in Verbindung stehen könnten.

Die 30 m lange Thermistorenkette ist per Ende Februar 2022 intakt, trotz Lawinenschäden im Januar 2021 (Annotation 9). Sämtliche Scher- / Gleitflächen dürften damit unter 30 m Tiefe liegen. Dies wäre stimmig mit der Beobachtung, dass Scherflächen von Blockgletschern generell im ungefrorenen Boden unterhalb des kontinuierlichen Permafrostes liegen [27]. Ebenfalls stimmig wäre dieser Schluss mit dem aktuellen 3D-Modell [28], in welchem die Gleitfläche der Felsrutschung in rund 50 m Tiefe liegt.

#### *Wasserdrücke*

Bei den in 10, 20 und 30 m Tiefe installierten Drucksensoren wurden im Jahr 2020 keine saisonalen Druckanstiege registriert. Infolge des Ausfalles der Sensoren Ende Januar 2021 sind für das Jahr 2021 keine Messdaten vorhanden.

### 4.3 Bohrlochdeformation

Bei der Bohrung TB1 am Westgrat wurden bis zum 17. Dezember 2021 gesamthaft sechs Inklinometermessungen durchgeführt (Tabelle 2). Die Resultate sind in Abbildung 22 visualisiert und nachfolgend diskutiert.

Tabelle 2: Daten der ausgeführten Inklinometermessungen bei TB1.

Datum	Messung	Zeitdifferenz (Tage)
20.02.2020	Referenzmessung	-
11.03.2020	Folgemessung 1	20
03.04.2020	Folgemessung 2	23
21.07.2020	Folgemessung 3	109
09.10.2020	Folgemessung 4	80
17.12.2021	Folgemessung 5	434

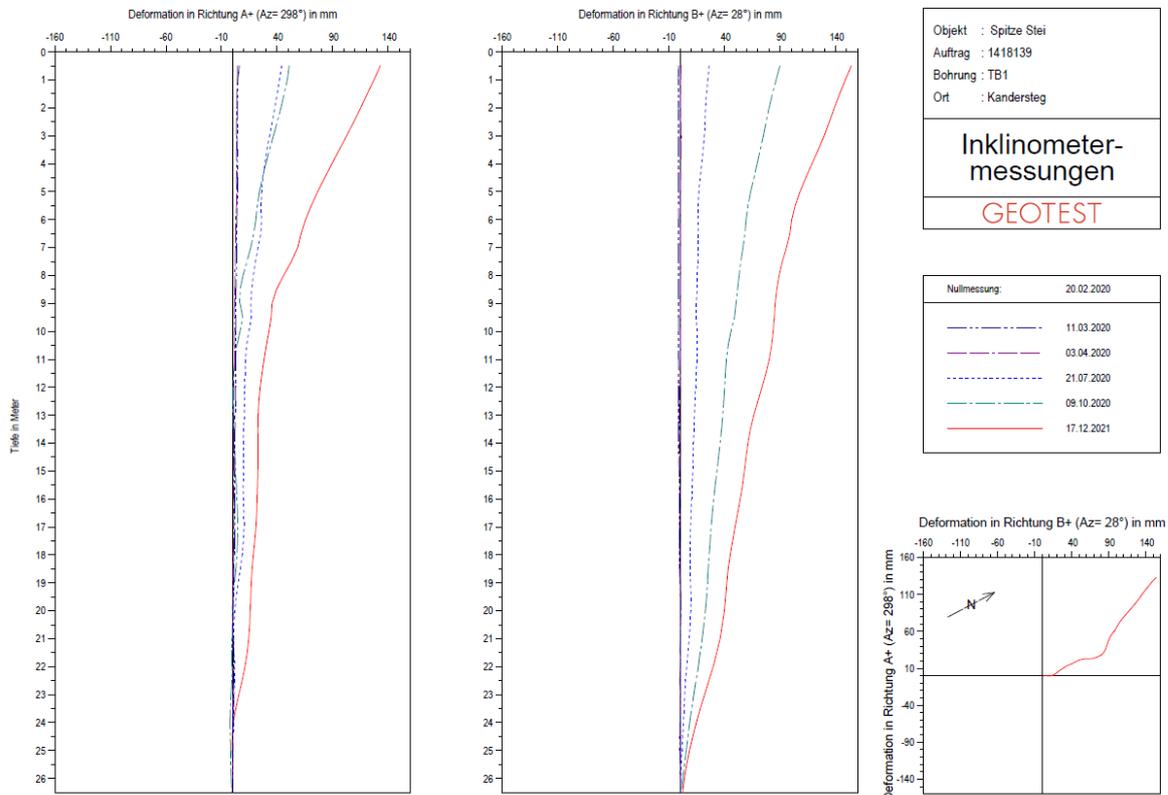


Abbildung 22: Gemessene Deformationen am Inclinometerstandort TB1, 20.02.2020 – 17.12.2021.

Zwischen der Referenzmessung vom 20.02.2020 und der Messung vom 17.12.2021 (434 Tage) betrug die über 26 m kumulierte Deformation rund 0.2 m in Richtung NNE. Die dominierende Deformationsrichtung entspricht der allgemeinen Bewegungsrichtung der Rutschung beim Messstandort [28]. Das vertikale Deformationsmuster deutet auf eine relativ gleichmässige interne Deformation des durchbohrten Schutt- und Felskörpers hin. Ab 9 m Tiefe bis zur Geländeoberfläche werden leicht höhere Deformationen festgestellt als darunter, was insbesondere in Richtung A+ (WNW) erkennbar ist. Hinweise auf klare Gleit- bzw. Scherflächen gibt es nicht.

Die an der Oberfläche gemessene Deformationsgeschwindigkeit (nur Horizontalkomponente) über den Messzeitraum 20.02.2020–17.10.2021 betrug rund 1.2 m in Richtung NNE [28] und lag damit 6-mal höher als die in den obersten 26 m gemessenen Deformationen. Diese Differenz deutet ebenfalls darauf hin, dass Gleit-/Scherflächen unterhalb der vermessenen 26 m liegen müssen. Diese Erkenntnis ist in Übereinstimmung mit dem 3D-Modell der Rutschung.

## 5. Bodentemperatur-Modellierungen

Für die Modellierungen der Bodentemperaturen wurde das COUP Modell [29] eingesetzt. Bei COUP handelt sich um ein gekoppeltes Wärme- und Massentransportmodell, mit dem die Oberflächenenergiebilanz sowie Austauschprozesse zwischen Atmosphäre, Schnee und Boden quantifiziert werden können. COUP wurde bereits verschiedentlich für die Modellierung von polarem und alpinem Permafrost ([30][31][32]) genutzt.

### 5.1 Modellbeschreibung

Das COUP Modell ist ein eindimensionales Bodenwasser- und Wärmeübertragungsmodell. Es berechnet den Wärme- und Wassertransport in einer Bodensäule von einem Quadratmeter Grundfläche unter Berücksichtigung der Oberflächenenergiebilanz, der saisonalen Schneedecke (Akkumulation und Schmelze), des Wassertransports im Boden [33] sowie von Gefrier- und Tauprozessen. Das Finite-Differenzen-Modell rechnet mehrere hundert Zeitschritte pro Tag; Modellresultate werden in Tagesschritten abgespeichert. Angetrieben wird das Modell mit meteorologischen Daten (vgl. nachfolgendes Kapitel). Die Unterscheidung zwischen Schneefall und Regen wird basierend auf der Lufttemperatur vorgenommen.

Die Schneedecke wird als zusätzliche Schicht an der Oberfläche mit variabler Dicke und Dichte modelliert (Zweischichtenmodell), welche den Boden durch ihre Isolationsfähigkeit und Wasserspeicherung beeinflusst. Die Schneedichte wird über die Schneehöhe als konstant angenommen, variiert aber im zeitlichen Verlauf infolge Schneesetzung und -schmelze. Für die Schnee- bzw. Bodenoberfläche wird eine vollständige Energiebilanz berechnet. Diese resultiert in einer Oberflächentemperatur, welche die obere thermische Randbedingung des Bodenprofils darstellt. Die untere thermische Randbedingung (hier in einer Tiefe von 86.5 m) ist durch einen konstanten geothermischen Wärmestrom definiert.

Der Untergrund wird in eine Reihe von Schichten unterteilt. Im Falle der Modellierung Spitze Stei sind es 50 Schichten zwischen Bodenoberfläche und 86.5 m Tiefe, welche mit zunehmender Tiefe an Mächtigkeit zunehmen (oberflächennah 5 cm, 10 m an der Untergrenze). Thermische und hydraulische Parameter werden für die verschiedenen Schichten basierend auf Erfahrungswerten [32] festgelegt und während der Kalibration (Kapitel 5.3) optimiert. Die Eigenschaften der Schichten variieren einerseits räumlich, andererseits auch temporal in Abhängigkeit des modellierten Flüssigwasser- und Eisgehaltes.

## 5.2 Meteorologischer Input

Für die Kalibrierung des Modelles (Periode 07.02.2020–28.01.2021) sowie anschließende retrospektive Modellläufe (2017–2021) wurde auf stündliche meteorologische Daten der Station Doldenstock zurückgegriffen (Abbildung 1). Verwendet wurden die Parameter Lufttemperatur, relative Luftfeuchtigkeit, Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit und Niederschlag.

Für die Modellierungen der Bodentemperatur ist eine korrekte Abbildung der Schneebedeckung von zentraler Bedeutung (z.B. [34]). In Absenz von Schneehöhen- und Niederschlagsmessungen direkt bei den Bohrlöchern bietet die nahegelegene Station Doldestock (ca. 1 km Entfernung), mit ähnlicher Höhe (2560 m ü. M.) und Exposition wie die Bohrlöcher bessere Voraussetzungen als die weiteren Wetterstationen in der Umgebung der Rutschung. Der Nachteil der Stationswahl liegt darin, dass die Modellierungen nur bis Ende Januar 2021 reichen (Datum Zerstörung Station Doldestock durch Lawine).

Neben den Meteodaten der Station Doldestock wurden zu Testzwecken auch die stündlichen Daten der Meteostation Adelboden (1320 m ü. M., 12 km Entfernung) genutzt. Ein Ziel des Tests war es, zu bestimmen, ob auch mit dieser tiefer gelegenen und weiter entfernten Station plausible Resultate erzielt werden können. Im Falle der Station Adelboden ist dies von besonderem Interesse, da dort meteorologische Daten seit den 1980er Jahren aufgezeichnet werden. Retrospektive Modellläufe zurück in die 1980er-Jahre würden es erlauben, die aktuellen Messungen in einen längeren historischen Kontext zu stellen.

Schliesslich wurden auch noch Tests mit dem ERA5-Datensatz durchgeführt. Bei den ERA5 Daten handelt es sich um Reanalyse-Daten [35], welche auf Wetterstationsdaten basieren und mit Hilfe von Wetter- bzw. regionalen Klimamodellen auf ein reguläres Gitternetz (30 km Rasterzellengrösse) extrapoliert werden. Mit den ERA5 Daten sollte evaluiert werden, ob es ausreichend ist, das kalibrierte Modell nur mit Klima- bzw. Wettermodelldaten anzutreiben. Dies im Hinblick auf mögliche prospektive Modellierungen der Schneeschmelze und des Wasserinputs in die Rutschung im Rahmen des Monitorings. Für solch prospektiven Simulationen der Schneeschmelze würden ebenfalls Daten aus Niederschlagssimulationen genutzt (z.B. vom Wettermodell COSMO).

### 5.3 Kalibration

Von den insgesamt 125 Parametern des Modells wurden 38 kalibriert. Im Rahmen der Kalibration wurden für den Zeitraum 2017–2021 mehrere tausend Modellläufe durchgeführt. Bei jedem Modellauf wurden die Parameter innerhalb vorgegebener Grenzen leicht variiert. Um optimale Parameterkombinationen zu identifizieren, wurden die modellierten Bodentemperaturen mit den ab Februar 2020 verfügbaren Bohrlochtemperaturen verglichen.

Da die anfänglichen Bodenbedingungen, z.B. Wasser- und Eisgehalt sowie Temperaturen im Boden nicht bekannt sind, ist für die Modellkalibration ein Einschwingen der Permafrost-Bedingungen im Boden nötig, wobei die Periode 2017–2021 dazu nicht ausreichend lang ist. Aus diesem Grund wurde die Periode 2017–2021 jeweils fünfmal hintereinander modelliert und erst die Resultate der finalen Iteration für den Vergleich mit den Messdaten verwendet. Auch nach fünf Iterationen befindet sich der Boden nicht in einem hydrothermalen Gleichgewichtszustand, die jährlichen Veränderungen fallen jedoch geringer aus als noch nach einer Iteration. Diese Abweichung vom Gleichgewichtszustand ist mit den tatsächlichen Verhältnissen übereinstimmend. So «hinken» die aktuell gemessenen Bohrlochtemperaturen den aktuellen atmosphärischen Bedingungen deutlich hinterher.

Im Falle des Bohrloches TB2 Westgrat erzielte die Kalibration recht gute Resultate. So zeigt der in Abbildung 23 dargestellte Vergleich gemessener und modellierter Bodentemperaturen, dass die Temperaturdifferenzen i.d.R. innerhalb 1 °C zu liegen kommen. In mittleren Tiefen (ca. 5–12 m) sind die modellierten Temperaturen leicht zu tief, während die Jahresamplituden zu hoch ausfallen. Beides dürfte die Folge einer nicht ganz mit der Realität übereinstimmenden Parametrisierung der Bodentextur sein. Als Folge davon ist die modellierte saisonale Auftauschicht im Vergleich zur gemessenen etwas zu mächtig. In grösseren Tiefen (unterhalb ca. 20 m) sind die modellierten Temperaturen leicht zu hoch – eine Jahresamplitude ist in modellierten und gemessenen Temperaturdaten kaum mehr erkennbar. Für die oberflächennahen Schichten (1, 2, 3 m) fällt auf, dass die modellierte und gemessene Jahresamplitude gut übereinstimmt, der Zeitpunkt der Temperaturveränderungen jedoch oft nicht präzise simuliert werden kann. Insbesondere zu Beginn und am Ende des Zero-Curtains können modellierte und gemessene Zeitreihen um mehrere Tage bis wenige Wochen abweichen. Diese Abweichungen sind zu erwarten, da bei der Überwindung des Zero-Curtains bereits kleinste Variationen der Parametersettings (z.B. die den Bodenwassergehalt beeinflussende Porosität des Substrates) zu grösseren Verzögerungen im Modell führen können. Selbst wenn die Modellparameter sowie der Eis-/Wassergehalt exakt mit Messungen bestimmt

werden könnte, müsste davon ausgegangen werden, dass der Verlauf des Zero-Curtains nicht perfekt reproduziert werden kann, da gewisse Prozesse (z.B. laterale Wasserflüsse) in COUP nicht modelliert werden.

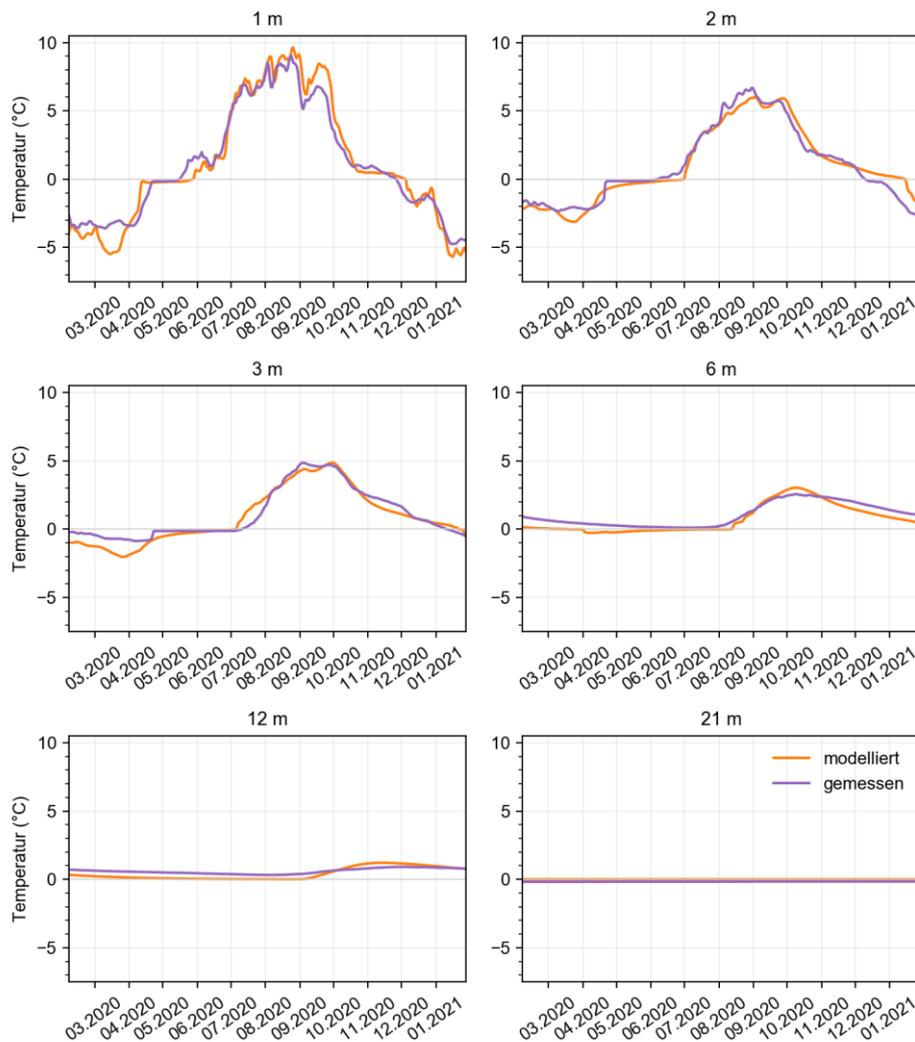


Abbildung 23: Vergleich der modellierten und gemessenen Bodentemperaturen im Bohrloch TB2 in ausgewählten Tiefen, Zeitraum 07.02.2020–28.01.2021 nach fünfmaligem Einschwingen. Die initialen Bodentemperaturen vor dem Einschwingen betragen durchgehend -0.02 °C.

Die in Abbildung 23 gezeigten Kalibrationsresultate für TB2 konnten nur mit Modellierungen erreicht werden, bei denen die Niederschläge der Station Doldestock um gut 40% reduziert wurden. Diese Reduktion wird beim Vergleich modellierter und

gemessener Schneehöhen ersichtlich (Abbildung 24). Das Kalibrationsresultat wird dahingehend interpretiert, dass der Bohrlochstandort TB2 Westgrat stärker windexponiert ist als der Standort Doldestock, womit die Schneedecke trotz vergleichbarer Niederschlagssummen geringmächtiger ausfällt und entsprechend früher ausapert als beim Standort Doldestock. Dies deckt sich mit Beobachtungen (Kapitel 4.1.2). Ein Direktvergleich der mittels Drohne gemessenen Schneehöhen (0.5 m bei TB2) mit den Schneehöhen Doldestock ist für die Saison 2021–2022 zwar nicht möglich (defekter Schneehöhensensor). Langjährige Vergleiche mit der Station Fisistock deuten jedoch darauf hin, dass die Schneemächtigkeit bei der Station Doldestock Ende März 2022 rund 0.8 m betrug.

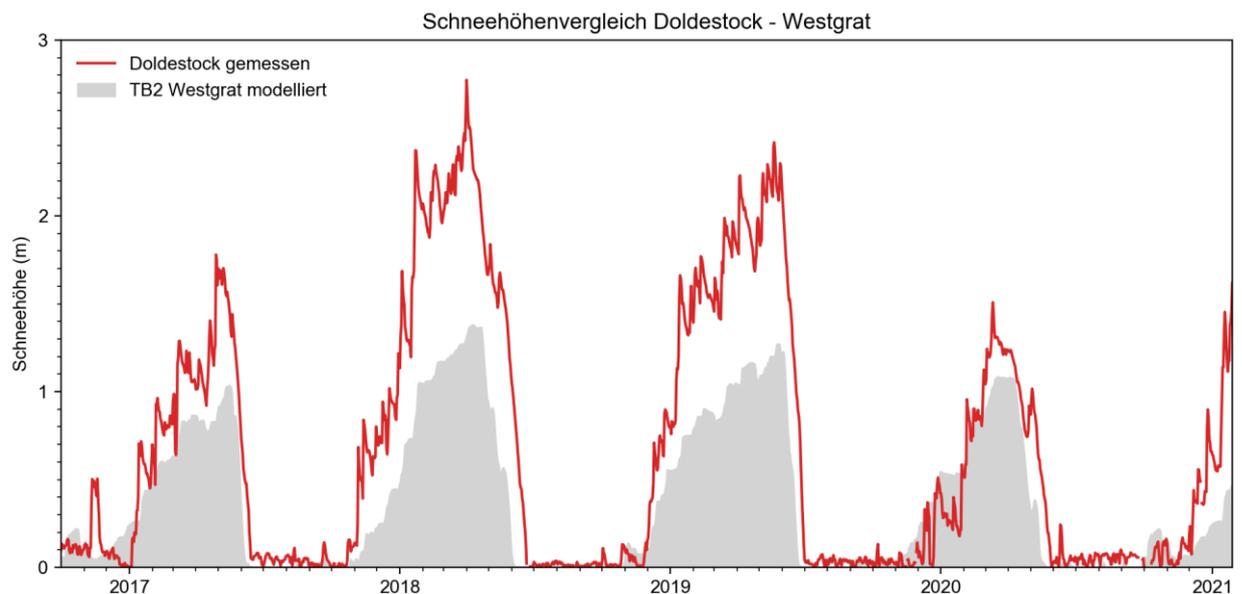


Abbildung 24: Vergleich der modellierten Schneehöhen TB2 Westgrat mit den gemessenen Schneehöhen an der Wetterstation Doldestock. Neben Akkumulation und Ablation ist die gemessene bzw. modellierte Schneehöhe auch von der Schneemetamorphose abhängig, welche die Dichte des Schneekörpers beeinflusst.

Für das Bohrloch Gipfel (TB3) wurde für die Kalibration ein identisches Vorgehen gewählt wie bei TB2. Die bisherigen Kalibrationsresultate fallen jedoch ungenügend aus, womit im vorliegenden Bericht für TB3 keine Modellierungsergebnisse gezeigt werden können. Der fehlende Kalibrationserfolg könnte darauf zurückzuführen sein, dass die lokale Schneebedeckung bei TB3 mit Niederschlagsdaten der Station Doldestock nur ungenügend simuliert werden kann. Das Bohrloch befindet sich in einer topografischen Senke, in welche bei Wind viel Schnee verfrachtet wird

(Kapitel 4.1.2). Zudem ist zu berücksichtigen, dass der Untergrund im Gipfelbereich (grobblockiges Material, Fels mit Hohlräumen) für Modellierungen mit COUP generell herausfordernd ist, da Massen- und Energieflüsse (Ventilationseffekte, rasche Wasserflüsse) in den Hohlräumen eine wichtige Rolle spielen dürften (Kapitel 4.2.2), welche mit einem eindimensionalen Modell kaum reproduzierbar sind.

Für das Bohrloch Zentrum (TB4) wurden bisher noch keine Kalibrationsläufe durchgeführt.

## **5.4 Simulationsresultate**

### **5.4.1 Modellierungen TB2 Westgrat 2017–2021 (meteorologische Daten Doldestock)**

Abbildung 25 stellt die modellierte Temperaturentwicklung von TB2 für die Zeitperiode 2017–2021 dar, zusammen mit den modellierten Schneehöhen. Neben der saisonalen Bodenerwärmung und -abkühlung, welche die oberen Bodenschichten dominiert und von Jahr zu Jahr stark variiert (u.a. als Folge der Schneebedeckung), ist in den unteren Bodenschichten ein Erwärmungstrend erkennbar, welcher aus den Messdaten in TB2 so noch nicht abgeleitet werden kann. Der Erwärmungstrend resultiert in einer zunehmenden Mächtigkeit des supra-Permafrost Taliks.

Die Modellierungen bestätigen, wie wichtig Schneebedeckung und insbesondere Einschnei- und Ausaperungszeitpunkt für die Temperaturentwicklung des Untergrundes sind. So führte das frühe Einschneien im Winter 2019–2020 (vgl. Kapitel 4.1; noch warmer Untergrund wird durch frühen Schnee an Auskühlung gehindert) sowie das frühe Ausapern im Frühling 2020 zu einer überdurchschnittlichen Erwärmung des Untergrundes im folgenden Sommer, obwohl die Sommertemperaturen nicht besonders hoch ausfielen. Rekordtiefen der saisonalen Auftauschicht im Sommer 2020 wurden schweizweit beobachtet [36]. Im vorangegangenen Frühling 2019 erfolgte die Ausaperung eher spät, womit die Abkühlung der saisonalen Auftauschicht während des Winters überdurchschnittlich und die Erwärmung im darauffolgenden Sommer unterdurchschnittlich ausfiel.

Im vorgängigen Kalibrationskapitel wurde erwähnt, dass der hydrothermale Zustand des Untergrundes auch nach fünffacher Iteration der Zeitserie 2017–2021 nicht einem Gleichgewichtszustand entspricht. D.h. auch unter Beibehaltung der klimatischen Bedingungen 2017–2021 würde sich der Untergrund weiter erwärmen. Modellierungen mit 20-facher Wiederholung der Zeitserie 2017–2021 zeigen

diesbezüglich, dass die Mächtigkeit des Taliks pro Periode ca. 2–3 m zunimmt. D.h. auch ohne Berücksichtigung einer weiteren Klimaerwärmung / Klimaszenarien ist davon auszugehen, dass sich der Untergrund weiter stark erwärmen wird, gerade in Bereichen mit eisarmen Permafrost. Dies korrespondiert zu Messungen in eisarmen Permafrost in den Alpen [26] sowie weltweit ([8][37]).

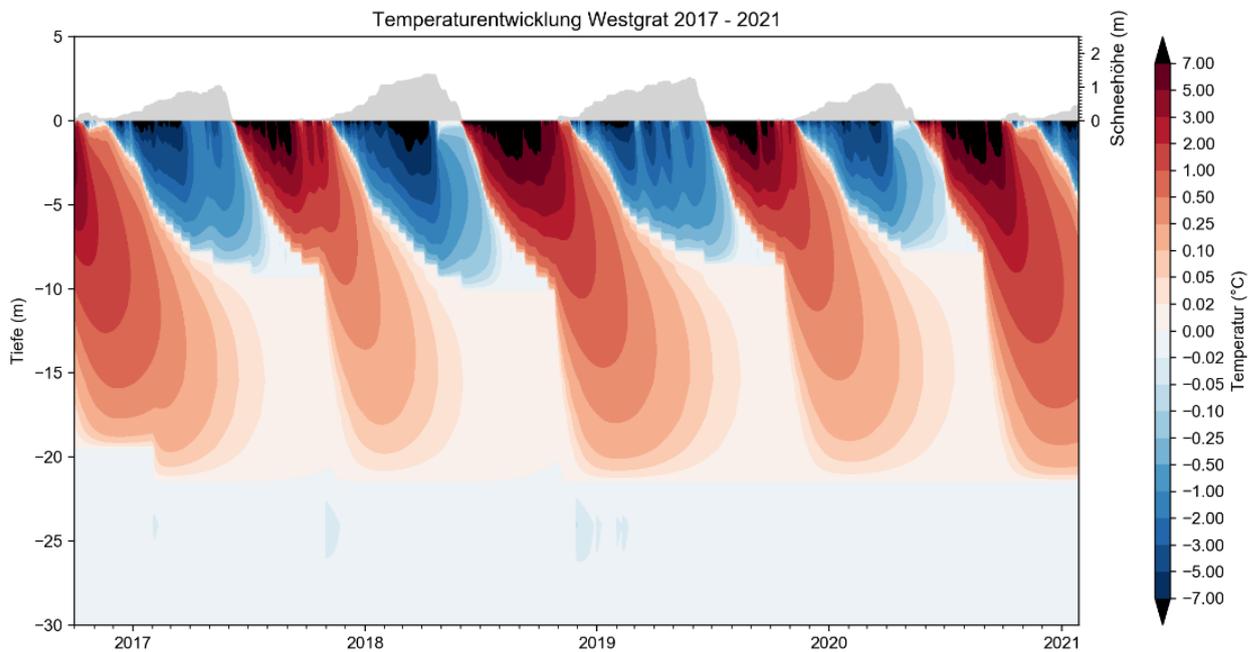


Abbildung 25: Modellierter Bodentemperaturentwicklung und Schneehöhen für den Zeitraum 2017–2021, nach fünfmaligem Einschwingen des Modells. Die modellierte Zeitserie dauert bis zum 28.01.2021 (Zeitpunkt Zerstörung Station Doldestock durch Lawine). Die treppenförmige Entwicklung der Bodentemperaturen um 0 °C ist eine Folge der nach unten zunehmenden Mächtigkeiten der modellierten Bodenschichten. Nach Ende des Zero-Curtains kommt es zu einer plötzlichen Erwärmung bzw. Abkühlung einer mehreren Meter mächtigen Bodenschicht.

#### 5.4.2 Provisorische Modellierungen Westgrat 1984–2022 (meteorologische Daten Adelboden)

Die Modellierungen Westgrat für den Zeitraum 1984–2022 wurden basierend auf den meteorologischen Daten Adelboden durchgeführt. Die gewählten Modellparameter entsprechen dem kalibrierten Parameterset. Die Lufttemperaturen der Station Adelboden wurden mit einer zeitlich konstanten Lapse-Rate von  $0.6\text{ }^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$  auf die Höhe des Bohrloches Westgrat korrigiert und die Niederschläge um 10% reduziert, um den zunehmenden Windeffekt mit der Höhe und zusätzlich am exponierten Westgrat abzubilden.

Die Meteodaten der ersten Modelljahre wurden wiederum fünffach aneinandergereiht, um ein Einschwingen des Modelles zu erreichen, ausgehend von einer gleichmässig temperierten Bodensäule (Initialtemperatur über ganze Bodensäule  $-0.02\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Die in Abbildung 26 bis Abbildung 28 gezeigten Temperaturzeitreihen illustrieren die Entwicklung der Bodentemperaturen nach erfolgter Einschwingphase.

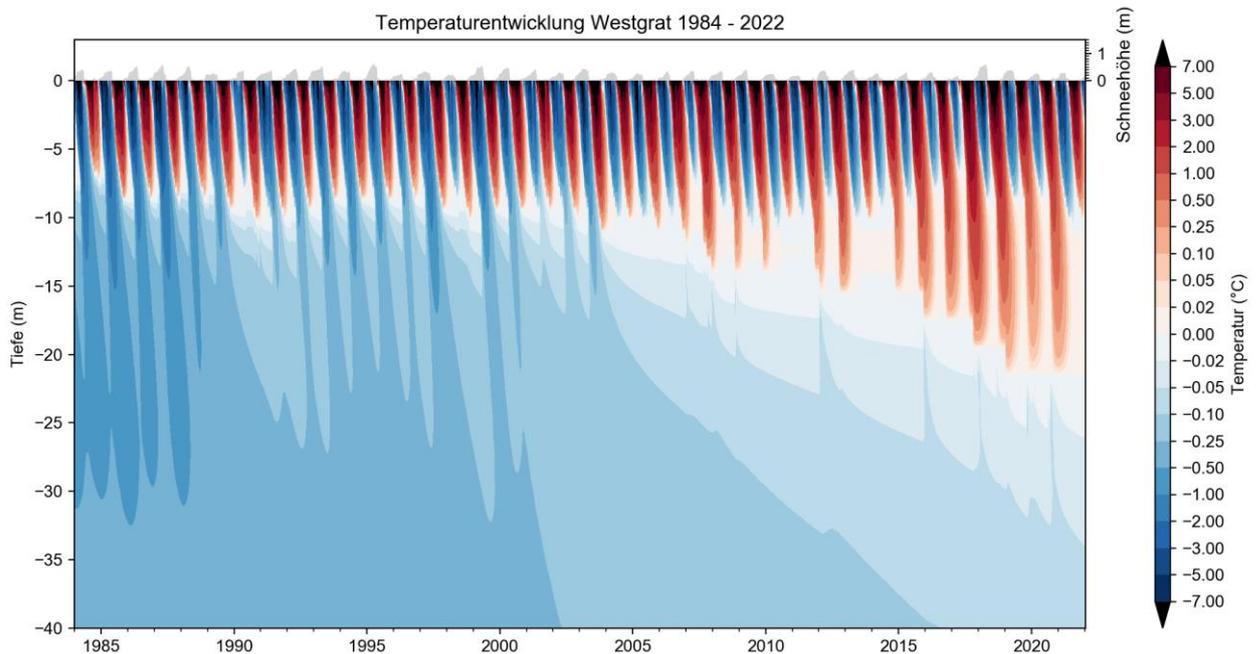


Abbildung 26: Modellerte Bodentemperaturen und Schneehöhen TB2 Westgrat, Zeitraum 1984–2022, basierend auf den Daten der Station Adelboden.

In der Vergleichsperiode 2017–2021 sind die mit den Adelboden-Daten modellierten Bodentemperaturen recht gut stimmig mit den Modellierungen der Doldestock-

Daten. So fallen die Mächtigkeit der saisonalen Auftauschicht sowie des Taliks in der Vergleichsperiode 2017–2021 ähnlich aus; auch bei den beobachteten Trends (Zunahme Mächtigkeit Talik) resultiert eine gute Übereinstimmung.

Die vorliegenden Test-Modellierungen zurück bis in die 80er-Jahre zeigen den generellen Erwärmungstrend im Untergrund, welcher sich zunächst in einer zunehmenden Mächtigkeit der Auftauschicht manifestiert, ab ca. 2010 in der Entstehung und fortschreitenden Erwärmung des Taliks in den Bodenschichten unterhalb (vgl. z.B. 10 m und 15 m Zeitserie in Abbildung 27 bzw. Abbildung 28). Im Falle des 30 m Bodenhorizontes betrug die modellierte Erwärmung seit 1985 rund 0.5 °C (Abbildung 28). Solch starke Erwärmungstrends wurden auch an anderen eisarmen Standorten in den Alpen gemessen (vgl. 20 m Bodentiefe in [26][36][37]). Neben den mehrjährigen Trends sind in den historischen Zeitreihen auch die Auswirkungen z.B. der schneearmen Winter zu Beginn der 90er Jahre, des Lawinenwinters 1999 sowie des Hitzesommers 2003 ersichtlich.

Mit den Meteodaten der Station Adelboden wird neben der historischen Periode auch die jüngste Periode ab Februar 2021 abgedeckt, welche in den Doldestockdaten fehlt. Gemäss Modellierung (Abbildung 26) ermöglichte das vergleichsweise späte Einschneien im Herbst 2020 sowie die späte Ausaperung im Frühjahr 2021 eine ausgeprägte Abkühlung des Untergrundes, gefolgt von einer unterdurchschnittlichen Erwärmung während des darauffolgenden kurzen und nasskalten Sommers 2021 (vgl. Meteodaten in Anhang 1; schweizweite Messungen in [38]). Die modellierte Entwicklung ist damit mit den Messungen im Bohrloch Westgrat stimmig.

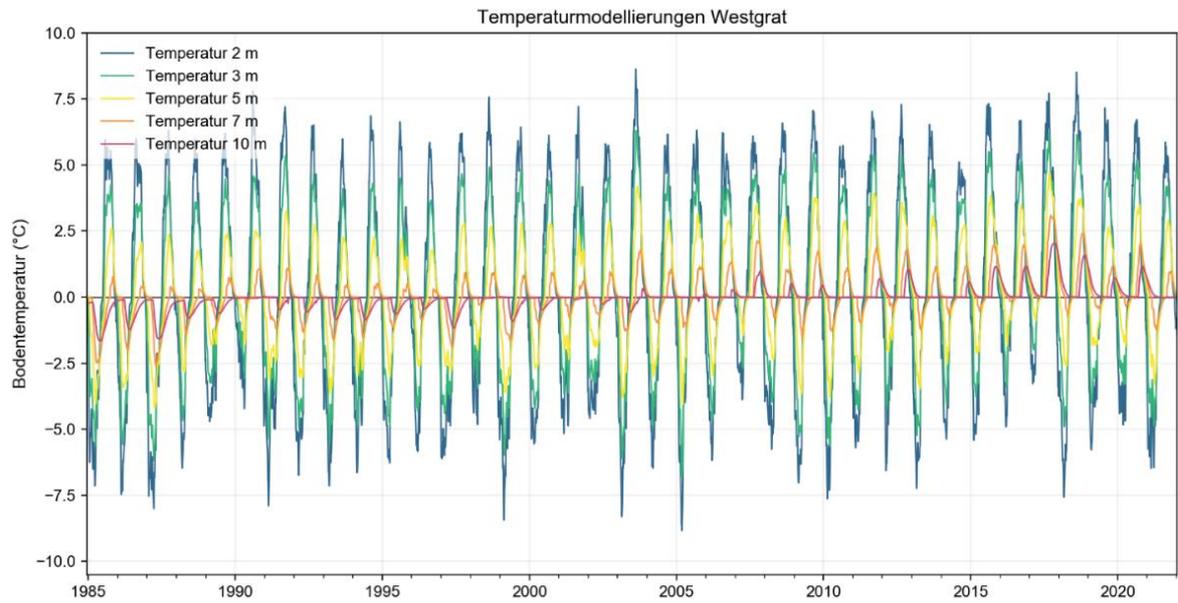


Abbildung 27: Modellierte Temperaturen für ausgewählte Bodenhorizonte zwischen 2 und 10 m Tiefe am Standort TB2 Westgrat. Für die tieferen Bodenhorizonte (7 m, 10 m) ist seit den 1980er-Jahren ein klarer Erwärmungstrend ersichtlich.

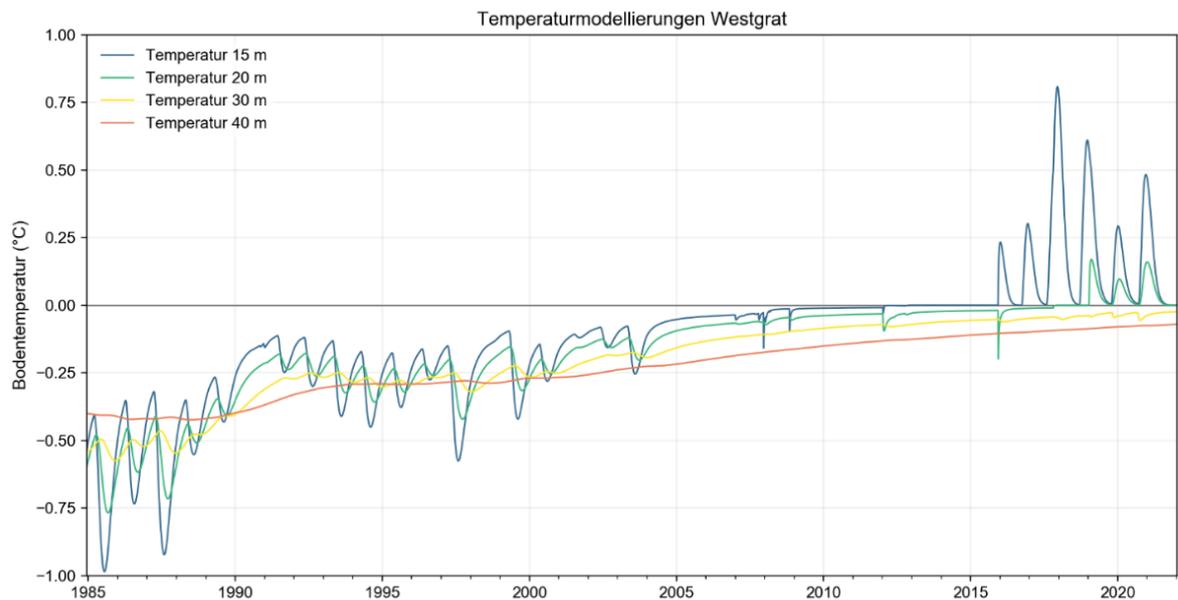


Abbildung 28: Modellierte Temperaturen für ausgewählte Bodenhorizonte zwischen 15 und 50 m Tiefe. Neben dem generellen Erwärmungstrend ist in 15–20 m Tiefe nach 2015 die Bildung des Taliks erkennbar.

Vor der abschliessenden Interpretation der Modellierungszeitreihe 1984–2022 gilt es die Parameter der Modellierung, insbesondere des meteorologischen Inputs, nochmals kritisch zu analysieren. So fällt z.B. auf, dass die modellierten Schneehöhen im Falle der Meteodaten Adelboden systematisch tiefer ausfallen als jene basierend auf den Meteodaten Doldestock. Dass die modellierten Bodentemperaturen trotzdem gut mit jenen der Doldestock-Modellierungen übereinstimmen, könnte darauf zurückzuführen sein, dass zu geringe Niederschläge durch Abweichungen bei anderen Parametern (z.B. Strahlung, Temperaturen) kompensiert werden. Mittels Sensitivitätsanalyse sollte die Reaktion der Bodentemperaturen auf veränderte meteorologische Inputs geprüft werden.

#### **5.4.3 Vergleich ERA-Niederschläge mit Niederschlägen Doldestock**

Abbildung 29 zeigt den Vergleich zwischen den ERA-modellierten Niederschlägen (30 km Rasterzelle im Bereich Spitze Stei) und den gemessenen Niederschlägen an der Station Doldestock. Die Abbildung bestätigt eine generell gute Übereinstimmung, jedoch erst nach erfolgter Bias-Korrektur. Während der Vergleichsperiode 2019 bis 2021 musste der modellierte ERA-Niederschlag mit Faktor 0.8 multipliziert werden (bzw. Doldestock mit Faktor 1.25), um die in Abbildung 29 gezeigte Übereinstimmung zu erreichen. Ob die Differenz auf eine Überschätzung des modellierten Niederschlages oder eine Unterschätzung (Undercatch) des gemessenen Niederschlages an der Station Doldestock zurückzuführen ist – oder allenfalls eine Kombination beider Faktoren – kann nicht abschliessend beurteilt werden. Geschlossen werden kann hingegen, dass modellierte Niederschläge nach erfolgter Korrektur genutzt werden können, um das mit gemessenen Doldestockdaten kalibrierte Modell anzutreiben, retrospektiv (mit ERA-Daten) und wahrscheinlich auch prospektiv (mit COSMO-Daten). Wir gehen davon aus, dass dieser Schluss auch für die weiteren Inputparameter (Temperatur, Strahlung) zutrifft, da deren Modellierung eher zuverlässiger ist als jene des Niederschlages. Abschliessende Vergleiche dazu stehen jedoch noch aus.

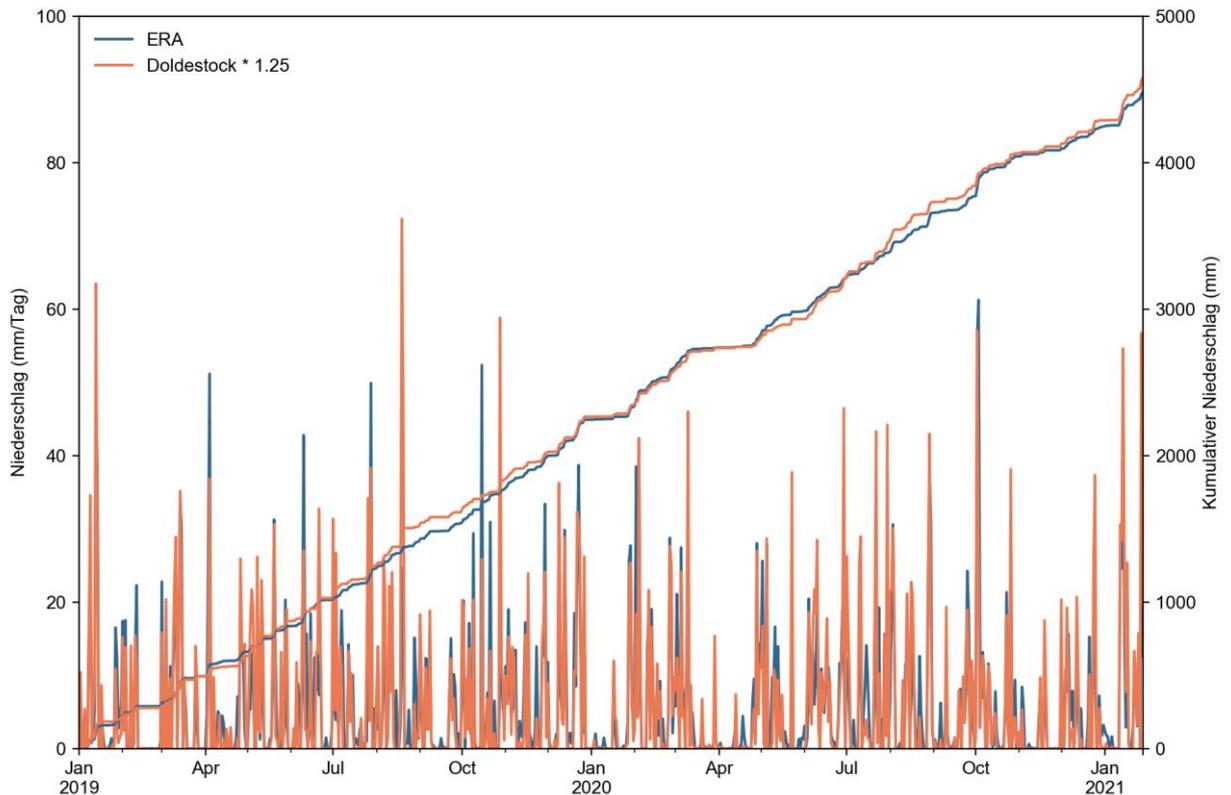


Abbildung 29: Tagesniederschläge (links) vs. kumulative Niederschläge (rechts) seit Januar 2019, modelliert (ERA, blau) sowie gemessen an der Station Doldestock (rot).

## 5.5 Fazit Modellierungen

Angesichts der vergleichsweise spärlichen Datenlage konnten für Bohrloch TB2 zufriedenstellende Kalibrationsresultate erreicht werden. Weitere Verbesserungen sind allenfalls nach einer in-situ Bodenanalyse (Bodenparametrisierung, Quantifizierung des Bodeneis- und -wassergehaltes) zu erwarten. So können mit im Feld bestimmten Bodenparametern i.d.R. realistischere Modellresultate erreicht werden als mit Bodenparametern, die einzig auf einer Abschätzung bzw. Kalibration beruhen. Zusätzlich verbessert werden könnten die Modellierungsergebnisse mit Schneehöhenmessungen direkt bei den Bohrlöchern, analog der Stationen Doldestock. Eine korrekte Abbildung des Schneedeckenverlaufs ist für zuverlässige Modellierungsergebnisse essentiell und gelingt mit Direktmessungen i.d.R. besser als indirekt via Schneedeckenmodellierung. Schneehöhenmessungen dürften für den Gipfel-

standort TB3 besonders wichtig sein, da hier die Modellierung basierend auf Niederschlagsdaten nicht erfolgreich ist (Windeinfluss / Schneeverfrachtungen kaum reproduzierbar). Die schlechte Abbildung des Schneedeckenverlaufs könnte ein wichtiger Grund für den bisher ausgebliebenen Kalibrationserfolg bei TB3 sein.

Provisorische Modellierungen bei Bohrloch TB2 bis zurück in die 1980er-Jahre, basierend auf den Daten der Station Adelboden, zeigen vielversprechende Resultate, mit denen die mittlerweile gut zwei Jahre umfassende Messzeitreihe historisch kontextualisiert werden kann. So zeigen die Modellierungen eine starke Erwärmung des Untergrundes während der letzten Jahrzehnte, was mit schweiz- und weltweiten Beobachtungen übereinstimmt [8][26][37]. Spezifisch wird ersichtlich, dass der festgestellte supra-Permafrost Talik bei TB2 erst seit wenigen Jahren Bestand haben könnte. Die Modellierungen bestätigen ferner klar, dass die heute gemessenen Bodentemperaturen mit den atmosphärischen Bedingungen nicht im Gleichgewicht stehen. Modellierungen mit Mehrfachwiederholung der Meteodaten 2017–2021 zeigen diesbezüglich, dass der Standort Westgrat bereits in einigen Jahrzehnten weitgehend Permafrost-frei sein dürfte.

Aus der Tatsache, dass Modellierungen mit dem ERA5 Datensatz erfolgreich sind, kann gefolgert werden, dass mit COSMO Prognosen ebenfalls gute Resultate in der Bodentemperaturmodellierung erzielt werden können. Damit wäre eine prognostische Modellanwendung im Rahmen des Rutschmonitorings theoretisch möglich. Es muss jedoch berücksichtigt werden, dass der fürs Monitoring sehr wichtige Verlauf des Zero-Curtains besonders schwierig zu modellieren ist. So kann die Zeitdifferenz zwischen gemessenem und modelliertem Auftauzeitpunkt mehrere Tage betragen. Während solche Diskrepanzen für langfristige Modellierungen eher vernachlässigbar sind, stellen Monitoringanwendungen höhere Ansprüche an die zeitliche Auflösung und Genauigkeit der Modelldaten.

## 6. Schlussbemerkungen

Die im vorliegenden Bericht zusammengetragenen Resultate liefern klare Hinweise dafür, dass sich der Permafrost am Spitze Stei in einem Zustand starker Erwärmung und Degradation befindet. So zeigen Permafrostmodellierungen mit historischen meteorologischen Zeitreihen am Standort Westgrat deutlich ansteigende Bodentemperaturen über die letzten Jahrzehnte. Aus den zweijährigen Temperaturmessreihen in den Bohrlöchern können zwar noch keine Langfristrends abgeleitet werden, die beobachteten Phänomene (z.B. Talikbildung am Westgrat und im Gipfelbereich, Wasserinfiltrationen tief im Permafrost) bestätigen die Modellierungsergebnisse jedoch indirekt.

Da die gemessenen Bohrlochtemperaturen den aktuellen atmosphärischen Bedingungen hinterherhinken, ist eine fortschreitende Bodenerwärmung am Spitze Stei sicher, selbst dann, wenn die prognostizierte atmosphärische Erwärmung [39] nicht eintreten sollte. Mit dieser Erwärmung einhergehen dürfte eine weiter zunehmende Wasserwegsamkeit und damit eine erhöhte Wasserzufuhr hin zur Gleitfläche der Rutschung, mit entsprechend destabilisierender Wirkung. Erwärmung und Degradation des Permafrosts dürften in Bereichen mit eisarmen Permafrost besonders rasch voranschreiten (z.B. [26]). Dass die neu kalibrierte PGIM-Karte darauf hindeutet, dass eisarmer Permafrost in deutlich grösseren Gebieten der Rutschung vorkommen könnte als bisher angenommen, verleiht dieser Schlussfolgerung besonderes Gewicht.

Angesichts der wichtigen Bedeutung des Permafrosts für die Destabilisierung des Spitze Steis sollte das Permafrostmonitoring auch zukünftig im bisherigen Umfang weitergeführt werden. Allenfalls sind Ergänzungen des Monitoringnetzwerkes ins Auge zu fassen, z.B. in der Form kontinuierlicher Schneehöhenmessungen bei den Bohrlöchern. Mit solch zusätzlichen Beobachtungen, generell länger werdenden Messzeitreihen, sowie optimierter Modellierungen kann das Verständnis zur Rolle des Permafrosts weiterhin verbessert werden.

## 7. Literaturverzeichnis

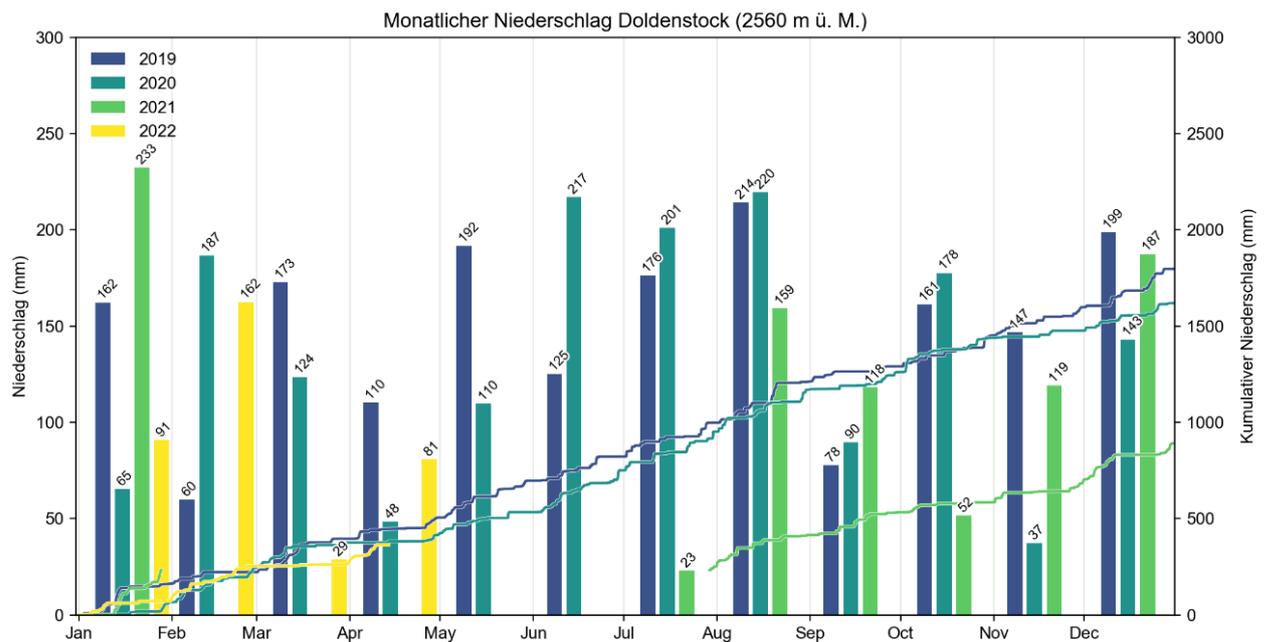
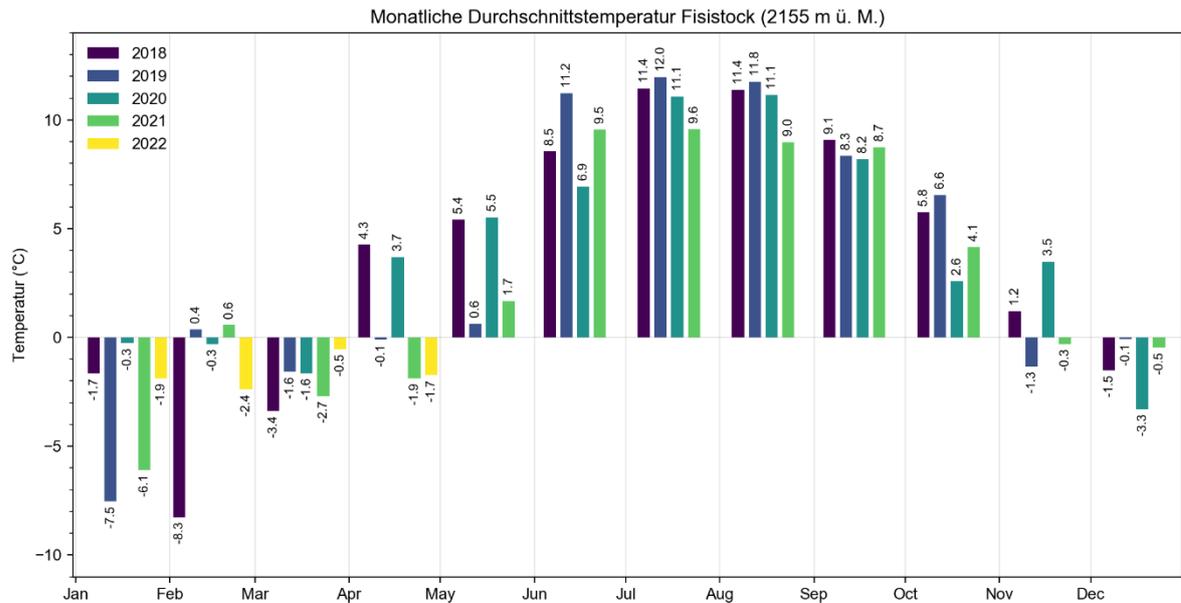
- [1] Kenner, R. and Noetzli, J. and Hoelzle, M. and Raetzo, H. and Phillips, M. (2019): Distinguishing ice-rich and ice-poor permafrost to map ground temperatures and ground ice occurrence in the Swiss Alps. *The Cryosphere*. 1925-1941.
- [2] Hilbich C., Hauck C. (2019): Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet des „Spitze Stei“, Berner Oberland, Juli 2019, Bericht, Oktober 2019, Departement Geowissenschaften Universität Fribourg, Fribourg, 09.10.2019.
- [3] GEOTEST AG (2020): «Kandersteg, «Spitze Stei», Permafrostuntersuchungen», Bericht Nr. 1418139.9.
- [4] CSD, SLF (2020): Zweitmeinung zu geologischem Modell, Szenarien und Wirkungsbereiche «Spitze Stei», Kandersteg, Bern, Bericht Nr. BE09940.100.
- [5] GEOTEST AG (2020): Kandersteg, «Spitze Stei», Gefahrenmanagement 2020 – Datenerhebungen und Auswertungen 2020, Bericht Nr. 1418139.12, 30.12.2020.
- [6] Hock, R., G. Rasul, C. Adler, B. Cáceres, S. Gruber, Y. Hirabayashi, M. Jackson, A. Kääh, S. Kang, S. Kutuzov, A. Milner, U. Molau, S. Morin, B. Orlove and H. Steltzer (2019): High Mountain Areas. [in "*IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*"]. H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte et al. (Eds): 131-202.
- [7] MeteoSchweiz (2022): <https://www.meteoschweiz.admin.ch/home/klima/klima-der-schweiz/klima-normwerte.html>; 10.03.2022.
- [8] Biskaborn, B. K., S. L. Smith, J. Noetzli, H. Matthes, G. Vieira, D. A. Streletskiy, P. Schoeneich, V. E. Romanovsky, A. G. Lewkowicz, A. Abramov, M. Allard, J. Boike, W. L. Cable, H. H. Christiansen, R. Delaloye, B. Diekmann, D. Drozdov, B. Etzelmüller, G. Grosse, M. Guglielmin, T. Ingeman-Nielsen, K. Isaksen, M. Ishikawa, M. Johansson, H. Johannsson, A. Joo, D. Kaverin, A. Kholodov, P. Konstantinov, T. Kröger, C. Lambiel, J.-P. Lanckman, D. Luo, G. Malkova, I. Meiklejohn, N. Moskalenko, M. Oliva, M. Phillips, M. Ramos, A. B. K. Sannel, D. Sergeev, C. Seybold, P. Skryabin, A. Vasiliev, Q. Wu, K. Yoshikawa, M. Zheleznyak and H. Lantuit (2019). Permafrost is warming at a global scale. *Nature Communications* **10**(1): 264. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4>
- [9] PERMOS (2019). Permafrost in Switzerland 2014/2015 to 2017/2018. J. Noetzli, C. Pellet and B. Staub (Eds), Glaciological Report (Permafrost) No. 16-19 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, 104 pp. DOI: 10.13093/permos-rep-2019-16-19.

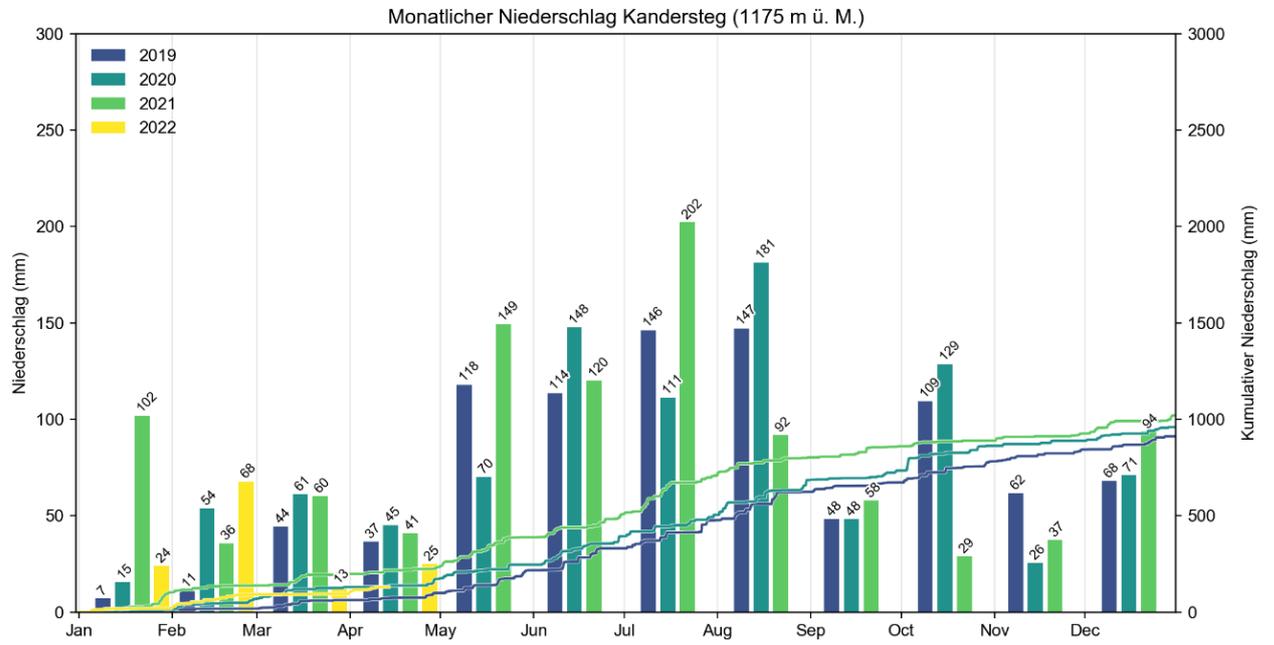
- [10] Mollaret, C., C. Hilbich, C. Pellet, A. Flores-Orozco, R. Delaloye and C. Hauck (2019). Mountain permafrost degradation documented through a network of permanent electrical resistivity tomography sites. *The Cryosphere* **13**(10): 2557-2578. DOI: 10.5194/tc-13-2557-2019
- [11] Boaga, J., M. Phillips, J. Noetzli, A. Haberkorn, R. Kenner and A. Bast (submitted). A comparison of frequency domain electro-magnetometry, electrical resistivity tomography and borehole temperatures to assess the presence of ice in a rock glacier. *Frontiers in Earth Science, section Cryospheric Sciences*.
- [12] Zenklusen Mutter, E. and M. Phillips (2012b). Thermal evidence of recent talik formation in Ritigraben rock glacier: Swiss Alps. In: Proceedings of the *10th International Conference on Permafrost*, Salekhard, Russia: 479-483.
- [13] Buchli, T., A. Kos, P. Limpach, K. Merz, X. Zhou and S. M. Springman (2018). Kinematic investigations on the Furggwanghorn Rock Glacier, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* **29**(1): 3-20. DOI: <https://doi.org/10.1002/ppp.1968>
- [14] Cicoira, A., J. Beutel, J. Faillettaz and A. Vieli (2019b). Water controls the seasonal rhythm of rock glacier flow. *Earth and Planetary Science Letters* **528**: 115844. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115844>
- [15] Wirz, V., S. Gruber, R. S. Purves, J. Beutel, I. Gärtner-Roer, S. Gubler and A. Vieli (2016). Short-term velocity variations at three rock glaciers and their relationship with meteorological conditions. *Earth Surface Dynamics* **4**(1): 103-123. DOI: <https://doi.org/10.5194/esurf-4-103-2016>
- [16] Kenner, R., L. Pruessner, J. Beutel, P. Limpach and M. Phillips (2019b). How rock glacier hydrology, deformation velocities and ground temperatures interact: Examples from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* **31**(1): 3-14. DOI: <https://doi.org/10.1002/ppp.2023>
- [17] Harris, S. A., H. M. French, J. A. Heginbottom, G. H. Johnston, B. Ladanyi, D. C. Sego and R. O. van Everdingen (1998). Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms. Technical Memorandum No. 142. Ottawa, Ontario, Canada, Permafrost Subcommittee, Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada.
- [18] Krautblatter, M., C. Huggel, P. Deline and A. Hasler (2012). Research perspectives on unstable high-alpine bedrock permafrost: measurement, modelling and process understanding. *Permafrost and Periglacial Processes* **23**(1): 80-88. DOI: <https://doi.org/10.1002/ppp.740>

- [19] Murton, J. B., R. Peterson and J.-C. Ozouf (2006). Bedrock Fracture by Ice Segregation in Cold Regions. *Science* **314**(5802): 1127-1129. DOI: 10.1126/science.1132127
- [20] Noetzli, J. and M. Phillips (2019). Mountain permafrost hydrology, Hydro-CH2018 Project, Comissioned by the Federal Office for the Environment (FOEN), Bern, Switzerland, 18 pp. DOI: <https://doi/10.16904/slf.1>.
- [21] Aaron, J., McDougall, S. Rock avalanche mobility: The role of path material, *Engineering Geology*, 257 (2019), 105126
- [22] SLF (2018): Modellierung des Cengalo Bergsturzes mit verschiedenen Rahmenbedingungen, Bondo, GR, Gutachten G2017.20
- [23] SLF (2021): Wochenbericht 24. – 30.Dezember 2021.
- [24] Keller, F. and H. Gubler (1993). Interaction between snow cover and high mountain permafrost. In: *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost*, Beijing, China, South China University of Technology Press: 332-337.
- [25] Phillips, M., Haberkorn, A., Draebing, D., Krautblatter, M., Rhyner, H. and Kenner, R., (2016): Seasonally intermittent water flow through deep fractures in an Alpine Rock Ridge: Gemsstock, Central Swiss Alps. *Cold Regions Science and Technology*, 125, 117-127.
- [26] Haberkorn, A., Kenner, R., Noetzli, J. and Phillips, M., (2021). Changes in Ground Temperature and Dynamics in mountain Permafrost at Selected Sites in the Swiss Alps. *Frontiers in Earth Science: Cryospheric Sciences* 9: 626686. DOI: 10.3389/feart.2021.626686
- [27] SLF (2020): Relevanz von Permafrost für die Felsbewegungen am Spitze Stei, Kandersteg (BE), Präsentation, 6. März 2020.
- [28] GEOTEST AG (2021): Kandersteg, «Spitze Stei», Gefahrenmanagement 2021 – Kinematische Daten 2021 / 3D-Modell Rutschung Spitze Stei, Bericht Nr. 1418139.23, 20.10.2021.
- [29] Jansson, P. E. and Karlberg, L., (2004): CoupModel – Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere systems. Royal Institute of Technology, Dept. of Land and Water Resources Engineering, Stockholm, TRITA-LWR report. 3087: 427 pages.
- [30] Engelhardt, M., Hauck, C., and Salzmann, N., (2010): Influence of atmospheric forcing parameters on modelled mountain permafrost evolution. *Meteorol. Z.*, 19, 491–500, doi:10.1127/0941-2948/2010/0476.
- [31] Hollesen, J., Elberling, B., and Jansson, P. E., (2011): Future active layer dynamics and carbon dioxide production from thawing permafrost layers in Northeast Greenland. *Glob. Change Biol.*, 17, 911–926, doi:10.1111/j.1365-2486.2010.02256.X.

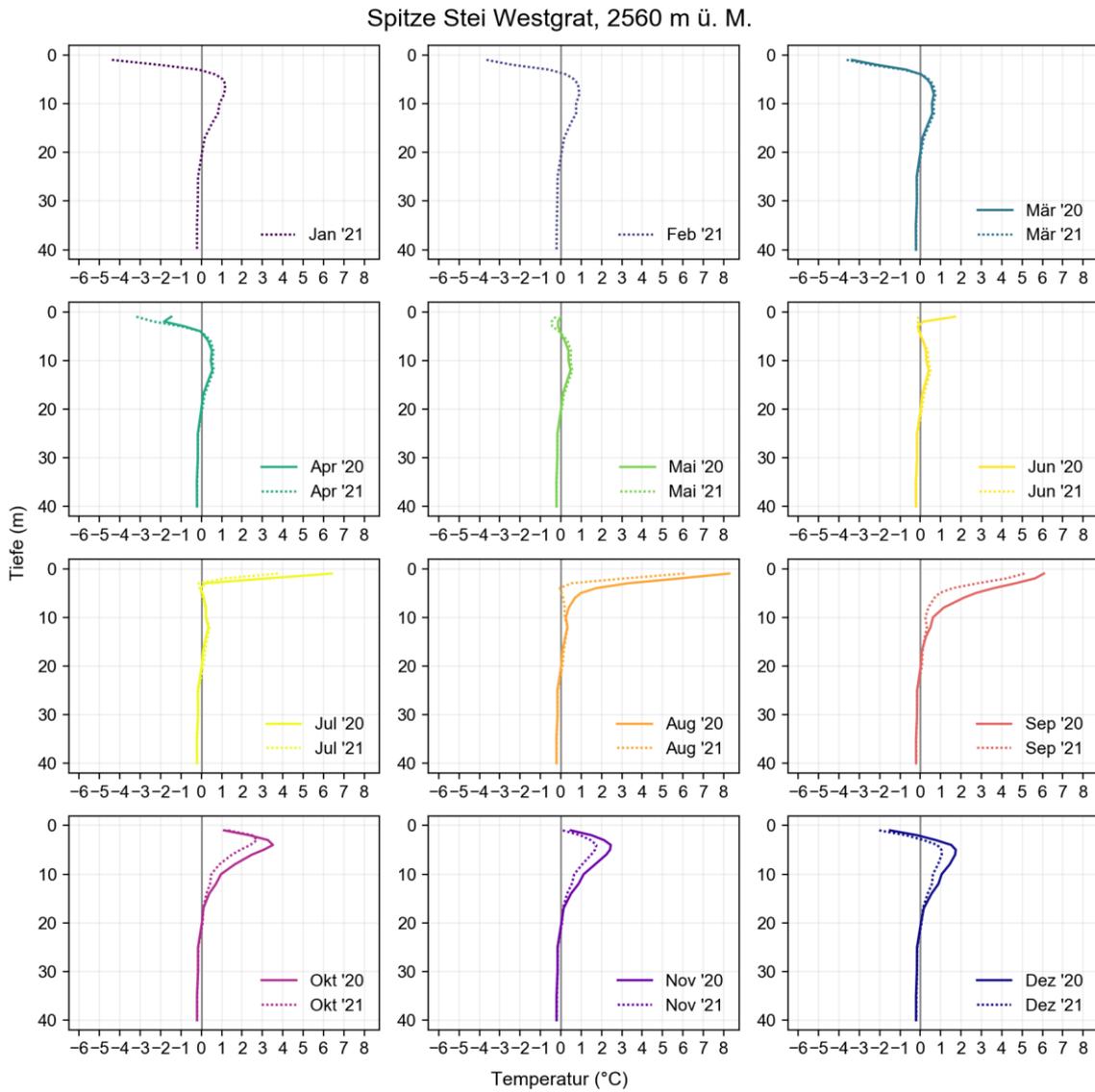
- [32] Scherler, M., Hauck, C., Hoelzle, M., Stähli, M., and Völksch, M., (2010): Meltwater infiltration into the frozen active layer at an alpine permafrost site. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21 (4), 325–334, doi:10.1002/ppp.694.
- [33] Stähli, M., Jansson, P. E., and Lundin, L. C., (1996): Preferential water flow in a frozen soil – a two-domain model approach. *Hydrological Processes*, 10, 1305–1316.
- [34] Haberkorn, A., Wever, N., Hoelzle, M., Phillips, M., Kenner, R., Bavay, M., and Lehning, M., (2017). Distributed snow and rock temperature modeling in steep rock walls using Alpine3D. *The Cryosphere*, 11, 585–607. DOI: <https://doi.org/10.5194/tc-11-585-2017>
- [35] ERA5 (2021): <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5>
- [36] PERMOS (2021). Swiss Permafrost Bulletin 2019/2020. J. Noetzli and C. Pellet (Eds), 21 pp. DOI: 10.13093/permos-bull-2021
- [37] Etzelmüller, B., Guglielmin, M., Hauck, C., Hilbich, C., Hoelzle, M., Isaksen, K., Noetzli, J., Oliva, M., and Ramos, M., (2020). Twenty years of European Mountain Permafrost dynamics – the PACE Legacy. *Environmental Research Letters*, 15, 104070, doi: 10.1088/1748-9326/abae9d.
- [38] PERMOS (2022). Swiss Permafrost Bulletin 2021. J. Noetzli and C. Pellet (Eds), No. 3, 22 pp. DOI: 10.13093/permos-bull-2022
- [39] CH2018 (2018). CH2018 – Climate Scenarios for Switzerland, Technical Report, National Centre for Climate Services, Zurich, Switzerland, 271 pp. DOI: 10.18751/Climate/Scenarios/CH2018/1.0. ISBN: 978-3-9525031-4-0.

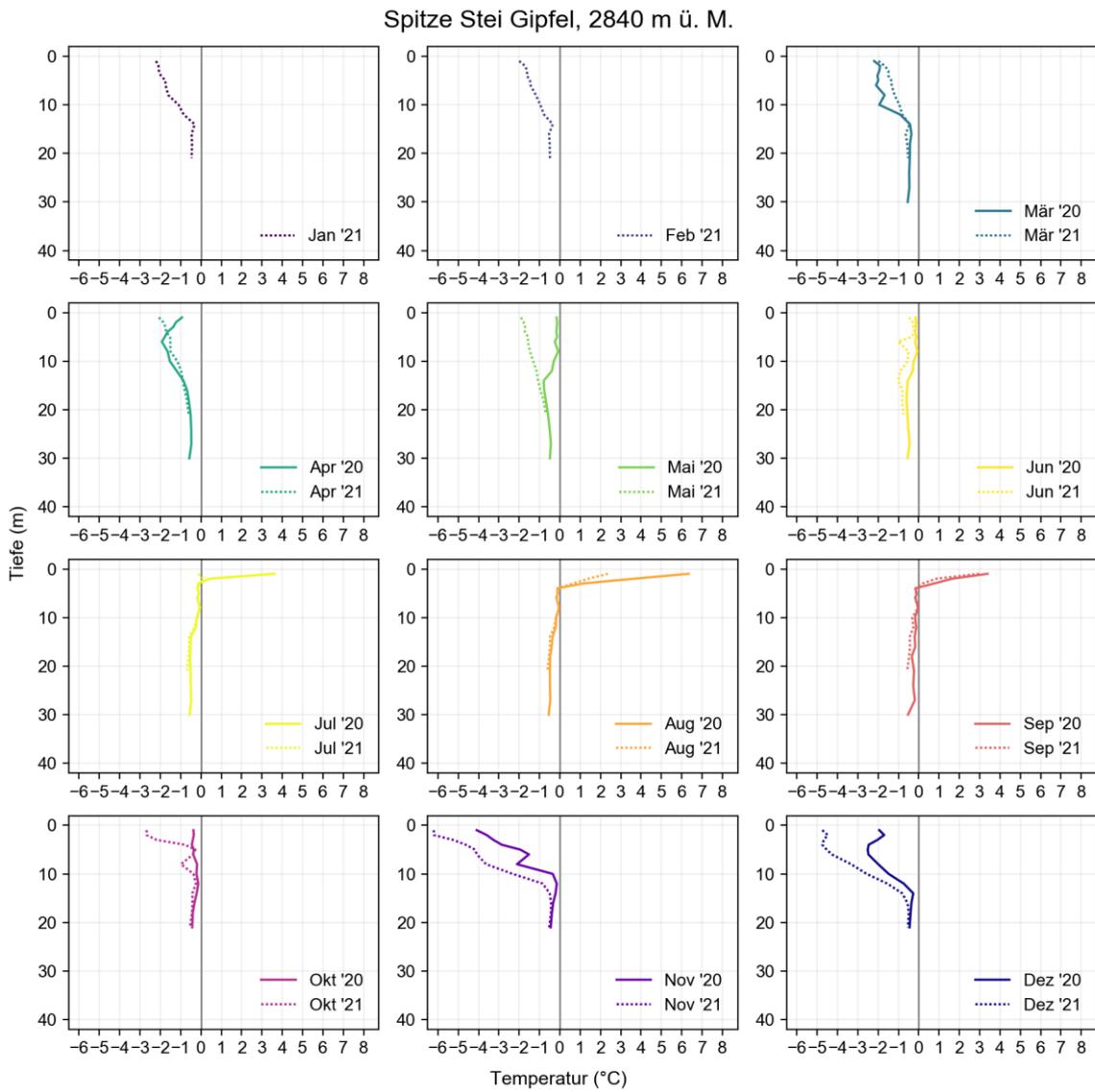
## Anhang 1 – Meteorologische Daten





## Anhang 2 – Zusätzliche Abbildungen Bodentemperaturen





Spitze Stei Zentrum, 2462 m ü. M.

