

Schlussbericht

PermaNET-BY

Untersuchung des Permafrosts in den Bayerischen Alpen

Teilprojekt PermaNET (EU AlpineSpace Interreg IVb)

Zürich, 9. August 2011

Glaciology, Geomorphodynamics & Geochronology
Department of Geography
University of Zurich

Verfasser:
Dipl. geogr. L. Böckli, Dr. J. Nötzli, Dr. S. Gruber

Winterthurerstrasse 190
CH-8057 Zürich
Tel. +41 44 635 51 19
Fax +41 44 635 68 41
lorenz.boeckli@geo.uzh.ch
www.geo.uzh.ch



Zusammenfassung und Synthese der Resultate

Permafrost beeinflusst die Stabilität von Fels und Schutt. Veränderungen im Permafrost oder sein Verschwinden können dadurch einen Einfluss auf Naturgefahren oder den Bau und Unterhalt von Infrastruktur haben. Es ist sehr wahrscheinlich, dass solche Veränderungen im Zuge des globalen Klimawandels in bisher ungekannter Dimension auftreten. Es ist darum wissenschaftlich aber auch praktisch von Interesse, zu verstehen und abschätzen zu können, wo es Permafrost gibt, welche Eigenschaften er hat, und wie er sich verändern könnte.

Permafrost ist definiert als Fels, Schutt oder Boden, der eine Temperatur unter 0 °C für mehr als zwei Jahre aufweist. Im Sommer bildet sich eine oberflächliche Auftauschicht, weshalb der eigentliche Permafrost in der Tiefe verborgen bleibt, aufwendig zu messen ist und sich einer räumlichen Beobachtung mit z.B. Fernerkundungsmethoden entzieht. Per Definition sind Gletscher kein Permafrost.

Auf der Basis von Untersuchungen in anderen Gebirgsregionen ist es wahrscheinlich, dass es in einigen Gebirgsstöcken in den Bayerischen Alpen Permafrost im Untergrund gibt. Erste Untersuchungen im Gipfelbereich der Zugspitze haben dies lokal schon vor mehreren Jahrzehnten gezeigt. Dies wurde kürzlich durch Bohrungen und Geophysik bestätigt. Für eine verbesserte Abschätzung möglicher, durch Permafrost beeinflusster, Konsequenzen des Klimawandels auf die Bayerischen Alpen sind ein besseres Verständnis der räumlichen Verteilung von Permafrost und Methoden zu seiner lokalen Charakterisierung nötig.

Im Rahmen des EU Interreg Alpine-Space Projekts PermaNET wurde das Geographische Institut der Universität Zürich dafür mit entsprechenden Forschungsarbeiten beauftragt. Diese umfassen im Wesentlichen (a) die Messungen und Interpretation von Untergrundtemperaturen, (b) die grossräumige Modellierung der möglichen Vorkommen von Permafrost in den Bayerischen Alpen, und (c) die detaillierte Modellierung von Untergrundtemperaturen und Permafrost in zwei Gebirgsstöcken.

Für die Messung von oberflächennahen Temperaturen wurden 15 Datenlogger in festem Fels und 55 Knopflopper (iButtons) im Schutt installiert. Diese Instrumente wurden so angebracht, dass verschiedene topographische Situationen und Bodenmaterialien gemessen werden und somit die Spannweite der möglichen Variation gut abgedeckt wird. Zusätzlich wurden Daten aus dem Bohrloch verwendet, welches 2007 von Süd nach Nord durch den Gipfelgrat der Zugspitze gebohrt wurde. Die Tiefstwerte gemessener Jahresmittel der Felstemperatur liegen zwischen -3 und -4 °C in der Nordflanke der Zugspitze und zwischen -1 und -2 °C in den etwas tiefer gelegenen Bereichen des Hochkalter. Die gemessenen Höchstwerte der Mitteltemperaturen der Südflanken liegen zwischen 0 und 1 °C an der Zugspitze und zwischen 2 und 3 °C am Hochkalter. Die hochgelegenen Schuttfelder haben durchwegs Temperaturen zwischen -0.5 und 2 °C und zeigen erwartungsgemäss über Distanzen von nur wenigen Metern eine starke Variabilität. Diese Aussagen haben eine begrenzte Genauigkeit aufgrund der wenigen Messpunkte und der starken lateralen Heterogenität, geben aber einen verlässlichen ersten Eindruck der vorherrschenden Verhältnisse und ebendiese Variabilität und können zur Kalibration statistischer Modelle oder zur Evaluation physikbasierter Modelle beitragen. Auffälligkeiten bei der Auswertung der Bohrlochdaten der Zugspitze zeigen die grosse Wichtigkeit der langfristigen Sicherstellung der Mess- und Datenqualität.

Da Evidenz für Permafrost rar ist wurde im Rahmen von PermaNET ein alpenweites und standardisiertes Inventar erstellt um eine qualitativ hochwertige und breite Basis für eine grossräumige Modellierung zu haben. Dieses Inventar enthält Daten aus Bayern, der Grossteil der Evidenz stammt jedoch aus anderen Ländern. Basierend auf diesem Inventar wurde ein statistisches Modell entwickelt, das einen Index für die räumliche Auftretenswahrscheinlichkeit von Permafrost schätzt. Als Teil einer alpenweiten Übersichtsmodellierung wurden wichtige Gebiete in den Bayerischen Alpen identifiziert und mit der gleichen Methodik aber

deutlich genaueren Höhenmodellen neu berechnet. Die daraus resultierende Karte erlaubt eine effiziente erste Ausscheidung von potentiellen Permafrostgebieten und einen konsistenten Vergleich mit anderen Alpenregionen. Basierend auf diesem Modell haben die Bayerischen Alpen auf einer Fläche von ca. 65 km² möglicherweise Permafrost im Untergrund. Modell und Karte enthalten Unsicherheiten, die durch eine Legende und Interpretationshilfe kommuniziert werden.

Die detaillierte Modellierung von Untergrundtemperaturen wurde in zwei Schritten vorgenommen. Mit einem physikalisch basierten Modell wurden räumliche Muster von oberflächennahen Untergrundtemperaturen simuliert. Permafrost in den Bayerischen Alpen kommt vorwiegend in den nördlichen und westlichen Expositionen vor und ist in den östlichen und südlichen Expositionen kaum vorhanden. Es gilt aber zu bedenken, dass der mittelsteile Fels und der Einfluss der Gipfelbauten zu starker Heterogenität in der Schneebedeckung führen und durchaus an anderer Stelle südseitig lokal Permafrost vorkommen kann. Mit Hilfe der gemessenen Temperaturdaten wurden die Modellresultate beurteilt und die durch Modellfehler und kleinräumige Heterogenität verursachten Abweichungen kommuniziert.

Die räumlichen (zweidimensionalen) Daten dienen als Eingangsdaten für eine zeitabhängige und dreidimensionale Simulation der Untergrundtemperaturen. Dabei werden in steilen Graten und Gipfeln die typischen Muster von Temperaturfeldern im Hochgebirge sichtbar mit steilen Isothermen und Temperaturen, die vor allem zwischen den verschiedenen warmen Gebirgsflanken ändern. Auch transiente Effekte der Erwärmung der letzten gut 150 Jahren können mit dem Modell unter den gemachten Annahmen für die heutige Situation gezeigt werden: Die Simulationen zeigen, dass heute im Untergrund grössere Permafrostkörper existieren als basierend auf heutigen Bedingungen angenommen würde. Da aber wenig bekannt ist über die tatsächlichen Untergrundeigenschaften und deren Verteilung (z.B. Eisgehalt), bestehen hier grössere Unsicherheiten. Die Simulation zeigen aber alle in dieselbe Richtung: Durch ihre geringe Mächtigkeit und Temperatur werden der Grossteil der Permafrostkörper in Bayern innerhalb eines Jahrhunderts wahrscheinlich nicht nur wärmer sondern gänzlich verschwinden, mit Ausnahme der höchsten Gipfelregionen wie der Zugspitze. Die dreidimensionalen Modelle erlauben schliesslich den Vergleich eines synthetischen Bohrlochs im Modell mit den gemessenen Bohrlochdaten der Zugspitze. Hier zeigt sich, dass zwar Temperaturenbereiche und Temperaturmuster ähnlich sind, aber auch Differenzen bestehen, die auf eine Mischung aus Messfehlern/Gebäudeeinfluss und 3D/transienten Effekten hinweisen.

Inhalt

Zusammenfassung und Synthese der Resultate I

1 Rahmenbedingungen 1

2 Fels- und Bodentemperaturen im Gipfelbereich von Zugspitze und Hochkalter 2

2.1 Einleitung 2

2.2 Oberflächennahe Fels- und Bodentemperaturen 2

2.2.1 Zugspitze 2

2.2.2 Hochkalter 4

2.3 Bohrloch Zugspitze 5

2.4 Synthese Oberflächentemperaturen 8

2.5 Vergleich mit anderen Permafroststandorten in den Alpen 9

3 Grossräumige Modellierung des Vorkommens von Permafrost in Bayern 12

3.1 Einleitung 12

3.2 Permafrost-Evidenzen und statistisches Modell 12

3.2.1 Kalibrationsdaten 12

3.2.2 Statistisches Permafrostmodell 13

3.3 Permafrostkarte für die Bayerischen Alpen 14

3.3.1 Inputdaten und Modellparameter 14

3.3.2 Karte und Legende 16

3.3.3 Räumliche Verteilung von Permafrost in Bayern 16

3.4 Diskussion 17

4 Detaillierte Modellierung in 2D und 3D für die Gipfelbereiche von Zugspitze und Hochkalter 19

4.1 Einleitung 19

4.2 Modelle 19

4.2.1 GEOtop 20

4.2.2 Dreidimensionale Wärmeleitung im Untergrund 23

4.3 Modellinput und Randbedingungen 24

4.3.1 Zugspitze 24

4.3.2 Berchtesgaden 25

4.3.3 Input und Einstellungen für 3D Modelle 27

4.4 Resultate 29

4.4.1 Zugspitze 29

4.4.2 Berchtesgaden 36

Literatur 39

Anhang 42

1 Rahmenbedingungen

Das Bayerische Landesamt für Umwelt (LfU) hat das Geographische Institut der Universität Zürich (GIUZ) beauftragt, im Rahmen des Projekts PermaNET-BY (ein Teilprojekt des EU AlpineSpace Programms Interreg IV) die räumliche Verbreitung, die thermischen Bedingungen und die mögliche zukünftige Entwicklung von Permafrost in den bayerischen Alpen zu untersuchen. Die durch das GIUZ zu erbringenden Leistungen sind in der Anlage zum Vertrag vom 5. November 2008 festgelegt und beinhalten:

1. Die grossräumige Modellierung des Permafrostvorkommens in den gesamten bayrischen Alpen unter Anwendung eines statistischen Modells
2. Eine detaillierte Modellierung der Permafrostverhältnisse mindestens zweier Gebirgsstöcke, unter Berücksichtigung verschiedener transienter Szenarien
3. Temperaturmessungen im Gelände
4. Zusammenstellung von Permafrostevidenzen
5. Auswertung der Daten von der Bohrung auf der Zugspitze

Der Schlussbericht über Permafrost in den Bayerischen Alpen ist in drei Hauptteile gegliedert: A) Gemessene Fels- und Bodentemperaturen im Gipfelbereich der Zugspitze und des Hochkalters (betrifft Punkte 3–5); B) Grossräumige Modellierung des Permafrostvorkommens für die gesamten Bayerischen Alpen (Punkte 1 und 4); und C) Detaillierte Modellierung der Permafrostbedingungen im Gipfelbereich der Zugspitze und des Hochkalters (Punkte 2 und 5). Die Synthese der drei Teile wird in allgemein verständlicher Form mit der Zusammenfassung zuvorderst in diesem Bericht gegeben.

Die Struktur dieses Berichts entspricht §2 Abs. 2 des Projektvertrages und soll eine möglichst klare Beschreibung der Erfüllung der im Leistungsverzeichnis zum Vertrag beschriebenen Aufgaben sowie der dazu verwendeten wissenschaftlichen und technischen Methoden ermöglichen.

Der Ablauf der beschriebenen Arbeiten wurde von GIUZ geplant und wo nötig mit dem LfU abgesprochen. Eine Basis dafür waren die drei bereits vorgelegten Zwischenberichte (November 2008, Juli 2009 und Juli 2010), die den Projektfortschritt seit dem Herbst 2008 dokumentieren. Am 17. Juni 2011 wurde zusätzlich ein Arbeitsbericht über die grossräumige Modellierung des Permafrostvorkommens in den Bayerischen Alpen in englischer Sprache verfasst.

2 Fels- und Bodentemperaturen im Gipfelbereich von Zugspitze und Hochkalter

2.1 Einleitung

An der Zugspitze werden seit Ende 2007 in zwei Bohrlöchern quer durch den Gipfelgrat die Untergrundtemperaturen gemessen, um langfristig die thermischen Verhältnisse und Veränderungen des Permafrosts zu beobachten. Diese Beobachtungen sind auch integriert in internationale Monitoring-Netzwerke wie PermaNET in den Alpen und das Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P) von GCOS/GTOS.

Im Rahmen dieser Studie wurden im Gipfelbereich der Zugspitze, auf dem Zugspitzplatt und im Gipfelbereich des Hochkalter im Nationalpark Berchtesgaden im Sommer 2008 und 2009 Sensoren zur Erfassung der oberflächennahen Fels- und Bodentemperaturen installiert. Im Sommer 2010 wurden die Datenreihen zuletzt ausgelesen. Im Jahr 2011 sind Feldarbeiten für Anfang September geplant, damit für alle Standorte komplette zwei- oder dreijährige Temperaturreihen vorhanden sind.

Die Daten dieser oberflächennahen Sensoren sind einerseits wichtig als Ergänzung zu den Bohrlochtemperaturen, um die hohe räumliche Variabilität und unterschiedlichen thermischen Bedingungen an Standorten unterschiedlicher Topographie und Oberflächenbedeckung zu erfassen, andererseits sind sie eine wichtige Grundlage für die Modellstudien. Die Daten dienen zur Kalibration der grossräumigen Modellierung und Validation des Energiebilanzmodells und der berechneten Oberflächentemperaturfelder. Für eine Validation der Untergrundtemperaturen werden die Bohrlochdaten verwendet. Der Vergleich mit Messdaten hilft auch, die Differenzen zwischen Modell und Wirklichkeit aufzuzeigen, zu kommunizieren und zu verstehen.

2.2 Oberflächennahe Fels- und Bodentemperaturen

2.2.1 Zugspitze

An der Zugspitze sind acht Felstemperatursensoren und 40 Knopflogger (iButtons) installiert (Abbildung 1, Tabellen A.1 und A.2 im Anhang). Die Sensoren sind 10 cm tief in den festen Fels gebohrt, decken alle vier Hauptexpositionen ab und befinden sich auf zwei verschiedenen Höhenstufen: In unmittelbarer Nähe des Gipfelkreuzes befinden sich drei Logger (*DE_0001*, *DE_0002*, *DE_0004*); und unterhalb der Zuschauerterrasse von den Zugspitzbahnen sowie nordseitig des Jubiläumsgrates etwa 200 Meter vom Gipfel entfernt sind zwei nordseitige Logger (*DE_0003*, *DE_0006*). Damit der Einfluss der Schneedecke möglichst gering ist, wurden steile Felspartien ausgewählt, die im Winter nur wenig Schnee akkumulieren. In der Exposition Ost wurde kein genügend steiler Standort gefunden und der Sensor befindet sich auf einem flachen Felsen auf dem Gratrücken (*DE_0004*). Die drei Logger der tieferen Höhenstufe befinden sich auf dem etwa 400 Meter tieferen Schneeferner-Plateau: Hier sind die Messstandorte (*DE_0005*, *DE_0008*) flach und der Einfluss der Schneedecke auf die Felstemperaturen kann beobachtet werden. Das Messintervall beträgt 30 min.

Die Horizontabschattung und der sogenannte «skyview»-Faktor (welcher Teil des Himmel ist sichtbar?) wurden für alle Standorte mit Hilfe von Fischaugenphotos (vgl. Abbildung 2) und einer spezialisierten Auswertesoftware erhoben (Gruber et al. 2003). Die entsprechenden Werte sind für alle Standorte im Anhang in Tabelle A.1 notiert.

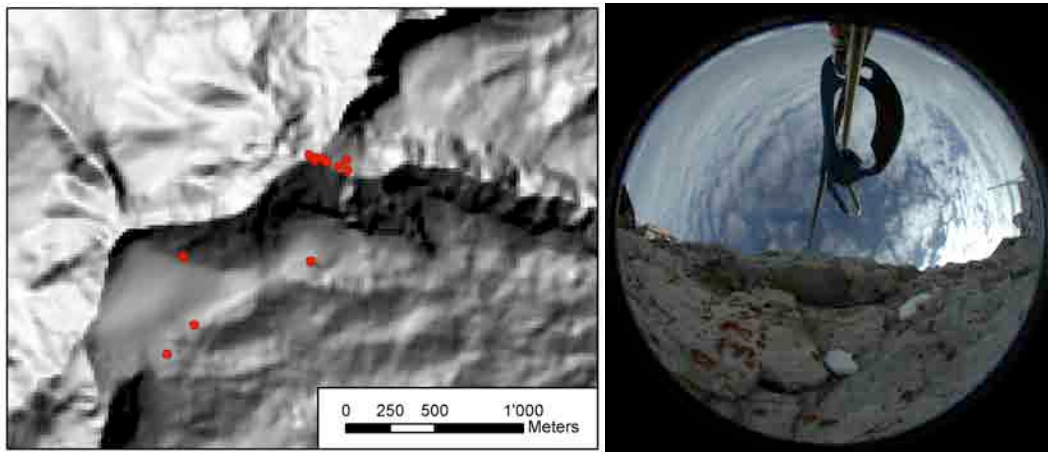


Abbildung 1: Links: Lage der installierten Temperatursensoren an der Zugspitze (roten Punkte). Rechts: Horizontphoto des nordseitigen Loggers *DE_0003*. Rechts im Bild sind Teile der Besucherplattform erkennbar.

Untersuchungen von Gubler et al. (2011) zeigen, dass oberflächennahe Bodentemperaturen kleinräumig bis zu 2.5 °C variieren (gemessen in homogenen Terrain innerhalb von 14 m Distanz). Mit Hilfe der installierten iButtons können diese kleinräumigen Variationen auch an der Zugspitze untersucht werden. Die iButtons sind ebenfalls so verteilt, dass sie alle Hauptexpositionen abdecken. Pro Standort befinden sich fünf iButtons in einem Umkreis von ca. 10 m. Um extreme Schwankungen der oberflächennahen Temperatur durch den Einfluss der direkten Sonneneinstrahlung zu dämpfen, wurden die Knopflogger wo möglich einige Zentimeter tief vergraben. Im Gipfelbereich der Zugspitze war dies jedoch schwierig, da das Gelände sehr steil ist und das Vergraben schnell zu unkontrolliertem Herunterfallen von Steinen führen könnte.

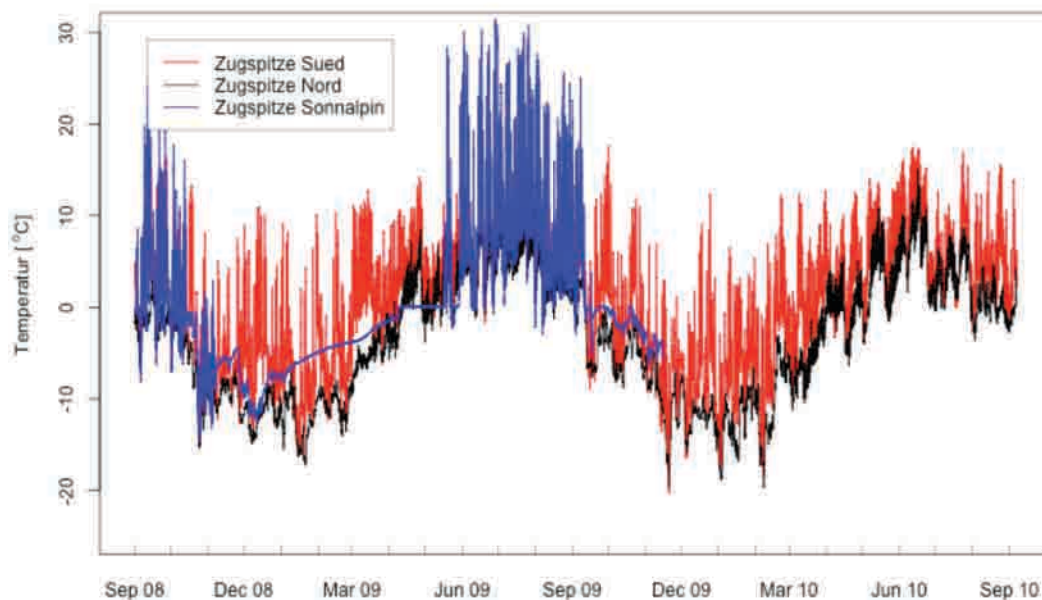


Abbildung 2: Plot der Temperaturen von drei verschiedenen Sensoren im Fels. Der südseitige Logger (*DE_0001*) zeigt gegenüber dem nordseitigen (*DE_0003*) die grösseren Temperaturschwankungen im Frühjahr (Einfluss der direkten Sonneneinstrahlung). Beim flachen Standort (*DE_0005*) sind im Winter keine tageszeitlichen Schwankungen sichtbar, was auf eine Schneedecke schliessen lässt. Allerdings war die Schneedecke nicht sehr mächtig, denn ihre Isolationswirkung war begrenzt und die oberflächennahen Temperaturen sanken weit unter 0 °C.

2.2.2 Hochkalter

Im Nationalpark Berchtesgaden wurde der Hochkalter gegenüber dem Watzmann für die Installation der Temperatursensoren bevorzugt, da vom Gipfel aus sämtliche Expositionen in kurzer Distanz erreicht werden können. Der Gipfelbereich des Watzmanns bietet mit seinem langen Nord-Süd verlaufenden Grat keine geeigneten Standorte im nord- und südexponierten Fels. Insgesamt wurden sieben Felstemperatursensoren in unmittelbarer Umgebung des Gipfels vom Hochkalter installiert (Abbildung 3, Tabelle A.3 im Anhang). Da die Sensoren alle auf der gleichen Höhenstufe und sehr nahe beieinander liegen, kann hier der Einfluss des Geländes (Hangneigung, Exposition, Abschattung, etc.) auf die oberflächennahen Felstemperaturen analysiert werden. Die iButtons wurden in drei verschiedenen Höhenstufen verteilt (Abbildung 3, Tabelle A.4 im Anhang). Pro Standort befinden sich wie an der Zugspitze fünf iButtons, die einige Zentimeter tief vergraben wurden. Ein Standort (*iB_DE11*) befindet sich nahe der Blaueshütte bei einer Klimastation, die auch die Schneehöhe ermittelt.

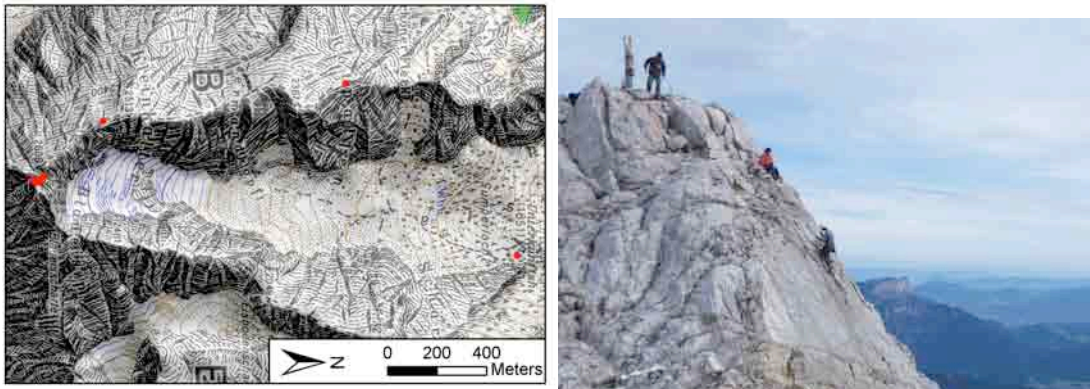


Abbildung 3: Links: Überblick der installierten Temperatursensoren am Hochkalter (rote Punkte). Rechts: Installation des südseitigen Felstemperaturloggers (*DE_0009*) am Hochkalter im Sommer 2009 (Foto: M. Rieckh).

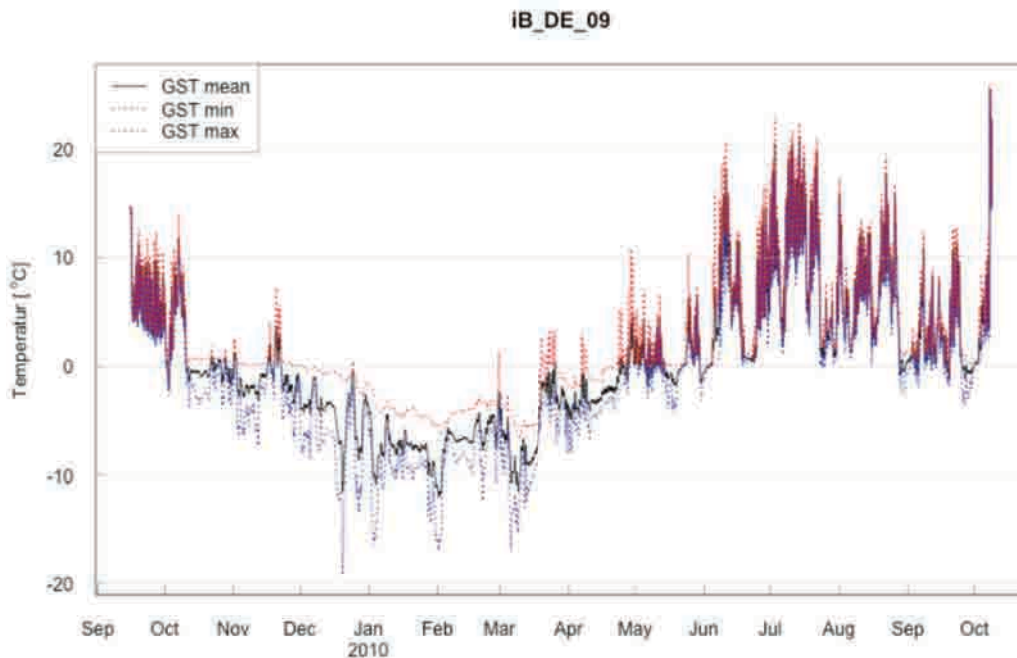


Abbildung 4: Temperaturen vom höchst gelegenen iButton Standort (2498 m ü. M.). Geplottet sind die minimalen (*GST min*), mittleren (*GST mean*) und maximalen (*GST max*) Temperaturen der fünf Sensoren an diesem Standort.

2.3 Bohrloch Zugspitze

Im August 2007 wurden von der Südseite gleich unterhalb der Gipfelstation auf einer Höhe von 2922 m ü. M. zwei Bohrlöcher quer durch den Grat realisiert (Bohrung Ost: 58 m lang mit 25° Neigung gegenüber der Horizontalen; Bohrung West: 44 m lang mit 20° Neigung, Tabelle 1). Im westlichen Bohrloch wurde der Gipfelgrat auf einer Länge von 44 m ganz durchstochen. Dieses Bohrloch ist mit zwei Thermistorenketten und insgesamt 25 Sensoren instrumentiert, die jede Stunde messen und aufzeichnen. Im östlichen Bohrloch werden nur nahe der Oberfläche auf der Nordseite Temperaturen gemessen (diese Daten werden hier nicht berücksichtigt).

Tabelle 1: Beschreibung der Bohrlöcher an der Zugspitze. Ergänzt nach Noetzli et al. (2010).

	Winkel/Länge	Koordinaten	Thermistoren	Weiteres
Bohrloch West Kürzel: ZUG_0107	20° / 44 m	Süden: 4423582/ 5254102/ 2922 Norden: 4423585/ 5254143/ 2907	25 Thermistoren Tiefen in m: 0.50, 1.00, 2.00, 3.65, 4.00, 8.65, 13.65, 18.65, 21.15, 23.65, 26.15, 28.65, 31.15, 33.65, 35.65, 37.65, 39.65, 40.65, 41.65, 42.15, 42.65, 43.15, 43.40, 43.55	0.5,1.0,.2.0, 4.0 m werden auf einer kurzen Kette gemessen, die anderen Tiefen auf einer langen Kette Extensometermes- sung bei 10, 20, 30, 40 m
Bohrloch Ost Kürzel: ZUG_0207	25° / 58 m	RW: 4423583 HW:5254102 Z: 2922	3 Thermistoren Tiefen in m: 45, 50 58	Fiber-optik Kabel

Die Bohrlochtemperaturen werden seit dem 01.11.2007 aufgezeichnet. Ein kleineres Rauschen auf den Messungen der langen Kette (Kette 56, nicht durch Effekte wie Schmelzwasser erklärbar) ist seit Messbeginn sichtbar. Ab etwa dem 20.05.2010 tritt ein starkes und physikalisch nicht plausibel erklärbares paralleles Absinken aller Sensoren der langen Kette auf (um bis zu -2 °C in einem Monat). Der Sensor bei 18.65 m misst am Anfang unregelmässig und setzt am 27.07.2009 plötzlich regelmässig ein, allerdings zeigen sich ab diesem Zeitpunkt für alle Sensoren Ungereimtheiten. Die möglichen Ursachen (Elektronik, Kalibration, etc.) werden seither untersucht. Am 19.07.2010 wurden deshalb Wartungsarbeiten durchgeführt durch die Firma, welche die Bohrlöcher gebohrt und instrumentiert hat.

Die seit den Arbeiten vor einem Jahr gemessenen Temperaturen sind im Schnitt um ca. 1.89 °C höher. Die Werte der Sensoren bei 4 m (auf kurzer Kette) und bei 3.65 m (auf langer, «gestörter» Kette) zeigen vor dem 19.07.2010 eine Differenz von ca. 1.7 °C, nachher ist diese deutlich kleiner (ca. 0.1 °C). In einem ersten einfachen Ansatz wurden darum die Temperaturen der langen Kette für den Zeitraum vom 01.11.2007 bis 19.07.2010 um einen errechneten durchschnittlichen Offset von 1.89 °C (Th. Galleman, LfU) korrigiert. **Für die Analysen in diesem Bericht werden die mit diesem Offset korrigierten Daten verwendet und die Interpretationen sind deshalb mit entsprechender Vorsicht vorzunehmen!** Der Zeitraum vom 27.07.2009 bis zum 19.07.2010 sowie der Sensor bei 18.65 m zeigen aber auch nach dieser «Offset-Korrektur» Unstimmigkeiten und wurden für die Analysen in diesem Bericht aus der Zeitreihe entfernt. Ob diese Korrektur der richtige Weg ist, die früheren Daten nutzbar zu machen, oder ob sich in Zukunft eine Korrektur z.B. mit einem neu berechneten Referenzwiderstand gegenüber der reinen Addition lohnt, muss noch abgeschätzt werden (Fehlerabschätzung).

Die Bohrlochdaten vom Zugspitzgipfel (Abbildungen 5–8) zeigen, dass es auf der Nordseite des Gipfelgrates Permafrost gibt mit Temperaturen bis wenig unter $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Die oberflächennahen Temperaturen auf der Südseite sind im Jahresdurchschnitt bei etwa $1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Das heisst es gibt auf der Südseite beim Bohrloch kein Permafrost (die unkorrigierten Bohrlochdaten vor dem Juli 2010 zeigen hier allerdings noch Permafrostbedingungen wenig unter $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, vgl. Noetzli et al. 2010). Es gilt auch zu bedenken, dass der mittelsteile Fels und der Einfluss der Gipfelbauten zu starker Heterogenität in der Schneebedeckung führen und durchaus an anderer Stelle südseitig lokal Permafrost vorkommen kann. Der ganzjährig gefrorene Bereich im Bohrloch beginnt in rund 15 m Tiefe. Die Permafrostgrenze verläuft damit steil im Inneren des Grates in Richtung der Spitze (vgl. auch Noetzli et al. 2010).

Eine Auftauschicht ist nur auf der Nordseite vorhanden (Abbildung 8). Aufgrund der Datenlücke im Sommer 2009 kann nur für die Jahre 2008 und 2010 eine maximale Auftautiefe berechnet werden. Sie betrug basierend auf den Offset-korrigierten Daten 3.5 m am 22.09.2008 und 2.8 m am 29.08.2010.

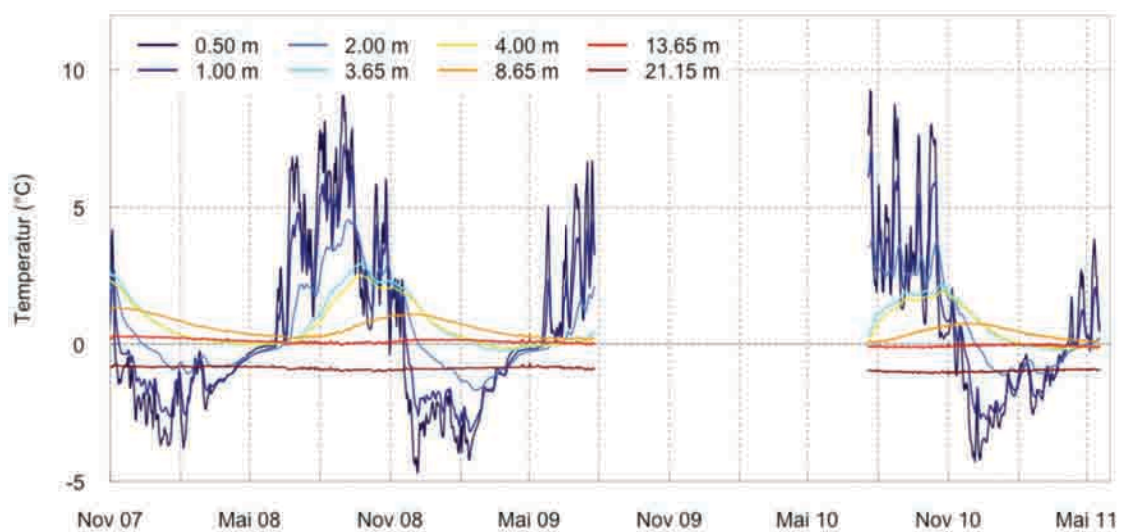


Abbildung 5: Felstemperaturen (Tagesmittel) gemessen auf der südlichen Seite des Bohrloch West der Zugspitze. Die Daten vor dem 19.07.2010 wurden mit einem Offset korrigiert (vgl. Text) und sind mit entsprechender Vorsicht zu interpretieren.

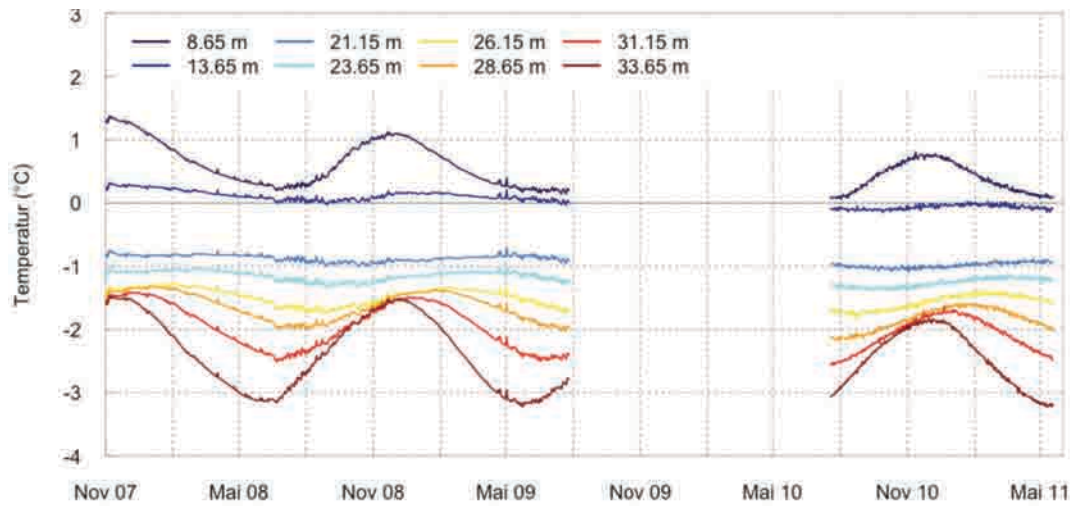


Abbildung 6: Felstemperaturen (Tagesmittel) im mittleren Teil des Bohrloch West, das den Gipfelgrat der Zugspitze durchstößt. Die Daten vor dem 19.07.2010 wurden mit einem Offset korrigiert (vgl. Text) und sind mit entsprechender Vorsicht zu interpretieren.

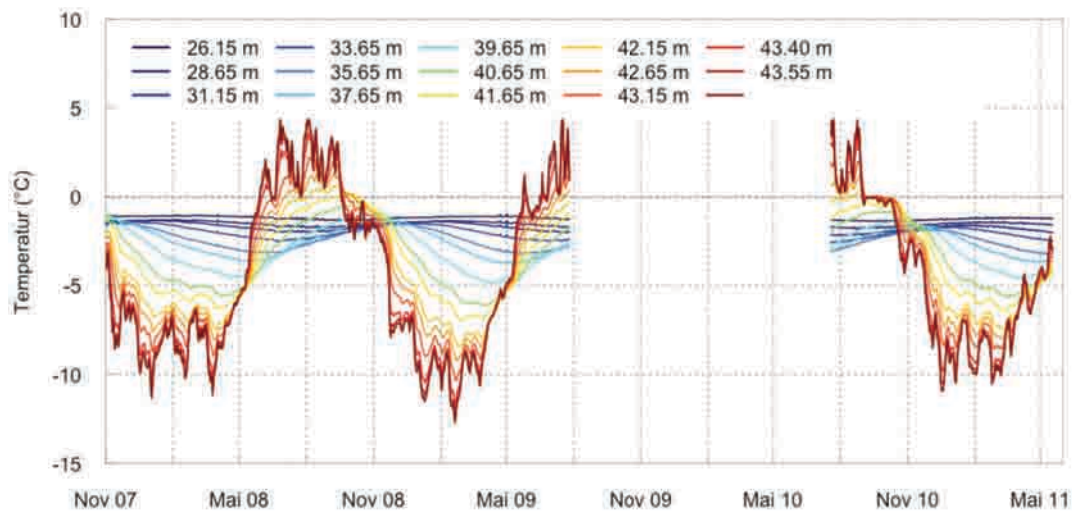


Abbildung 7: Felstemperaturen (Tagesmittel) gemessen in der nördlichen Seite des Bohrloch West der Zugspitze (die Oberfläche auf der Nordseite ist bei 44 m). Die Daten vor dem 19.07.2010 wurden mit einem Offset korrigiert (vgl. Text) und sind mit entsprechender Vorsicht zu interpretieren.

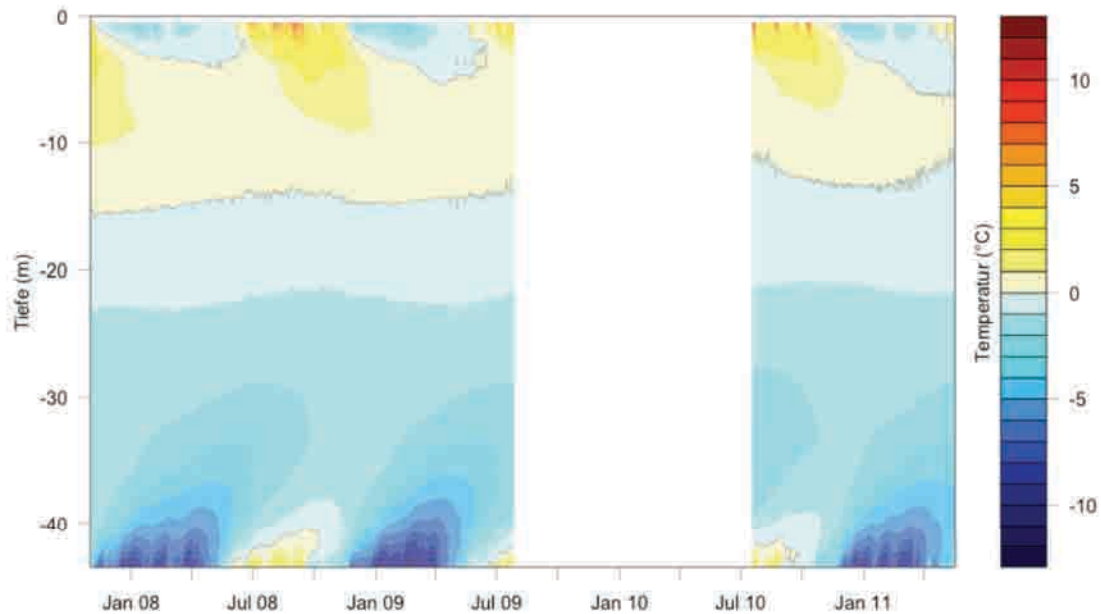


Abbildung 8: Felstemperaturen (Tagesmittel) gemessen im Bohrloch West der Zugspitze (0 m ist auf der Südseite) in einer Zeit-Tiefen-Darstellung. Die Daten vor dem 19.07.2010 wurden mit einem Offset korrigiert (vgl. Text) und sind mit entsprechender Vorsicht zu interpretieren.

2.4 Synthese Oberflächentemperaturen

Für eine Übersicht der Messungen der Oberflächentemperaturen im steilen Fels wurden für alle Standorte der Felslogger (Zugspitze und Berchtesgaden) sowie der beiden oberflächennahen Sensoren des Bohrlochs West (Offset-korrigierte Daten!) die Jahresmitteltemperaturen berechnet und zusammen mit der Lufttemperatur geplottet (Abbildung 9). Für die Fels- und Lufttemperaturen sind es Mittelwerte des hydrologischen Jahres, fürs Bohrloch aufgrund der vorhandenen Daten das Jahresmittel 2008. Die Daten der Lufttemperaturen stammen von der Station Zugspitze des Deutschen Wetterdiensts (DWD, www.dwd.de). Das langjährige Mittel der Lufttemperatur 1961–1990 beträgt bei der Messstation auf 2960 m ü. M. $-4.8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

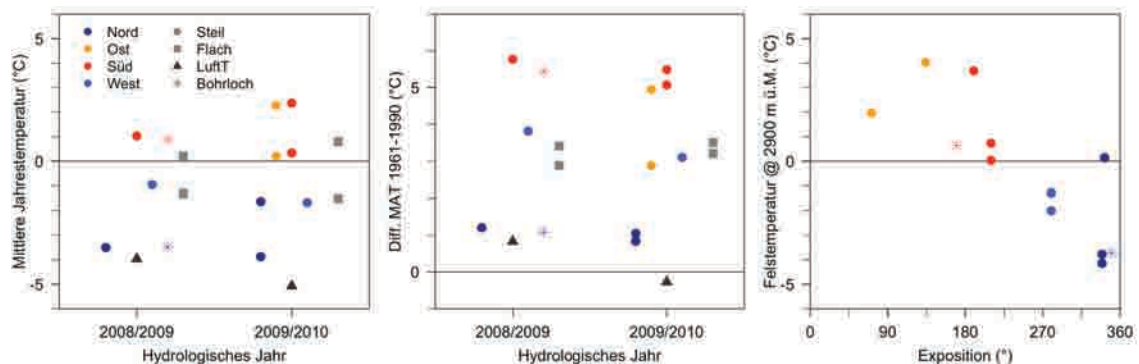


Abbildung 9: Vergleich der Jahresmittel der Felstemperaturen für die hydrologischen Jahre 2008/2009 und 2009/2010 (2008 für das Bohrloch) an verschiedenen Messstandorten. Unterschiedliche Farben stehen für die Hauptexpositionen, verschiedene Zeichen für unterschiedliche Art der Messung (d.h. Fels steil oder flach, Bohrloch oder Lufttemperatur). Links: Vergleich der absoluten Werte der Jahresmittel mit der Lufttemperatur; Mitte: Differenz der Felstemperaturen gegenüber dem langjährigen Mittel der Lufttemperatur (1961–1990) auf Messhöhe. Rechts: Felstemperatur auf 2909 m ü. M. gegenüber Exposition. Quelle der Lufttemperaturen: Deutscher Wetterdienst DWD.

Generell liegen die Jahresmittel der Felstemperaturen an der Zugspitze und im Nationalpark Berchtesgaden für die hydrologischen Jahre 2008/2009 und 2009/2010 im Bereich zwischen ca. -4 und 2.5 °C (Abbildung 9, links). Die Jahresmittel sind an allen südlichen und östlichen steilen Standorten positiv, and den westlichen und nördlichen negativ. Die Temperaturen an den flachen Standorten (mit Schneedecke im Winter) liegen im mittleren Bereich und nahe der Nullgradgrenze.

Da die Felslogger nicht alle auf der gleichen Höhe liegen, wurde in Abbildung 9 (Mitte) jeweils der Unterschied der Felstemperaturen zum langjährigen Mittel der Lufttemperatur dargestellt (Extrapolation der Lufttemperatur auf die Messhöhe mit einem Gradienten von -0.6 °C / 100 m). Generell sind die Felstemperaturen höher als die Lufttemperaturen, auf der Nordseite bis ca. 1 °C, auf der Südseite um bis fast 6 °C. Felstemperaturen in Nord- und Süd-Expositionen unterscheiden sich auf gleicher Höhe um etwa 5 °C, jene zwischen West und Ost um bis zu 3 °C. Dies liegt tendenziell im unteren Wertebereich von anderen Messungen im Alpenraum (Gruber et al. 2004, PERMOS 2010, Noetzli et al. 2011). In Regionen mit weniger Niederschlag und darum mehr Einfluss der direkten Sonnenstrahlung ist der Unterschied zwischen Nord und Süd etwas grösser (z.B. Aiguille du Midi im Mont-Blanc Massiv, Noetzli et al. 2011). Die Abhängigkeit der Felstemperaturen von der Exposition wird in Abbildung 9 (rechts) nochmals verdeutlicht (die flachen Standorte sind hier nicht eingezeichnet).

2.5 Vergleich mit anderen Permafroststandorten in den Alpen

Die Permafrostbedingungen in den Bayerischen Alpen werden in diesem Unterkapitel kurz mit anderen Messstationen in den Alpen verglichen. Dazu bietet sich ein Vergleich der Zugspitze mit den Messungen am Schilthorn und dem Gemsstock in den Schweizer Alpen an. Alle drei Bohrlochstandorte sind fast gleich hoch (Zugspitze 2920 m ü. M., Schilthorn 2940 m ü. M., Gemsstock 2910 m ü. M.) und sind auf einem von Ost nach West verlaufenden Grat gelegen. Alle drei Stationen sind wichtige Orte für Sommer- und Wintertourismus und entsprechend ist viel Infrastruktur vorhanden. Die beiden Schweizer Standorte sind Teil des Schweizer Permafrostbeobachtungsnetzwerks PERMOS (www.permos.ch) und viele Informationen und Resultate sind in den entsprechenden Berichten zu finden (PERMOS 2010). Auf dem Schilthorn gibt es auf der Nordseite drei Bohrlöcher mit bis zu 100 m Tiefe mit Messdaten seit 2000 (sowie eine Vielzahl von zusätzlichen Messungen wie Oberflächentemperaturen, Geoelektrik oder BTS), auf dem Gemsstock wurde der Grat Ende 2006 ähnlich wie die Zugspitze mit einer horizontalen Bohrung von 40 m durchstoßen (auch hier sind zusätzliche Messungen vorhanden).

Das Schilthorn (2970 m ü. M.) liegt im Berner Oberland in der Jungfrauregion an randalpiner Lage. Der Standort ist charakterisiert durch eine mittlere Lufttemperatur von -2.8 °C (1999–2007, gemessen beim Bohrloch, Hoelzle und Gruber 2008) und eine dicke Schneedecke von durchschnittlich 80 cm Mächtigkeit (Imhof et al. 2000), die typischerweise von Oktober bis Juni liegen bleibt. Eine mehrere Meter mächtige Schuttdecke liegt über dem festen Fels und der Eisgehalt wird als sehr gering angenommen (in den oberen Metern um 5–10%, Imhof et al. 2000). Die Temperaturen aus dem kurzen 14 m Bohrloch sind in Abbildung 10 dargestellt.

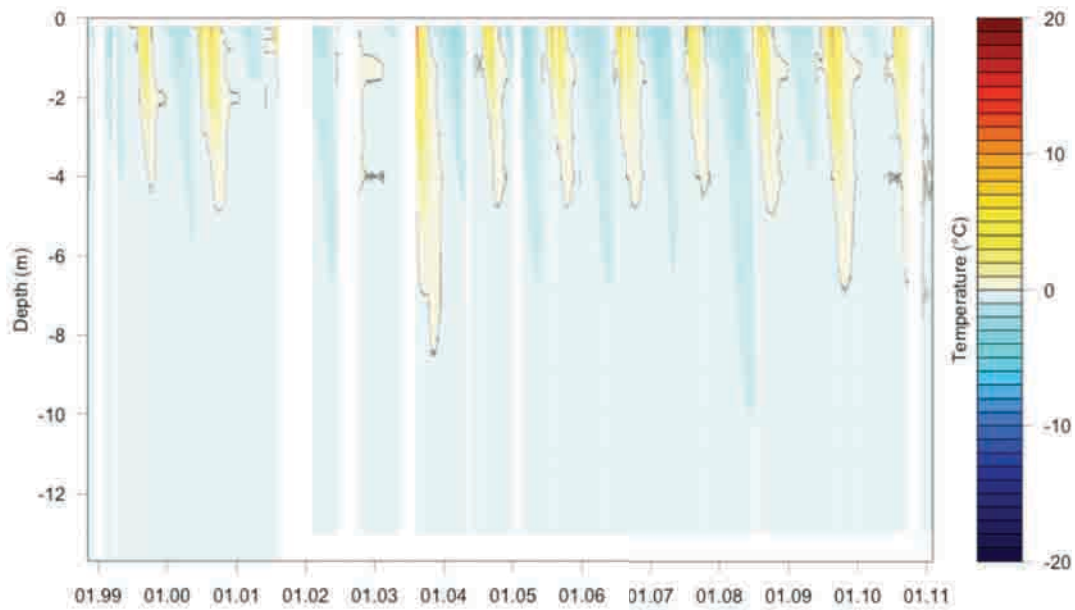


Abbildung 10: Temperatur-Tiefe-Zeit Diagramm der 14 m Bohrung auf der Nordseite des Gipfelgrates am Schilthorn (2940 m ü. M.) im Berner Oberland (CH). Daten und Grafik: PERMOS/GIUZ.

Der Gemsstock (2961 m ü. M.) liegt in den zentralen Alpen bei Andermatt in der Gotthardregion. Eine Wetterstation ist auf dem Gemsstock keine vorhanden, die nächst gelegene Hochgebirgsstation ist das Weissfluhjoch auf 2600 m ü. M mit einer durchschnittlichen Lufttemperatur 1961–1990 von -2.5 °C ; Quelle: www.meteoschweiz.ch). Der Gipfelgrat ist 40–60 m dick und an vielen Stellen sehr steil oder sogar überhängend, besteht aus Paragneiss und ist zum Teil stark zerklüftet und an vielen Stellen bleibt im Winter auch Schnee liegen (pers. Kommentar M. Phillips, SLF Davos). Die Bohrlochtemperaturen sind in Abbildung 11 dargestellt.

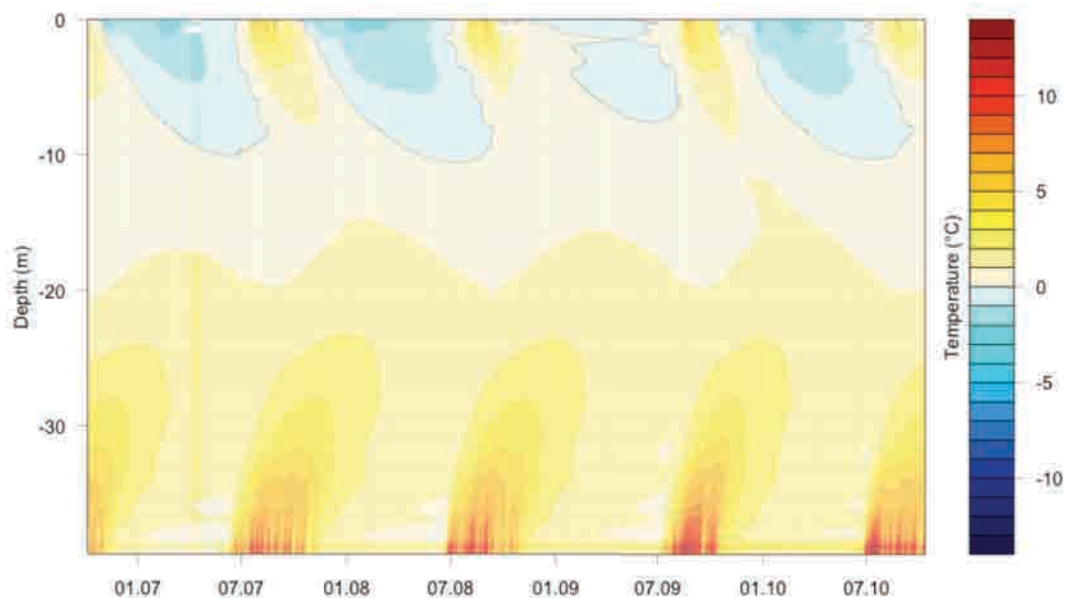


Abbildung 11: Temperatur-Tiefe-Zeit Diagramm der Bohrung auf dem Gemsstock (2910 m ü. M.) nahe dem Gotthard (CH). Die Bohrung durchsticht den Grat von Norden nach Süden auf einer Länge von 40 m. Daten und Grafik: PERMOS/SLF.

Die Bohrlochtemperaturen vom Schilthorn (wie auch die Modellierungen von Noetzli et al. 2008) zeigen, dass Permafrost am Schilthorn wie bei der Zugspitze nur in der Nordflanke vorkommt. Die Permafrosttemperaturen sind aber deutlich höher: der grösste Teil ist beinahe isotherm um -1 bis 0 °C und die tiefsten Temperaturen in der Nordseite um -2 °C. Der Permafrost ist auch weniger mächtig (etwas mehr als 100 m, Noetzli et al. 2008). Der Standort ist wahrscheinlich stark beeinflusst durch die dicke wärmende Schneedecke auf der Nordseite. Die Temperaturen am Gemsstock sind noch höher und gibt beim Bohrloch nur saisonaler Frost auf der Nordseite und kein Permafrost. Beim Bau der Bahnen und weiteren Arbeiten in unmittelbarer Nähe wurde allerdings das Vorkommen von Permafrost auf dem Gemsstock bestätigt (Arenson et al. 2009) und auch die Schweizer Permafrosthinweiskarte (BAFU 2006) zeigt, dass Permafrost potentiell vorkommt. Bis in die 70er Jahre war die Nordseite des Gipfelgrats allerdings noch gletscherbedeckt (pers. Kommentar M. Phillips/SLF Davos).

Ein grafischer Vergleich von Bohrlochtemperaturen der drei Standorte plus dem ältesten Permafrost-Bohrloch in den Alpen im Blockgletscher Corvatsch-Murtèl (2600 m ü. M.) im Engadin gibt Abbildung 12. Von allen Standorten wurden die Temperaturen in ca. 10 m Tiefe geplottet, da hier die saisonalen Schwankungen noch sichtbar sind, kurzfristige Fluktuationen bereits abgedämpft wurden. Auch hier zeigt sich, dass die Zugspitze im Vergleich mit den anderen Standorten deutlich kälter ist. Nur an deutlich höher gelegenen Standorten sind ähnlich kalte oder kältere Verhältnisse gemessen worden (PERMOS 2010, auch an der Aiguille du Midi, 3840 m ü. M., pers. Kommentar P. Deline, Univ. Savoie). Dies kommt wahrscheinlich von den relativ kalten Lufttemperaturen und der sehr steilen Nordflanke des Zugspitz-Gipfelgrats mit sehr wenig Sonneneinstrahlung (sowie wenig Reflexion von unten) und sehr wenig Schnee.

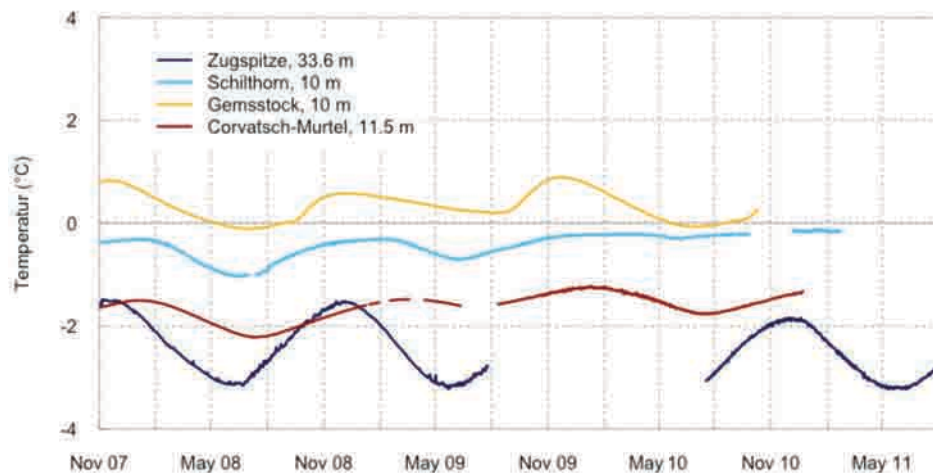


Abbildung 12: Vergleich der Untergrundtemperaturen im Bohrloch der Zugspitze mit drei anderen Stationen in den Alpen: Schilthorn, Gemsstock und Murtèl-Corvatsch. Für alle Bohrlöcher wurden die Temperaturen in ca. 10 m Tiefe geplottet (für die beiden den Grat durchstossenden Bohrlöcher Zugspitze und Gemsstock wurde der Sensor ca. 10 m von der Oberfläche auf der Nordseite ausgewählt). Daten der Schweizer Standorte: PERMOS.

Die Auftautiefen am Schilthorn sind mit typischerweise 4.5 m oder mehr deutlich grösser als an der Zugspitze und aufgrund der eisarmen Schuttbedeckung sehr sensitiv auf unterschiedliche Witterungsverhältnisse der verschiedenen Jahre. Andere Standorte mit sehr viel Eis im Untergrund (z.B. Blockgletscher Murtèl-Corvatsch im Engadin) zeigen keine signifikanten Unterschiede zwischen den Jahren. Im generellen Vergleich zu den PERMOS Standorten sind die beiden vorhandenen Werte der Zugspitze von 2008 und 2010 an der Zugspitze eher tief (PERMOS 2010).

3 Grossräumige Modellierung des Vorkommens von Permafrost in Bayern

3.1 Einleitung

Im Rahmen des PermaNET-BY Projekts hat das GIUZ einen GIS-Layer und eine entsprechende Karte der potentiellen Permafrostverbreitung in den Bayerischen Alpen erstellt. Die Karte ist an Praktiker und Behörden gerichtet, die sich mit dem Bau und Unterhalt von Infrastruktur im Hochgebirge oder mit Naturgefahren befassen. Sie ist konsistent mit der alpenweiten Permafrostkarte, die in Zusammenarbeit mit dem PermaNET Projekt am GIUZ erstellt wurde, basiert aber auf qualitativ besseren und höher aufgelösten Eingangsdaten als die alpenweite Karte (diese hat eine Auflösung von 1 Bogensekunde). Der GIS-Layer wurde mit dem Alpine Permafrost Model APMOD (Boeckli et al. 2011) berechnet und kann daher mit derselben Farbcodierung, Legende und Interpretationshilfe (siehe Anhang) benutzt werden.

Als Temperaturphänomen des Untergrunds kann Permafrost nicht räumlich mit Fernerkundungsmethoden detektiert werden. Aus diesem Grund werden typischerweise Computermodelle verwendet, um Permafrostkarten zu erstellen. Die Modelle behandeln die Heterogenität der Gebirgsregionen und der Permafrostverbreitung, die durch Unterschiede in Sonneneinstrahlung, Höhenlage und unterschiedlichem Untergrundmaterial entstehen. Um die Modelle zu kalibrieren, sind verlässliche Evidenzen an möglichst vielen Punkten von zentraler Wichtigkeit. Die Sammlung der Evidenzen, das Model und schliesslich die Erstellung der eigentlichen Karte sind die drei Hauptschritte im Produktionsprozess sowohl der alpenweiten Permafrostkarte wie auch der hoch aufgelösten Karte der Bayerischen Region und werden hier erläutert.

3.2 Permafrost-Evidenzen und statistisches Modell

3.2.1 Kalibrationsdaten

Als Grundlage für APMOD wurden Evidenzen für das Vorkommen oder die Absenz von Permafrost in den Alpen mit Hilfe von 35 Personen oder Institutionen aus fünf verschiedenen Ländern gesammelt, standardisiert und inventarisiert. Den Hintergrund und das Design des Inventars werden in Cremonese et al. (2011) im Detail beschrieben. Das Inventar enthält Informationen zu Evidenzen aus Bohrlochtemperaturen, Oberflächentemperaturen, Felssturzanrissen, Baustellen, Oberflächenbewegungen, geophysikalischen Messungen und Blockgletschern (Abbildung 13). Die Eingangsdaten aus Forschung und Praxis wurde in eine einheitliche Variablenstruktur des Inventars eingegeben. Um die wenigen erhältlichen Messungen im steilen Fels zu ergänzen, wurden auch neuere Resultate aus Hasler (2011) integriert. Zur Zeit umfasst das Inventar Jahresmitteltemperaturen an oder nahe der Oberfläche an 57 Standorten im steilen Fels sowie Polygone von 3580 Blockgletschern, die zur Kalibration der alpenweiten Permafrostkarte verwendet werden konnten. Ein Teil der Daten wurde jedoch zur späteren Evaluation des Modells zurückbehalten.

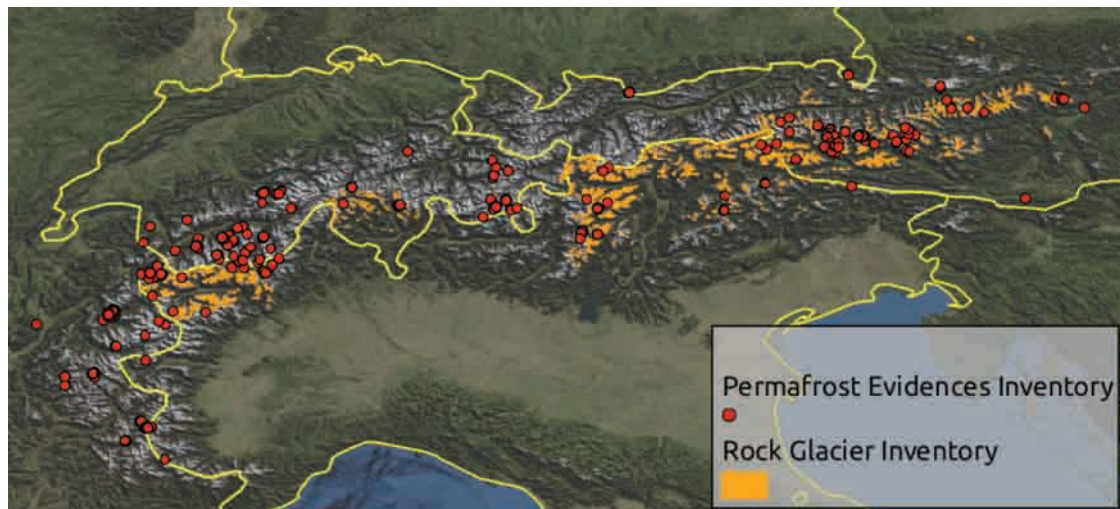


Abbildung 13: Mehr als 400 Punkte mit Permafrostevvidenzen und fast 5000 Blockgletscher sind zur Zeit im PermaNET Inventar enthalten (Cremonese et al. 2011).

3.2.2 Statistisches Permafrostmodell

APMOD (Boeckli et al. 2011) ist ein statistisches Modell zur Beschreibung der Permafrostverbreitung in den Alpen und basiert auf den Evidenzen des PermaNET Inventars. Das Modell ist in zwei Submodelle unterteilt, einem für Schuttgebiete (*debris model*) und einem für steile Felsgebiete (*rock model*, Abbildung 14). Das Schuttmodell benutzt ein sogenanntes «generalized linear mixed model» um die Wahrscheinlichkeit zu bestimmen, dass ein Blockgletscher intakt ist (gegenüber von reliktsch). Das Felsmodell basiert auf einer linearen Regression und bestimmt die Wahrscheinlichkeit von negativen Jahresmitteln der Oberflächentemperaturen in steilem Fels. Die Kombination der beiden Submodelle ergibt schliesslich das APMOD.

Die erklärenden Variablen von APMOD sind das Jahresmittel der Lufttemperatur (mean annual air temperature, MAAT), die potentielle Sonneneinstrahlung (potential incoming solar radiation, PISR) und der mittlere jährliche Niederschlag (precipitation, PRECIP). Diese werden mit einem digitalen Höhenmodell (DHM) und vorhandenen Datenquellen berechnet. Darauf basierend werden die Wahrscheinlichkeiten von intakten Blockgletschern respektive negativen Felstemperaturen bestimmt. Um auch die Bereiche zwischen diesen beiden Extremen zu berücksichtigen, wie z.B. Schutthalden ohne Blockgletscher oder heterogene und weniger steile Felswände, muss dieses rein quantitative Modell mit zusätzlichen Informationen ergänzt werden. Dazu wurden sogenannte *Offsets* ins statistische Modell integriert (vgl. Boeckli et al. 2011), die aus publizierten Forschungsarbeiten abgeleitet wurden und beschreiben, um wieviel wärmer oder kälter verschiedene Arten von Gelände im Vergleich zum Modell geschätzt werden. Weil die Bestimmung dieser Offsets einen subjektiven Charakter hat, wird das Modellresultat nun als *Permafrost-Index* und nicht mehr als Wahrscheinlichkeit bezeichnet. Diese Subjektivität ist ein inhärenter Teil aller Permafrostmodelle, insbesondere weil keine räumlich kontinuierlichen Beobachtungen des Vorkommens oder Fehlens von Permafrost verfügbar sind.

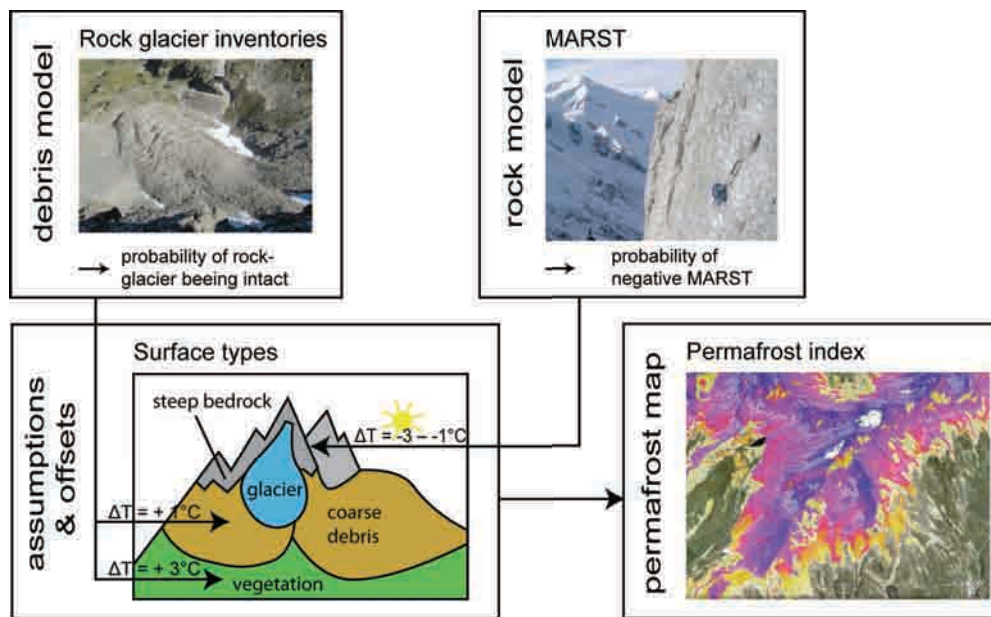


Abbildung 14: Schema des Modellansatzes mit den wichtigsten Schritten zur Erstellung des Permafrost GIS-Layers bzw. der Permafrostkarte. Die beiden Submodelle benutzen Blockgletscherinventare und Jahresmittel der Felsoberflächentemperaturen als Zielvariablen. Um die beiden Submodelle auch auf weitere Geländearten anzuwenden, wurden sogenannte Offsets (ΔT) eingeführt.

3.3 Permafrostkarte für die Bayerischen Alpen

Für das Gebiet von Bayern wurden zwei verschiedene GIS-Layer bzw. Karten mit unterschiedlicher räumlicher Auflösung (basierend auf den DHMs mit 10 m und 20 m Auflösung), aber mit identischer Abdeckung und gleichen Eingangsdaten erstellt. Wir empfehlen, in erster Linie die Version mit einer räumlichen Auflösung von 20 m zu benutzen, da dies für den Zweck der Karte ausreicht und Ungenauigkeiten des DHMs weniger Einfluss haben auf das Resultat.

3.3.1 Inputdaten und Modellparameter

Erklärende Variablen

Die verschiedenen DHMs für die Bayerischen Alpen wurden vom LfU zur Verfügung gestellt und eine Übersicht gibt Abbildung 15. Alle DHMs haben eine räumliche Auflösung von 10 m, mit Ausnahme von Allgäu5 und Berchtesgaden (beide 5 m). Letzere wurden auf 10 m aggregiert, da eine höhere Auflösung für diese Art von Model nicht notwendig ist und die Berechnungszeit verkürzt werden kann. Die Werte der PISR wurden auf Grundlage der DHMs für ein Jahr mit stündlicher Auflösung berechnet. Die MAAT stammt aus den MAAT-Datensatz 1961–1990 für den gesamten Alpenraum von Hiebl et al. (2009). PRECIP wurde basierend auf alpenweiten monatlichen Niederschlagsdaten für die Periode 1961–1990 berechnet (Efthymiadis et al. 2006).

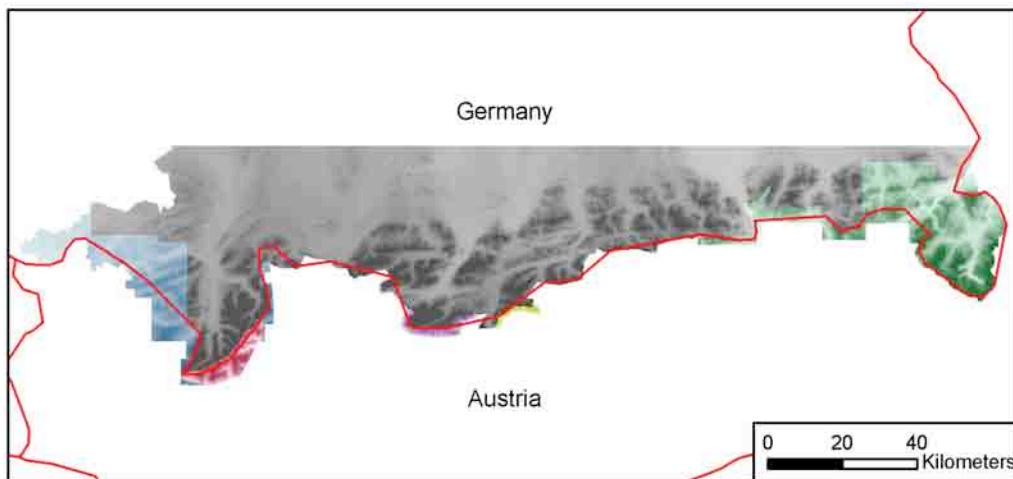


Abbildung 15: Übersicht über den Perimeter der verschiedenen digitalen Höhenmodelle (DHM), die für die Berechnung der GIS-Layer verwendet wurden: Blau: Allgäu5, Rot: Allgäu, Rosa: Wetterstein, Gelb: Karwendel, Grün: Berchtesgaden, Schwarz: Bayerische Alpen. Alle DHMs haben eine räumliche Auflösung von 10 m, mit Ausnahme von Allgäu5 und Berchtesgaden (beide 5 m).

Oberflächencharakteristika aus den DHM und Landsat Satellitenbildern

Die Daten über die Verteilung der Vegetationsdecke wurden mittels des *Soil-Adjusted Vegetation Index* (SAVI; Huete 1987) berechnet, auf Grundlage von Satellitenbildern des Landsat Thematic Mapper (Landsat 5) und Landsat Enhanced Thematic Mapper (Landsat 7). Die Szenen sind im Internet frei verfügbar über den USGS Global Visualization Viewer (GLOVIS, <http://glovis.usgs.gov>). Pixel mit einem $SAVI < 0.335$ wurden als vegetationslos klassiert, jene mit $SAVI > 0.335$ als von Vegetation bedeckt. Daraus resultiert eine binäre Vegetationsmaske. Da in hohen Regionen Falschklassierungen auftreten, wurden diese mit einem Regel-basierten Verfahren und PISR und MAAT korrigiert. Weiter wurde ein 3×3 Zellen breiter Medianfilter angewendet. Gletscherflächen wurden mit den Daten von Paul et al. (Publikation in Begutachtung) ausgeschieden.

Die Unterscheidung zwischen Schuttgebieten und steilem Fels basiert auf der Geländeneigung und wird mit einem Index (I_{rock} , Gleichung 1), der den Grad der Zugehörigkeit zur Klasse der steilen Felspartien beschreibt: Unter einer Neigung von 35° ist alles Gebiet als Schuttgebiet klassiert, oberhalb von 55° ist alles Gebiet steiler Fels.

$$I_{rock} = \frac{slope - 35^\circ}{55^\circ - 35^\circ} \quad (1)$$

Annahmen für Offsets

Wie in Abbildung 14 sichtbar, wurden beide Submodelle von APMOD mit Offsets für unterschiedliche Oberflächentypen ergänzt. Das Schuttmodell wurde für alle Schuttgebiete und Vegetationsgebiete verwendet. Ein Offset von 1°C wurde hier dazugerechnet, um die Abwärtsbewegung der Blockgletscher zu berücksichtigen (das heisst, die Oberfläche wird wärmer vermutet als vom Modell vorhergesagt). In den Vegetationsgebieten wurde zusätzlich ein Offset von 2°C angenommen, weil in feinem Material oder Vegetationsgebieten die Oberflächenbedingungen wärmer sind als in grobem Schutt (basierend auf z.B. Humlum 1997; Harris and Pedersen 1998; Gruber und Hoelzle 2008; Gubler et al. 2011; Gorbunov et al. 2004).

Für das Felsmodell wurden Offsets von -1 bis -3°C eingesetzt, weil inhomogene Felspartien mit Klüften und wenig Schneebedeckung nach neuesten Erkenntnissen (Hasler et al. 2011) kälter sind als die beinahe senkrechten Felsen ohne Schnee, von woher die Messungen

stammen. Die Offsets wurden basierend auf Hasler et al. (2011) als eine Funktion der Strahlung berechnet.

3.3.2 Karte und Legende

Für die fertige Permafrostkarte wird der Permafrost-Index des GIS-Layer farbcodiert und typischerweise über eine Basiskarte (z.B. topographische Karte oder Satellitenbild) gelegt. Gletscher (per Definition kein Permafrost) werden in einer eigenen Signatur dargestellt, damit sie nicht mit Gebieten ohne Permafrost verwechselt werden. Der Karte ist eine Interpretationshilfe beigelegt, die helfen soll, die Information der Karte mit lokalen Informationen aus dem Gelände zu kombinieren und so zu einer genaueren Abschätzung über die Permafrostverhältnisse zu kommen (Interpretationshilfe im Anhang). In Abbildung 16 ist der Permafrost-Index für zwei ausgewählte Regionen in den Bayerischen Alpen dargestellt.

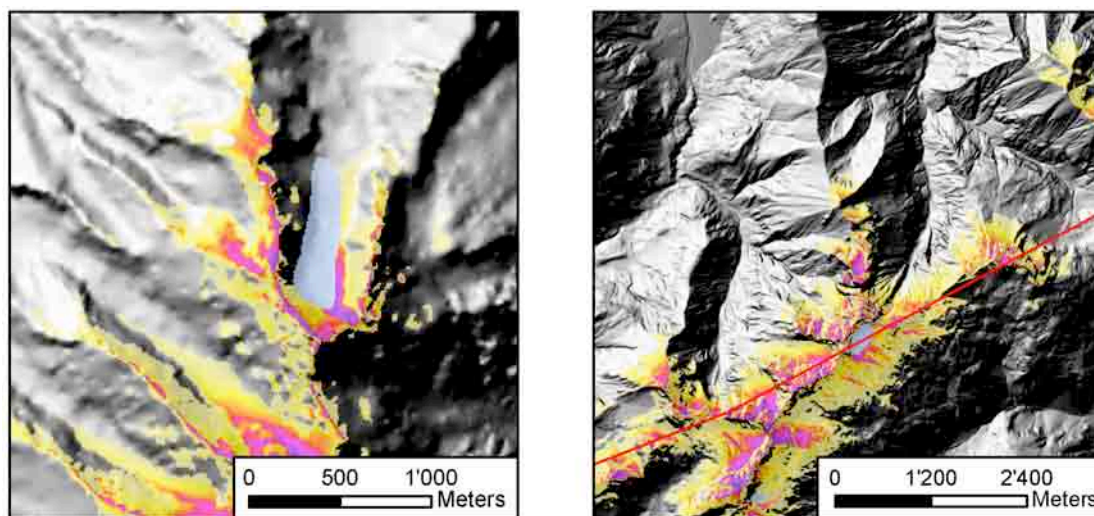


Abbildung 16: Permafrost-Index für die Gebiete Hochkalter (links) und Hohes Licht/Hochfrottspitze (rechts). Legende und Interpretationshilfe sind im Anhang enthalten.

3.3.3 Räumliche Verteilung von Permafrost in Bayern

In Tabelle 2 wird eine Übersicht zum Permafrost-Index in den Bayerischen Alpen gegeben: Es ist jeweils die Fläche angegeben, für die der Permafrost-Index über einem bestimmten Schwellenwert liegt. Achtung: dies entspricht nicht dem eigentlichen Permafrostgebiet, in dem unter der Oberfläche tatsächlich Permafrost vorhanden ist. Diese *Index-Flächen* repräsentieren Gebiete, für die weitere Studien und Entscheide von Interesse sind («Wo muss ich mit Permafrost rechnen?»), und sind das eigentliche Resultat des Permafrostmodells AP-MOD. Die Kenntnis der tatsächlichen Permafrostfläche ist zum Beispiel wichtig, um das gespeicherte Wasser abzuschätzen, ist aber sehr viel schwieriger zu bestimmen und erfordert zusätzliche Annahmen.

In den Bayerischen Alpen sind etwa 66 km² möglicherweise von Permafrost beeinflusst (Fläche mit einem Index ≥ 0.1). Die gletscherbedeckte Fläche wird auf vergleichsweise geringe 0.6 km² geschätzt. Die grössten Flächen mit wahrscheinlichem Permafrost werden im Höhenbereich um 2500 m ü. M. erwartet (Abbildung 17), da zwar die Wahrscheinlichkeit von Permafrost mit der Höhe zunimmt, gleichzeitig aber die absolute Gebirgsfläche gegen die Gipfelregionen abnimmt.

Tabelle 2: Berechnete Fläche von Gebieten mit einem bestimmten Permafrost-Index in den Bayerischen Alpen.

Permafrost-Index	Gesamtfläche [km ²]
≥0.1	65.8
≥0.5	10.1
≥0.9	0.7

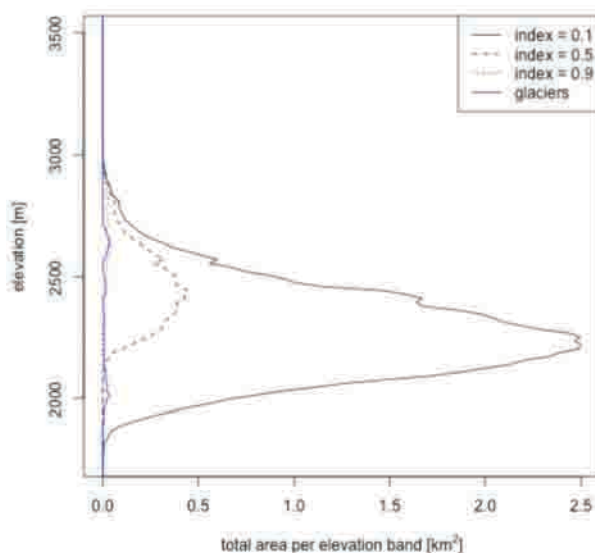


Abbildung 17: Höhenverteilung von Flächen eines bestimmten Permafrost-Index in den Bayerischen Alpen.

3.4 Diskussion

Die erstellten Permafrostkarten/GIS-Layer zeigen einen berechneten Index der Wahrscheinlichkeit für Permafrostvorkommen in den Bayerischen Alpen. Das der Karte zugrundeliegende Modell basiert auf einem einzigartigen alpenweiten Inventar von Permafrostevidenzen, das im Rahmen des PermaNET Gesamtprojekts erstellt wurde. Weil die Forschung in diese Richtung erst vor wenigen Jahren intensiviert wurde, ist die Information über Permafrostvorkommen oder -abwesenheit in steilen Felsgebieten noch gering und Felsoberflächentemperaturen waren nur für 57 Standorte erhältlich. Das führt zu einer starken Generalisierung des Modells in steilen Felsgebieten. Für die Schuttgebiete basieren die Permafrost-Index-Werte auf einer grösseren und robusteren Datenmenge (3580 Blockgletscher). Der grosse Einfluss unterschiedlicher Oberflächenbedeckung auf die thermischen Bedingungen im Untergrund führt aber auch hier zu grösseren Unsicherheiten. Mit der Einführung der oben beschriebenen Offset-Werte wurde versucht, diese Probleme zu berücksichtigen. Weiter soll die Interpretationshilfe dazu dienen, den Permafrost-Index der Karte besser zu interpretieren und mit Hilfe von lokalen Informationen aus dem Feld, Karten oder Luftbildern die Abschätzung zu Permafrostvorkommen zu verbessern. Die subjektive Wahl der Offset-Werte birgt allerdings auch Unsicherheiten.

Die erstellte Permafrostkarte/der GIS-Layer gibt eine erste Abschätzung über das Permafrostvorkommen auf einer regionalen Skala und kann keine tatsächlichen thermischen Bedingungen im Untergrund eines Standorts bestimmen. Wenn weitere und verlässlichere

Informationen gebraucht werden, werden typischerweise folgende Schritte unternommen: A) Konsultation der Permafrostkarte; B) Feldbesuch und Re-evaluation der Permafrostkarte mit lokalen Informationen und der Interpretationshilfe. Falls Permafrost detailliert untersucht werden soll werden C) geophysikalische Untersuchungen gemacht und/oder Oberflächentemperaturen gemessen, und schliesslich für tatsächliche Untergrundtemperaturen Bohrungen durchgeführt oder ein Aufschluss gegraben. In diesem Ablauf stellt die Permafrostkarte den ersten Schritt dar, der anzeigt, wo weitere verlässlichere aber auch aufwändigere und teurere Schritte angebracht sind.

4 Detaillierte Modellierung in 2D und 3D für die Gipfelbereiche von Zugspitze und Hochkalter

4.1 Einleitung

Das dreidimensionale Temperaturfeld im Untergrund wird hauptsächlich durch die Energiebilanz an der Erdoberfläche und die Eigenschaften des Untergrunds bestimmt. Weiter beeinflusst die Topographie das Temperaturfeld im Untergrund sowie die vergangenen Änderungen an der Oberfläche (in erster Linie durch klimatische Bedingungen). In diesem Kapitel werden die Grundlagen der Modelle für die detaillierte Modellierung in 1D, 2D und 3D beschrieben. Anschliessend werden für die beiden untersuchten Gebirgsstöcke Zugspitze und Hochkalter die Inputdaten, die verschiedenen Modellläufe und die Resultate präsentiert (1D, 2D und 3D). Am Schluss folgt ein Vergleich der Zugspitze mit anderen Permafrostmessstandorten in den Alpen.

4.2 Modelle

Die Modellkette (Abbildung 18) für die Beschreibung eines 3D Temperaturfelds im Untergrund besteht aus der Berechnung der Oberflächentemperaturen mit dem Energiebilanzmodell *GEOTop* (Bertoldi et al. 2006; Rigon et al. 2006; Endrizzi 2007, Dall'Amico et al. 2010) in einem ersten Schritt und der darauf basierenden Simulation von Untergrundtemperaturen mit dreidimensionaler Wärmeleitung in einem numerischen Finite Elemente (FE) Modell (letztere wird mit dem Programmpaket *COMSOL Multiphysics* (COMSOL AB, Stockholm) durchgeführt): Die Oberflächentemperaturen werden dabei als obere Randbedingung im 3D Modell eingesetzt. Um vergangene Änderungen sowie Szenarien möglicher zukünftiger Entwicklungen der Untergrundtemperaturen und des Permafrosts zu simulieren, wird eine Entwicklung der Oberflächentemperaturen im 3D Modell vorgeschrieben.

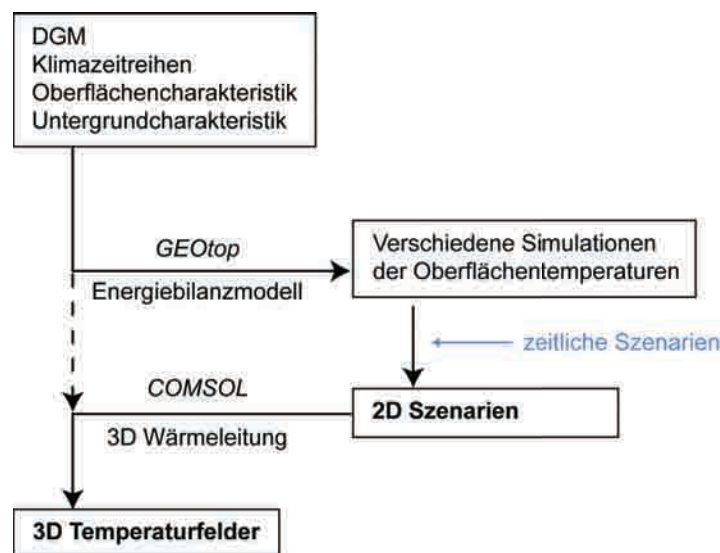


Abbildung 18: Schematischer Überblick über den Ablauf der kleinräumigen Modellierungen.

4.2.1 GEOtop

Das hydrologische Modell GEOtop simuliert basierend auf Klimadaten und Bodeneigenschaften oberflächennahe Temperaturen räumlich verteilt in komplexer Topographie. Das Modell koppelt die Energie- und Wasserbilanz, inklusive Phasenwechsel im Boden speziell für das Gebirge. Zusätzlich enthält es ein Schneemodul, das eine Simulation einer vielschichtigen Schneedecke erlaubt. GEOtop wird zurzeit intensiv für Anwendungen in der Permafrostforschung entwickelt und genutzt. Das Modell wurde an der Universität Trento (Italien) und seit 2010 zusätzlich am GIUZ entwickelt und wird laufend ergänzt und verbessert. Der Modellcode ist frei zugänglich und kann gratis heruntergeladen werden. Für die Simulationen mit GEOtop werden basierend auf einem DHM die benötigten Geländeinformationen wie Hangneigung, Exposition und Horizont für jede Zelle berechnet. Neben dem DHM werden zusätzlich Klimazeitreihen sowie Oberflächen- und Untergrundcharakteristika als Inputdaten benötigt. Mit GEOtop können sowohl 1D (Punktsimulationen) wie auch 2D Simulationen (Simulation für ein ganzes Gitter) berechnet werden. Die 1D Berechnungen wurden vorwiegend für die Validation verwendet und die 2D Modellresultate als Input für die 3D Simulationen.

Die aktuelle Version enthält einen Algorithmus, der den gekoppelten Wärme- und Wassertransfer inklusive Phasenwechsel im Boden stabil und effektiv löst. Der laterale Wassertransport wurde für die verwendeten Simulationen nicht berechnet, da dessen Einfluss im steilen Fels gering ist. Durch die damit gesparte Berechnungsdauer einer Simulation konnten dafür mehrere Simulationen mit unterschiedlichen Parameterkombinationen gerechnet werden, um wichtigere Unsicherheiten zu explorieren.

Felstemperaturen im Gebirge werden massgeblich durch die Schneedecke beeinflusst. Im Steilgelände wird ein Grossteil der gefallenen Schneemenge durch kleine Schneerutsche und Lawinen in flachere und tiefer gelegene Regionen verlagert und die isolierende Schneedecke kann sich im Winter deshalb nicht oder nur vermindert aufbauen. Dieser Umlagerungsprozess wurde in GEOtop durch einen einfachen Algorithmus, der die Schneebedeckung im steilen Fels reduziert, implementiert. Für Berechnungen mit der äusserst steilen Topographie der Zugspitze/Hochkalter ist die Berücksichtigung dieser Prozesse entscheidend. Der Transport von Schnee durch Wind ist ebenfalls parametrisiert und bildet die Verlagerung von Schnee von grossräumig konvexen zu konkaven Geländepartien ab. Beide Prozesse, die Verlagerung durch Wind und die Reduktion der Schneedecke durch Rutschung, sind hochgradig skalenabhängig. Das bedeutet, dass eine Geländezelle, die über 10*10 Meter zu steil für die Akkumulation von Schnee ist, lokal (d.h. für eine Analyse mit einem Höhenmodell von 10 m) durchaus flachere Partien mit Schnee enthalten kann. Die Approximation der Realität mit einem Modell, das eine Zellengrösse von 10 m oder mehr hat beinhaltet damit eine grosse Vereinfachung. Das bedeutet, dass auch der Vergleich mit Punktmessungen zur Validation sehr schwierig ist.

Untersuchungen von Hasler et al. (2011) zeigen, dass vor allem südseitig Felsklüfte und dünne Schneebedeckung im steilen Gelände einen kühlenden Effekt auf die Felstemperaturen haben. Das bedeutet, dass die durch GEOtop simulierten Temperaturen, vor allem in Südexpositionen, unter Umständen 1–2 °C zu warm sind, da die Wirkung von Klüften nicht berücksichtigt wird.

Modellierung der Schneedecke

GEOtop simuliert eine Schneedecke mit mehreren Schichten (ca. 25 in diesen Experimenten), und bildet die Evolution der Albedo, Verdichtung, Wärmeleitung, Gefrierprozesses und die Perkolation von Wasser ab. Die wohl grösste Unsicherheit stellen allerdings die Parametrisierung von Schneerutschen und Winddrift dar.

Um die Mächtigkeit der Schneedecke im steilen Gelände zu reduzieren, wird ein einfacher Algorithmus benutzt. Mit Hilfe eines Korrekturfaktors K wird der Niederschlag, und somit der Schneefall, in Abhängigkeit der Hangneigung lokal pro Zelle korrigiert:

$$K = e^{-\left(\frac{(slope-smin)^2}{curv}\right)} - e^{-\left(\frac{smax^2}{curv}\right)} \quad (2)$$

Der Korrekturfaktor K wird durch drei Parameter ($smin$, $smax$ und $curv$) und die Hangneigung ($slope$) gesteuert: $smin$ definiert die minimale Hangneigung, bei der diese Parametrisierung eingesetzt wird. Ab dem Neigungs-Schwellenwert $smax$ wird sämtlicher Niederschlag lokal unterdrückt und somit der Aufbau einer Schneedecke verunmöglicht. Der Faktor $curv$ bestimmt die Krümmung der Korrekturkurve zwischen $smin$ und $smax$. Die Parameterkombinationen, die für die Simulationen für die Zugspitze/Hochkalter verwendet wurden, sind in Abbildung 19 ersichtlich.

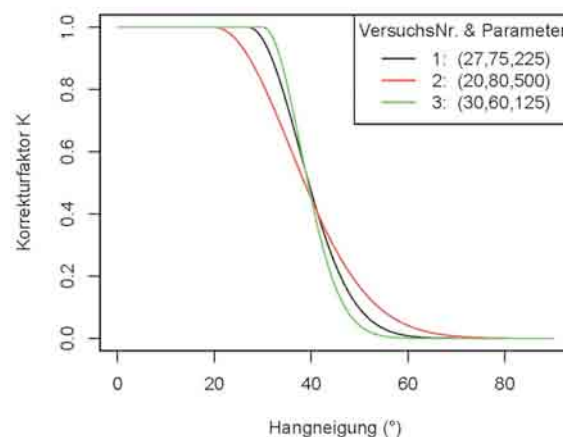


Abbildung 19: Neigungsabhängige Korrekturfaktoren, die für die Simulationen an der Zugspitze/Hochkalter verwendet wurden (Parameter: $smin$, $smax$, $curv$).

Die Akkumulation von Schnee in den steilen Zellen wird mit diesem Ansatz unterdrückt und ein Transport der Masse in tiefer liegende, flachere Zellen findet nicht statt. Die Massenerhaltung ist somit nicht gewährleistet, was allerdings für die thermische Simulation des steilen Gipfelbereichs der Zugspitze/Hochkalter keine Folgen hat. Zusätzlich wird die Winddrift von Schnee simuliert, wodurch teilweise schneefreie Grate und mehr Akkumulation in konvexen Geländepartien abgebildet wird. Das verwendete Windfeld wird heuristisch berechnet und basiert auf einem stark geglätteten Höhenmodell, um nur die Grossformen abzubilden.

Da Niederschlagsmessungen im Gebirge mit grosser Unsicherheit behaftet sind, wird zusätzlich ein globaler Korrekturfaktor für Niederschlag verwendet.

Oberflächen- und Untergrundcharakteristik

Der Bodentyp jeder Gitterzelle wurde in Abhängigkeit der maximalen Hangneigung definiert. Tabelle 3 gibt einen Überblick über die drei verwendeten Bodentypen sowie deren Definition. Die entsprechenden physikalischen Eigenschaften sind in Tabelle 4 zusammengefasst. Jeder Boden wurde im Modell in acht Schichten diskretisiert, die bis in eine maximale Tiefe von 8 m reichen. Die vertikale Auflösung der Bodendiskretisierung nimmt gegen die Erdoberfläche zu, da dort die entscheidenden Prozesse stattfinden und die grösseren zeitlichen Schwankungen auftreten (Tiefe der Bodenschichten in mm: 50, 100, 200, 400, 800, 1500, 2000, 3000).

Auch wenn die Wasserbilanz nicht berechnet wird, werden die hydrologischen Eigenschaften des Bodens definiert, denn diese bestimmen die Menge und das Gefrierverhalten des Wassers im Boden (Dall’Amico et al. 2011). Dieses beeinflusst das thermische Verhalten der Bodenschichten und durchläuft Gefrier- und Auftauzyklen, wird aber nicht transportiert. Die Poren-Konnektivität ν (bzw. L in Shaap und Leij 2000) wird gemäss Van Genuchten (1980) auf 0.5 gehalten. Für die Modellierung der thermischen Bedingungen ist ν aber nicht relevant. Die Parameter für Schuttauflage sind entsprechend jenen von Sand gesetzt (Shaap und Leij 2000), da wenig über die wirklichen Eigenschaften bekannt ist. Im Vergleich zu Fels ist im Schutt vor allem die Porosität entscheidend. Der gewählte Wert von 2% ist eine typische Annahme für oberflächennahes Festgestein (Noetzli und Gruber 2009). Für Schutt wird eine Porosität von 37% angenommen. Die Initialbedingungen wurden für einen oberflächlich ungesättigten Zustand (Feldkapazität) definiert, mit einer Wassersättigung ab 10 cm Tiefe.

Das thermische Verhalten von Schutt ist stark unterschiedlich, wenn dieser eine Verfüllung von Feinmaterial enthält oder offene Zwischenräume zwischen einzelnen Klassen bestehen. Die hier angenommenen Schuttkörper haben eine Verfüllung mit Feinmaterial und lokal kann eine Bedeckung mit groben Blöcken eine deutlich niedrigere Temperatur bewirken.

Tabelle 3: Überblick über die verwendeten Bodentypen und die entsprechenden Hangneigungen, die als Klassifikationskriterium verwendet wurde.

<i>Name</i>	<i>Aufbau</i>	<i>Maximale Hangneigung im DHM</i>
Boden 1	Schutt	0–35°
Boden 2	Schutt bis in eine Tiefe von 1.5 m, danach Fels	35–45°
Boden 3	Fels	45–90°

Tabelle 4: Relevante physikalische Parameter für die verschiedenen Bodentypen.

<i>Name</i>	<i>Schutt</i>	<i>Fels</i>
Initiale Temperatur (°C)	-0.05	-0.05
Residualer Wassergehalt θ_{res}	0.050	0.001
Gesättigter Wassergehalt θ_{sat}	0.374	0.020
Van Genuchten Alpha (mm^{-1})	0.1	0.01
Van Genuchten n	1.5	1.1
Van Genuchten ν	0.5	0.5
Thermische Leitfähigkeit ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)	2.5	2.5
Volumetrische Wärmekapazität ($\text{MW m}^{-3} \text{K}^{-1}$)	1.8	1.8
Spezifisches Speichervolumen (mm^{-1})	10^{-9}	10^{-9}

Simulationen: Spin-up, zeitliche Variabilität, Schneeverteilung

Jede transiente Simulation, d.h. Berechnungen in der sich die Eigenschaften des simulierten Objekts mit der Zeit verändern, benötigt Initialbedingungen, die den Zustand zu Beginn der Simulation beschreiben. Im Fall der vorliegenden 2D und 3D Simulation der Bodentemperatur wird also eine initiale Temperatur an jedem Gitterpunkt und in jeder Tiefe benötigt.

Verfügbare meteorologische Daten für den Antrieb von Modellen müssen in zwei Perioden geteilt werden: (a) Eine Periode, für die durch wiederholte Simulation (spin-up) ein Quasi-Gleichgewichtszustand angestrebt wird, der die durch klimatische Bedingungen diktierte Verteilung der Untergrundtemperaturen wiedergibt. (b) Eine Periode, für die die eigentliche transiente Simulation durchgeführt wird. Schneereiche oder schneearme Winter und Extremereignisse wie der Sommer 2003 illustrieren, dass zwischen einzelnen Jahren eine grosse Variabilität besteht. Um den oft über viele Jahre oder Jahrzehnte gemittelten Zustand im Boden anzunähern wäre deshalb eine spin-up Periode von vielen Jahren erforderlich. Gleichzeitig verkürzt dies jedoch die transiente Simulationszeit. An der Zugspitze beginnen die verwertbaren Messungen im Jahr 1999 und somit sind nur drei Jahre für eine Initialisierung vorhanden, wenn man den aussergewöhnlichen Sommer 2003 vermeiden will. Zusätzlich sind diese Jahre wahrscheinlich schon in der Zeit einer beschleunigten Erwärmung. Wir haben darum eine andere Strategie gewählt, um stärker auf die Variabilität zwischen den Jahren zu fokussieren. Unterteilt in 10 Perioden à 2 Jahre (jeweils vom 1. September) wurde ein spin-up durchgeführt. Die Perioden sind: 99/01, 00/02, 01/03, 02/04, 03/05, 04/06, 05/06, 06/08, 07/09, 08/10.

Neben der Variabilität, die dieser zeitliche Aspekt in räumliche Muster der Untergrundtemperaturen einführt, ist vor allem die Schneebedeckung entscheidend. In rechenintensiven Simulationen wie diesen können nur wenige Quellen der Unsicherheit evaluiert werden. Der grösste Teil der geschätzten Permafrostvorkommen in den modellierten Gebirgsstöcken befindet sich in steilen Felsflanken. Für solche Bedingungen besteht kaum Vorwissen und darum ist eine grobe Evaluation der durch die Parametrisierung von Schneerutschen bedingten Unsicherheit wichtig. Auch ist die Genauigkeit und Repräsentativität der Niederschlagsmessungen unbekannt und ein Fehler von mehreren 10% durchaus möglich. Zusätzlich zu den zehn Perioden simulieren wir also drei verschiedene Schneekorrekturen in steilem Gelände und zwei Korrekturen des Niederschlags. Somit werden pro Gebirgsstock 60 2D Simulationen durchgeführt. Die resultierenden mittleren Bodentemperaturen werden anschliessend als Mittelwert und als Minimum und Maximum je Zelle dargestellt und für die 3D Modellierung verwendet.

4.2.2 Dreidimensionale Wärmeleitung im Untergrund

Die Untergrundtemperaturen und deren Änderung über die Zeit werden mittels 3D Wärmeleitung berechnet, der vorherrschenden Form des Wärmetransports im Untergrund. Dabei werden die zu berücksichtigenden Untergrundeigenschaften für das gesamte Modell als homogen angenommen, weil Informationen über deren Verteilung im steilen Gebirge nur spärlich vorhanden und schwierig zu gewinnen sind. Zusätzlich zu den rein konduktiven Prozessen berücksichtigen wir den Einfluss der latenten Energie beim Phasenwechsel von Eis zu Wasser, da dieser das Ansteigen der Untergrundtemperaturen im sogenannten Gefrierintervall auch für kleinere Eisgehalte von Fels merklich verzögert (Noetzli und Gruber 2009). Dies geschieht über den Ansatz der *scheinbaren Wärmekapazität* nach Mottaghy und Rath (2006).

Das 3D Temperaturfeld im Untergrund in einem homogenen und isotropen Medium wird wie folgt beschrieben (Carslaw und Jäger 1959):

$$\frac{\delta T}{\delta t} = \kappa \nabla^2 T \quad (3)$$

wobei T (K) die Temperatur zum Zeitpunkt t (s), und k ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) die thermische Diffusivität (Koeffizient von Wärmeleitfähigkeit und volumetrischer Wärmekapazität) bezeichnen.

Die 3D Wärmeleitung wird im kommerziellen Programmpaket COMSOL Multiphysics (COMSOL AB, Stockholm) simuliert. Dieses erlaubt eine der Hochgebirgstopographie

angepasste Generierung des Finite Elemente Netzes (*FE Mesh*), das basierend auf einem DHM erstellt wird und wie bei den oben beschriebenen 2D Simulationen eine zunehmende Verfeinerung der Elemente in Richtung der Oberfläche aufweist. Als obere Randbedingung werden die berechneten 2D Oberflächentemperaturen eingesetzt (Dirichlet-Randbedingung), unterhalb der Geometrie wird eine grob diskretisierte rechteckige Box von gut 2000 m Höhe angefügt, mit thermischer Isolation an den Seiten und einem geothermalen Wärmefluss als untere Randbedingung (Neumann-Randbedingung) auf Meereshöhe. So wird in einem ersten Schritt ein stationäres Temperaturfeld berechnet. Das stationäre Temperaturfeld beschreibt die Untergrundtemperaturen aufgrund konstanter Randbedingungen – das heisst für heutige Bedingungen ohne den Einfluss vergangener Klimaänderungen (wie der Erwärmung seit der kleinen Eiszeit um 1850).

Weil Änderungen an der Oberfläche mittels Wärmeleitung nur sehr langsam und verzögert in den Untergrund eindringen, müssen auch die Klimaänderungen der Vergangenheit für die heutigen Untergrundtemperaturen berücksichtigt werden. Dazu wird der oberen Randbedingung (den Oberflächentemperaturen) eine Veränderung über die Zeit vorgeschrieben und das Modell wird für die entsprechende Zeitspanne transient gerechnet. Dabei wird vereinfacht angenommen, dass die Änderungen der Oberflächentemperatur denjenigen der Lufttemperatur entsprechen (was für steilen Fels weitgehend zutrifft, aber insbesondere für Standorte mit viel Schnee Unsicherheiten birgt) und für die ganze Fläche gleich ist. Die benötigte Zeitspanne ist dabei abhängig vom betrachteten Tiefenbereich. In sehr grossen Tiefen von mehreren hundert Metern, sind auch noch Kälteanomalien aus der letzten Eiszeit bemerkbar (z.B. Noetzi und Gruber 2009).

Der Einfluss der latenten Wärme wird über den Ansatz der *scheinbaren Wärmekapazität* ins Modell integriert (Motthagay und Rath 2006; Noetzi und Gruber 2009). Dabei wird beim Phasenübergang in einem definierten Gefrierintervall die volumetrische Wärmekapazität jeweils um den Betrag erhöht, der für die Schmelze von Eis verwendet wird. Als Formel ausgedrückt:

$$\rho c_{app} = \rho c_p + \rho_i L_f \Phi \frac{\delta \Theta}{\delta T} \quad (4)$$

wobei ρ_i die Eisdichte (917 g m^{-3}), L_f die spezifische Wärme von Eis ($3.36 \cdot 10^5 \text{ J kg}^{-1}$), Φ die Porosität, and Θ den volumetrischen ungefrorenen Wassergehalt bezeichnet. Der ungefrorene Wassergehalt im Gefrierintervall ist abhängig von der Temperatur, wird typischerweise mit einer Exponentialfunktion beschrieben und ist materialabhängig.

4.3 Modellinput und Randbedingungen

4.3.1 Zugspitze

Digitales Höhenmodell und Oberflächentypen

Das DHM welches für die Modellierungen verwendet wurde, ist aus zwei verschiedenen DHMs zusammengesetzt. Auf der Deutschen Seite wurde ein 5 m Höhenmodell und auf der österreichischen Seite ein 10 m Höhenmodell verwendet. Nachdem das 5 m Höhenmodell auf 10 m aggregiert wurde, wurden die beiden Höhenmodelle mit einer überblendenden Funktion zusammengefügt, um Artefakte einer scharfen Trennlinie zu vermeiden. Für die Modellierungen wurden dann das zusammengefügte 10 m Modell und ein daraus abgeleitetes 20 m Höhenmodell verwendet. Der gesamte Gipfelbereich der Zugspitze wurde für die 2D Modellierungen berücksichtigt (Abbildung 20). Aufgrund des enormen Rechenaufwands, konnte das Zugspitzblatt für die 2D Simulationen nicht gerechnet werden. Die Temperaturmessungen in diesem Bereich wurden aber für die Validation der 1D Simulationen verwendet.

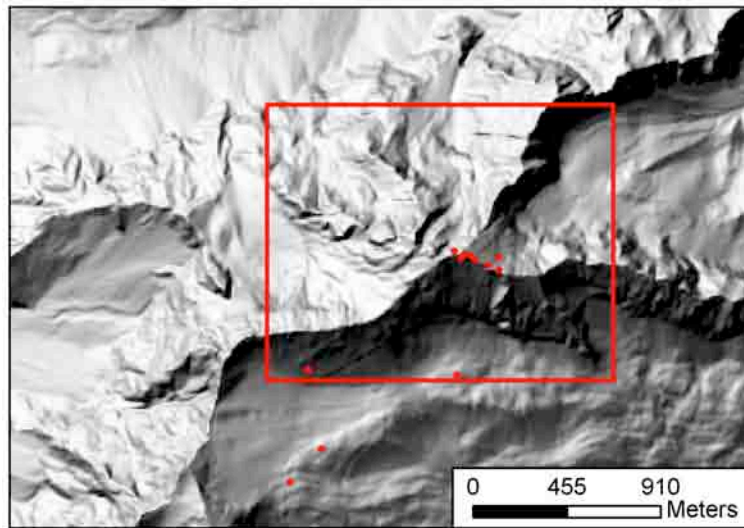


Abbildung 20: Verwendete Modelldomäne und Temperaturmesspunkte für die Zugspitze.

Basierend auf diesen Höhenmodellen und Tabelle 4 wurden Oberflächentypen parameterisiert. Die Nordwand der Zugspitze wurde dadurch grösstenteils als Felsgebiet ausgeschieden (Bodentyp 3, vgl. Abbildung 21) und im Gipfelbereich sind einige Zellen als Bodentyp 2 (Fels mit Schuttbedeckung) klassiert.

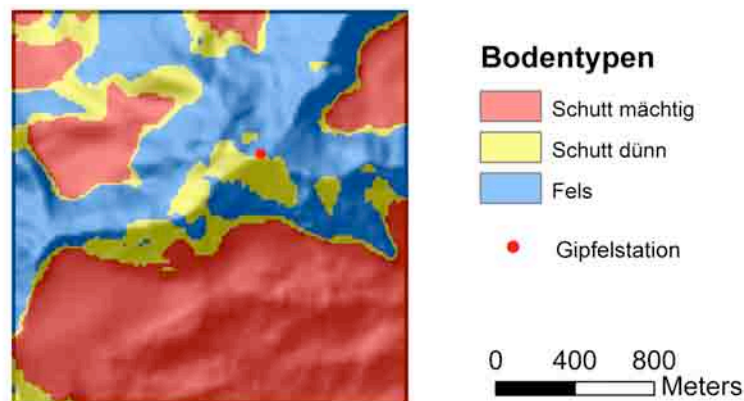


Abbildung 21: Verteilung der drei definierten Bodentypen im Gipfelbereich der Zugspitze.

Klimazeitreihen

Die verwendete Klimazeitreihe von der Klimastation auf der Zugspitze wurde vom Deutschen Wetterdienst (DWD) zur Verfügung gestellt. Die Zeitreihe beginnt am 01.01.1999 und endet am 11.07.2011. Wir verwenden Lufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$), Windgeschwindigkeit (m s^{-1}), Windrichtung ($^{\circ}$), relative Luftfeuchtigkeit (%), direkte Sonnenstrahlung (W m^{-2}) und Niederschlag (mm). Für den Niederschlag waren nur tägliche Daten erhältlich, die mit einer Zufallsfunktion über 24 Stunden verteilt wurden, um stündliche Daten zum Modellantrieb zu erhalten.

4.3.2 Berchtesgaden

Digitales Höhenmodell und Oberflächentypen

Für den Hochkalter steht ein DHM mit einer Auflösung von 5 m zur Verfügung. Dieses wurde wiederum auf 10 m aggregiert. Die Modelldomäne ist in Abbildung 22 ersichtlich. Die

Oberflächen- und Untergrundcharakteristiken wurden gleich wie für die Zugspitze definiert und räumlich ausgeschieden (Abbildung 23).

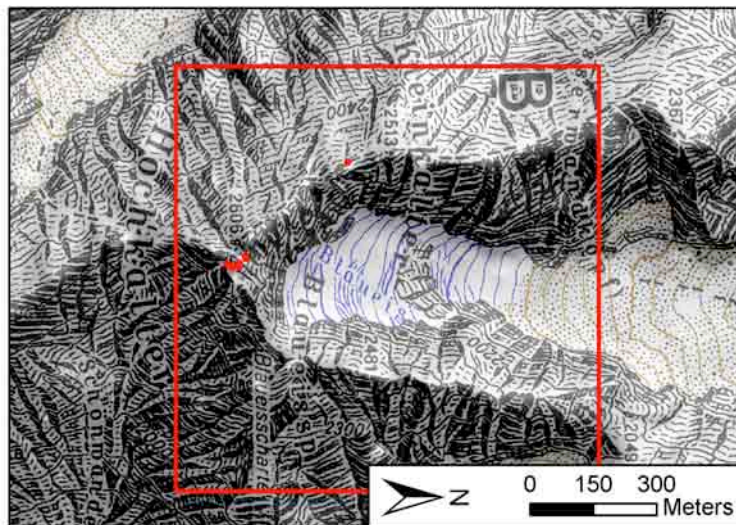


Abbildung 22: Verwendete Modelldomäne und Temperaturmesspunkte für den Hochkalter.

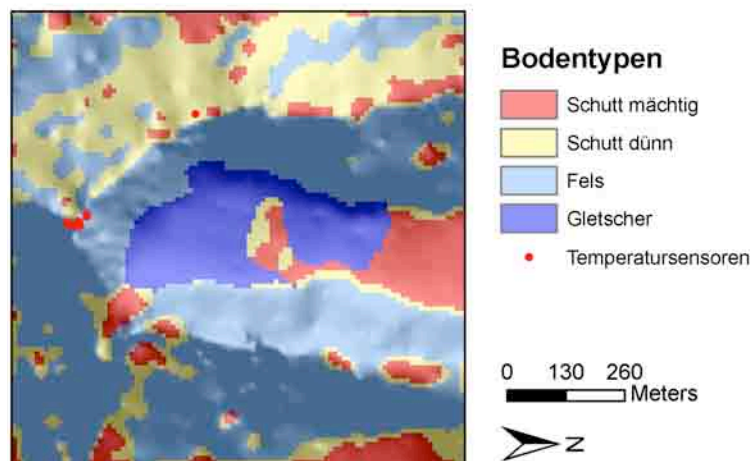


Abbildung 23: Verteilung der drei definierten Bodentypen im Gipfelbereich des Hochkalters

Klimazeitreihen

Da die verfügbare Zeitspanne von geeigneten Klimadaten in der Region Berchtesgaden sehr kurz ist, wurden die Simulationen mit den Klimadaten der Zugspitzstation angetrieben. Da dabei eine grössere Extrapolation im Raum nötig ist, wurden die beiden wichtigsten Variablen Lufttemperatur und Niederschlag korrigiert. Basierend auf langjährigen Temperaturmittelwerten (1961–1990, Hiebl et al. 2009) und einem DHM wurde berechnet, dass die 0 °C-Isotherme in Berchtesgaden im Vergleich zur Zugspitze 13 m tiefer liegt. Dementsprechend wurden die Lufttemperaturen der Zugspitze um -0.1° korrigiert (angenommener Temperaturgradient: $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). Für die Korrektur der Niederschlagsdaten wurden langjährige Niederschlagsrekonstruktionen (1800–2004, Efthymiadis et al. 2006) für die beiden Regionen miteinander verglichen (Abbildung 24). Basierend auf diesen Daten wurde ein Korrekturfaktor ermittelt:

$$N_{Ber} = 1.15 * N_{Zug} , \quad (5)$$

wobei N_{Ber} dem monatlichen Niederschlag für Berchtesgaden und N_{Zug} demjenigen für das Zugspitzmassiv entspricht. Basierend darauf wurden die Niederschlagsdaten der Zugspitze von 1999–2011 für die Region Berchtesgaden korrigiert.

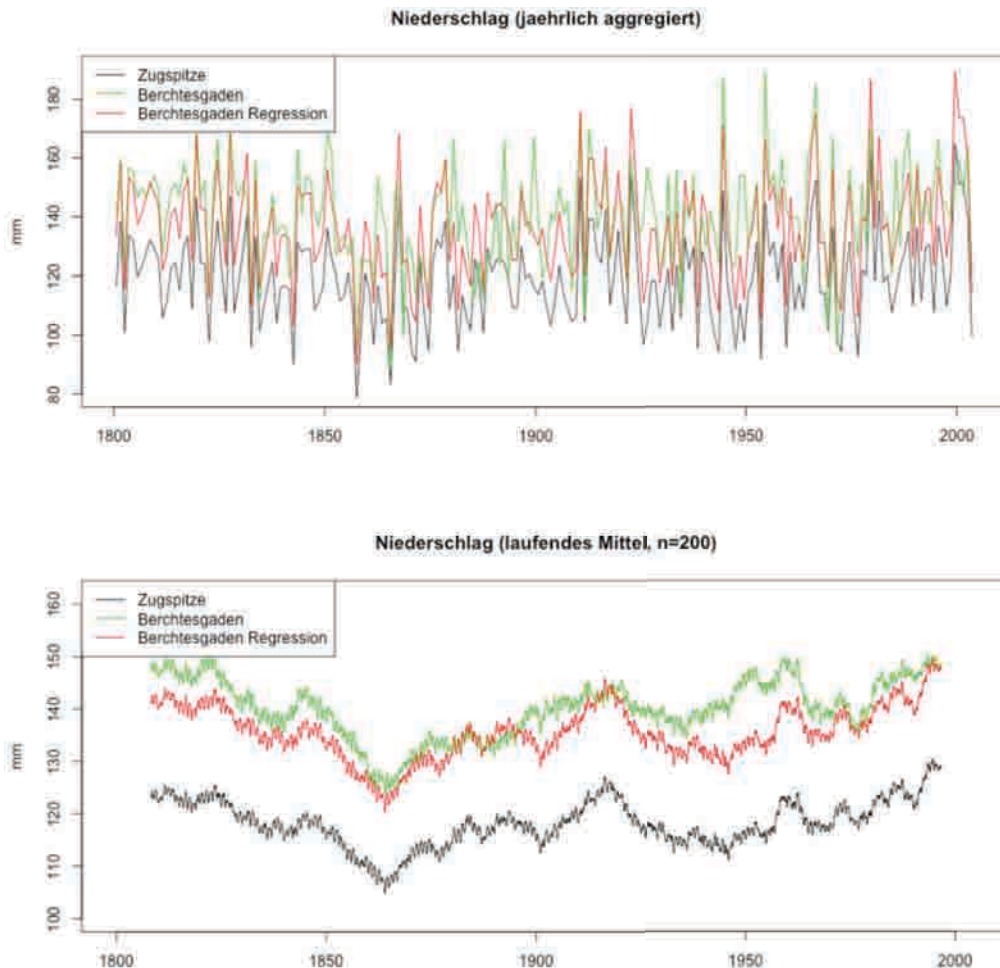


Abbildung 24: Langjährige Temperaturrekonstruktionen (Efthymiadis et al. 2006) für die Region Zugspitze und Hochkalter, sowie gerechnete Regression für den Hochkalter.

4.3.3 Input und Einstellungen für 3D Modelle

FE Mesh

Das FE Mesh wurde auf Basis des 20 m DHMs und mit demselben Perimeter wie die 2D Modellierung erstellt (1700 m auf 1340 m, vgl. Abbildung 20). Das FE Mesh beginnt auf Meereshöhe und wird gegen die Oberfläche zunehmend verfeinert. An der Oberfläche ist die Auflösung im Bereich von 40 m (maximale Elementgröße) und das gesamte Mesh besteht aus 98'972 Elementen.

Das FE Mesh für den Bereich Hochkalter/Berchtesgaden (Abbildung 25) wurde auf die gleiche Weise erstellt, hat eine Grundfläche von 1000 m auf 1000 m (Abbildung 22) und besteht aus 53'992 Elementen. Die Auflösung an der Oberfläche ist im Bereich von 30 m (maximale Elementgröße).

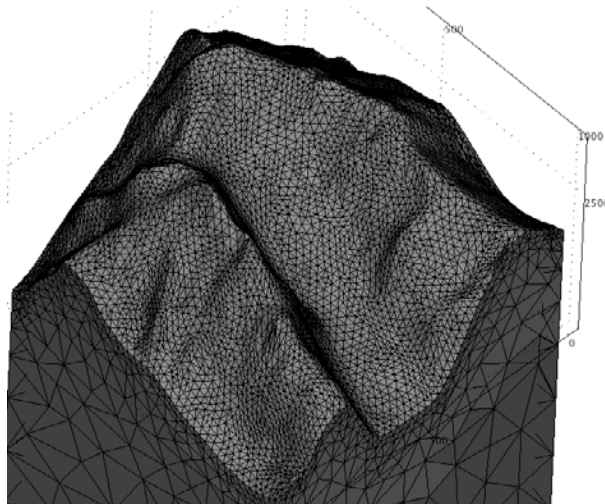


Abbildung 25: FE Netz für die Region Hochkalter/Blaueis im Nationalpark Berchtesgaden.

Randbedingungen

Wie oben beschrieben, wird als obere Randbedingung das 2D Temperaturfeld (Mittelwert über den Zeitraum der 2D Simulationen) eingesetzt und die Seiten der Geometrie thermisch isoliert. Unten wird ein geothermaler Wärmefluss von 80 mW m^{-2} (Medici und Rybach, 1995) gesetzt, der für den betrachteten Zeitraum als konstant angenommen werden kann.

Für den Blaueisgletscher im Nationalpark Berchtesgaden wurde eine Maske erstellt, welche die Randbedingungen an der Oberfläche konstant bei $0 \text{ }^\circ\text{C}$ hält. Auf einer Höhenlage um 2500 m ü. M. ist der Gletscher mit grosser Wahrscheinlichkeit temperiert und die Temperatur am Gletscherbett bei $0 \text{ }^\circ\text{C}$. Damit sind aber die sehr wahrscheinlichen Gletscheränderungen, sowohl während der Initialisierung seit 1850 wie auch in der Zukunft, nicht berücksichtigt und das Temperaturfeld in der Nähe des Gletschers entsprechend zu interpretieren.

Untergrundeigenschaften

Die für die zeit-abhängige Wärmeleitung entscheidenden Materialeigenschaften sind die *Wärmeleitfähigkeit* und die *volumetrische Wärmekapazität* (vgl. Gleichung 3). Diese wurden als homogen angenommen und typische Werte für Fels (Kalk) aus der Literatur entnommen (Cermak und Rybach 1982), da genauere Informationen nicht vorhanden sind: Die Wärmeleitfähigkeit wurde auf 2.3 W m^{-1} gesetzt, die volumetrische Wärmekapazität auf $2.0 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$. Die Porosität ist für den ganzen Untergrund 3% und gesättigt (zu Vergleichszwecken wurden auch Simulationen mit 5% Eisgehalt gemacht). Das Gefrierintervall reicht von -3 bis $0 \text{ }^\circ\text{C}$ und für den ungefrorenen Wassergehalt im Gefrierintervall wurde eine mittlere Kurve genommen (Faktor Ω ist 1, vgl. Mottaghy und Rath, 2006).

Klimaszenarien

Für die Initialisierung des Untergrundtemperaturfelds von heute wurden die Klimaänderungen seit dem Ende der letzten Eiszeit berücksichtigt: Ab 1850 wurde eine Temperaturzunahme der Luft und damit der Oberfläche um $+1.5 \text{ }^\circ\text{C}$ angenommen (vgl. Noetzli und Gruber 2009 oder Noetzli et al. 2008). Der Einfluss früherer Bedingungen ist für Geometrien von wenigen hundert Meter Höhe wahrscheinlich nicht gross und im Bereich der Modellunsicherheit (Noetzli, 2008): Die Temperaturen während des Holozän schwankten nur wenig im Bereich von $\pm 1 \text{ }^\circ\text{C}$ und die tiefen Temperaturen des Spätglazials und der letzten Eiszeit sind in den betrachteten Tiefen wahrscheinlich nicht mehr relevant. Eine Beschreibung der Schwankungen der Lufttemperaturen in den letzten 100 Jahren aufgrund von Messwerten im Vergleich zur konstanten Zunahme hat keinen signifikanten Einfluss auf das Resultat gezeigt (Noetzli und Gruber 2009).

Salzmann et al. (2007) berechneten Änderungen der Oberflächentemperatur zwischen den Mitteln von 1982–2002 and 2071–2100 aufgrund verschiedener Klimamodelle und Szenarien von 1.2 bis 4.7 °C, mit einem Mittel von 3.5 °C. Für diese Arbeiten wurde ein linearer Temperaturanstieg von +3 °C in 100 Jahren gewählt. Dies entspricht im Vergleich mit den IPCC Szenarien (IPCC, 2007) einem moderaten Szenario.

4.4 Resultate

4.4.1 Zugspitze

Eindimensionale GEOTop Simulationen – Punktvalidation

Insgesamt wurden je 9 verschiedene Simulationen für die Felstemperatur-Sensoren und die iButton Standorte durchgeführt (Tabellen A.1 und A.2 im Anhang). Dabei wurden die Korrekturfaktoren für den Schneetransport (Abbildung 19) sowie ein Korrekturfaktor für den Niederschlag variiert. Der Korrekturfaktor für den Niederschlag entspricht einem Multiplikator mit welchem der Niederschlag verringert oder erhöht werden kann. Für die unterschiedlichen Sensoren wurden verschiedene Bodeneigenschaften definiert, die von Fels für Logger im steilen Gelände und die von Schutt für iButtons (Tabelle 3).

In Abbildung 26 links ist ein Vergleich der gemessenen Temperaturen (Tagesmittel in schwarz) und den simulierten (in der Tiefe von 10 cm, neun verschiedene Simulationen in blau) für den flachen west-exponierten Standort in der Nähe des Zugspitzgipfels abgebildet (die Vergleiche für die weiteren Standorte sind im Anhang enthalten). Anhand der gemessenen Temperaturen ist der starke Windeinfluss auf die Bodentemperaturen deutlich zu erkennen: Im Winter kann sich keine isolierende Schneedecke aufbauen. Dieser Windeffekt wird in den 1D Simulationen nicht berücksichtigt und es baut sich im Winter eine dickere Schneedecke auf als in der Realität. Die simulierten Temperaturen sind deshalb für die Wintermonate deutlich zu hoch.

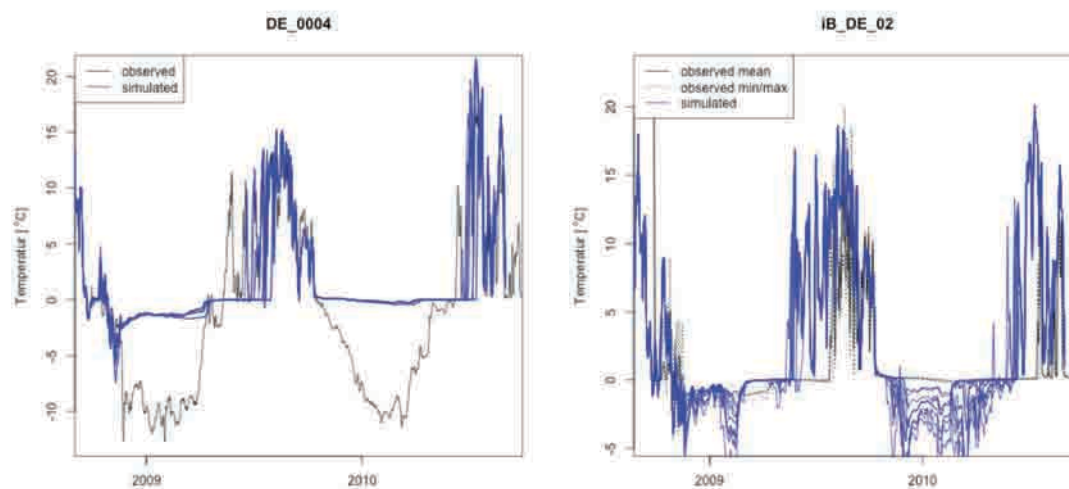


Abbildung 26: Vergleich von gemessenen und simulierten Oberflächentemperaturen. Die blauen Linien zeigen Resultate unterschiedlicher Simulationen. Links: westexponierter Felslogger-Standort *DE_0004*. Rechts: südseitiger iButton Standort *IB_DE_02*. Die gestrichelten Linien markieren die Variation der gemessenen Temperaturen (Minimum, Maximum) innerhalb dieses Standorts, der sich aus fünf iButtons zusammensetzt.

In Abbildung 26 rechts ist ein Beispiel für den iButton Standort bei der südlichen Bohrlochstelle ersichtlich. Dadurch dass dieser Standort im Winter eine Schneedecke hat, ist die

Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten Temperaturen besser. Zusammenfassend zeigt sich, dass die Simulation neun für Felslogger, respektive Simulation 18 für iButton Standorte am Besten geeignet ist.

Abbildung 27 gibt eine Übersicht über die mittlere Abweichung der neun Simulationen zu den Messtemperaturen und damit die Streuung. Die Mittelwerte über alle Standorte (markiert mit Kreuz) zeigen jeweils ein gutes Resultat.

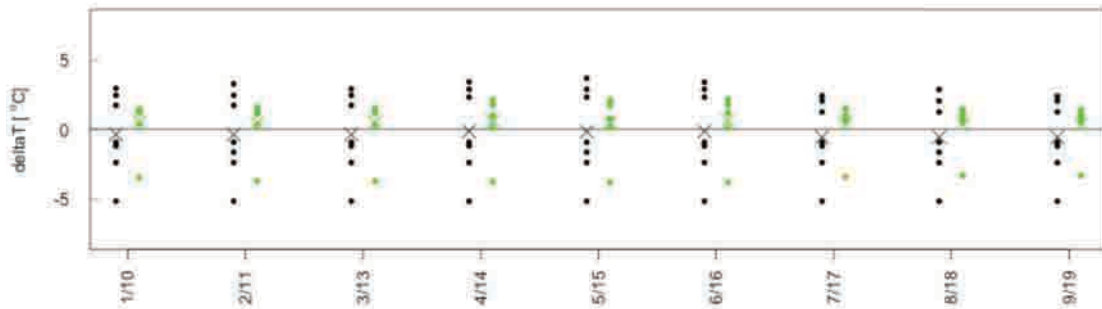


Abbildung 27: Abweichungen (deltaT) der Simulationen gegenüber den gemessenen Temperaturwerten. Schwarze Punkte: Abweichung der Felsloggerstandorte, grüne Punkte: Abweichungen der iButton Standorte. Die jeweiligen Mittelwerte sind mit einem Kreuz gekennzeichnet. Die Streuung der Punkte um ihren jeweiligen Mittelwert und die Unterschiede in den vorabgegangenen Abbildungen zeigen, wie sensitiv simulierte Temperaturmittel auf verschiedene Parameterkombinationen reagieren.

Zweidimensionale GEOTop Simulationen

In einem ersten Schritt wurde der Einfluss der Zellgröße des DHM auf die Resultate qualitativ untersucht. Dazu wurde die Periode 2002–2004 mit einer räumlichen Auflösung von 20 m und von 10 m berechnet. Eine Verdopplung der Auflösung von 20 m auf 10 m bedeutet eine Vervierfachung der Anzahl der zu berechnenden Zellen und damit eine etwa viermal längere Rechenzeit. Abbildung 28 zeigt beide Resultate im Vergleich. Abgesehen von wenigen lokalen Ausnahmen zeigen beide Simulationen sehr ähnliche räumliche Muster. Es wurde deswegen entschieden, das volle hier gezeigte Gebiet mit dem 20 m DHM zu simulieren an Stelle eines Teilgebiets mit 10 m.

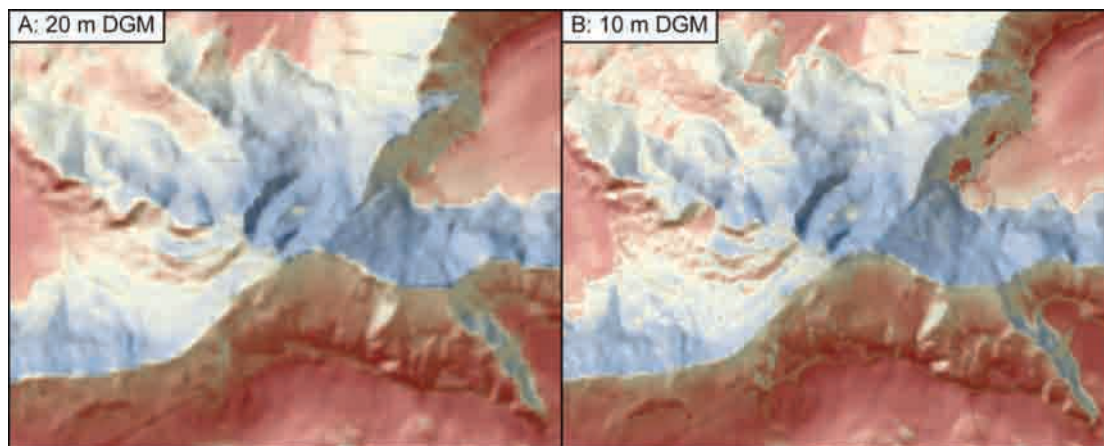


Abbildung 28: Vergleich von simulierten Temperaturen basierend auf einem DHM mit 20 m und einem mit 10 m Zellgröße. Die dargestellten Temperaturen sind Mittelwerte in 10 cm Tiefe für eine Gleichgewichtsperiode von September 2002 bis September 2004. Die Farblegende entspricht jener in Abbildung 29.

Für die gezeigte Domäne wurden die 60 in Abschnitt «Simulationen: Spin-up, zeitliche Variabilität, Schneevertreibung» beschriebenen Simulationen durchgeführt. Abbildung 29 zeigt die zusammengefassten Resultate und, für das gleiche Gebiet, die Resultate der grössräumigen Modellierung zum Vergleich. Obwohl bei weitem nicht alle wichtigen Prozesse im Modell enthalten sind und nicht alle Unsicherheiten durch diese 60 Simulationen abgedeckt werden, sollten die resultierenden Muster einen guten Eindruck der Spannweite wahrscheinlicher Untergrundtemperaturen geben. Der durch unterschiedliche Perioden und Parameter bedingte Temperaturunterschied einzelner Zellen zwischen dem Maximum und dem Minimum der 60 Simulationen liegt durchweg zwischen 1 und 3 °C.

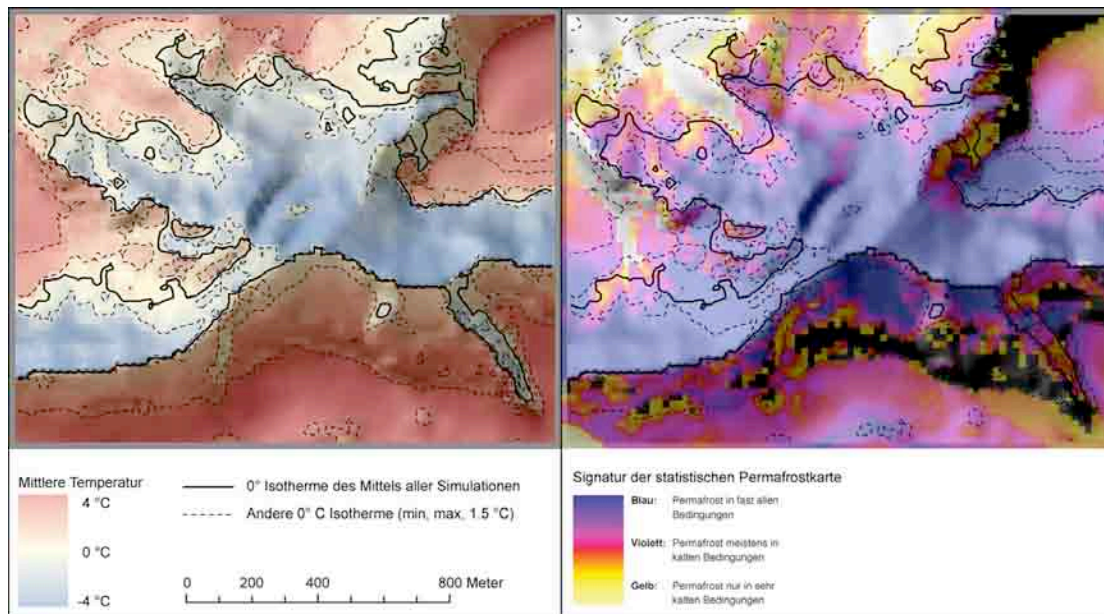


Abbildung 29: Mittelwert der simulierten Bodentemperaturen (10 cm tief) im Zugspitzgebiet (links, Farbsignatur und dicke Linie für 0 °C Isotherme). Zusätzlich sind die 0 °C Isothermen des Minimums und des Maximums der 60 Simulationen durch gestrichelte Linien auf der wärmeren/kälteren Seite der dicken Linie abgebildet. Eine weitere gestrichelte Linie markiert die 1.5 °C Isotherme des Minimums und zeigt damit eine sehr konservative Annahme für mögliche Permafrostvorkommen unter Bedingungen der Kleinen Eiszeit. Als Vergleich dient das Ergebnis der statistischen, grossräumigen Modellierung (rechts).

Trotz kleinräumiger Differenzen zeigen sich qualitativ übereinstimmende Muster der räumlichen Verbreitung von Permafrost. Vor allem in wenig geneigtem Gelände resultiert aus der physikalisch-basierten Simulation weniger Permafrost als aus der statistischen. Dies reflektiert die unterschiedlichen Annahmen der Modelle. Im statistischen Modell wird die konservative Annahme getroffen, dass flaches Gelände aus groben Blöcken besteht, die kaum vom Winterschnee gewärmt werden. Im physikalisch-basierten Modell wird Schutt mit einer Füllung von Feinmaterial angenommen, da die Kühlwirkung nur unvollständig abgebildet werden kann.

Dreidimensionale Simulationen der Untergrundtemperaturen

Die Resultate der 3D Modellierungen der Temperaturfelder im Untergrund der Zugspitze (Abbildung 30) können mit verschiedenen Querschnitten mit konstantem X-Wert (Nord-Süd) oder Y-Wert (Ost-West) visualisiert werden. Dargestellt sind in einer ersten Grafik (Abbildung 31) fünf Querschnitte für die gesamte Modellregion, sowie in einer zweiten Grafik (Abbildung 32) ein einzelner, detaillierterer Nord-Süd-Querschnitt durch den Gipfelgrat an der Stelle der Bohrlöcher für eine stationäre und eine transiente Simulation sowie das

Resultat des Zukunftsszenarios nach 50 und nach 100 Jahren. Die 0 °C Isotherme ist jeweils mit einer schwarzen Linie eingezeichnet und symbolisiert die Lage der Permafrostgrenze im Modell. Dies ist eine rein schematische Darstellung für die berechneten Temperaturmuster und basierend auf den Modellannahmen. In der Realität ist dies keine solch scharfe Grenze. Da die Oberflächentemperaturen die Mittelwerte der 2D Simulationen sind, ist die Schätzung des Permafrosts im Untergrund nicht konservativ und mit den entsprechenden Unsicherheiten aus dem 2D Modell (zusätzlich zu den Unsicherheiten aus dem 3D Modell) zu beurteilen. Die Schwankungen der Oberflächentemperaturen aus den verschiedenen Modellläufen liegt wie oben beschrieben bei 1–3 °C.

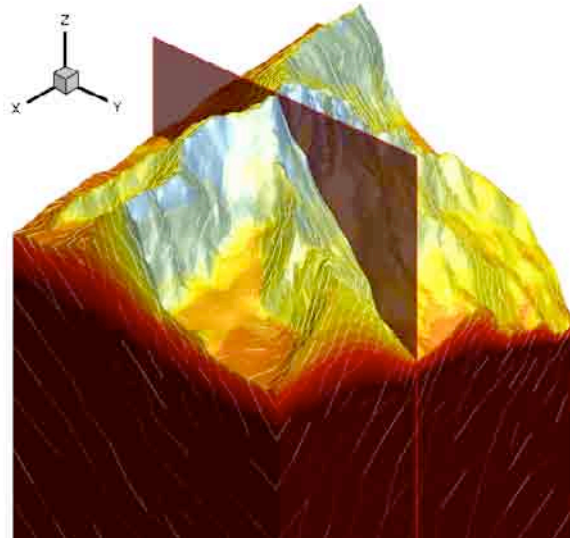


Abbildung 30: Schrägansicht eines 3D Modellresultats der Zugspitze für heutige Temperaturverhältnisse und die Lage des extrahierten Nord-Süd-Querschnitts an der Stelle der Bohrlöcher.

Entsprechend der eingesetzten Oberflächentemperaturen sind die tiefsten Temperaturen zuoberst in den Nordseiten im Bereich von ca. -3.5 °C, was auch den gemessenen Temperaturen im Bohrloch entspricht. Das thermische Feld im Untergrund wird von den Oberflächentemperaturen gesteuert und zeigt die typischen 3D Muster im Gebirge mit steilen Isothermen im Bereich von Graten und Gipfeln und Temperaturen, die sich in den steilen Bereichen in erster Linie mit der Position zwischen den verschiedenen warmen Gebirgsflanken verändern und nicht wie im flachen Gelände mit der Tiefe. Permafrost ist nach den Modellrechnungen und den mittleren Oberflächentemperaturen im Gebiet der Zugspitze hauptsächlich in und unter den nord- und west exponierten Partien zu finden und die östlichen und südlichen Bereiche haben keinen Permafrost direkt unter der Oberfläche (lokale Abweichungen aufgrund von Inhomogenitäten sind natürlich möglich wie oben beschrieben). Die Permafrostgrenze verläuft damit meistens steil im Untergrund in der Mitte der Grates oder Gipfel in Richtung der Spitze, als Resultat der Erwärmung in den letzten gut 150 Jahren gegen die warme Gebirgsseite gebogen (transienter Effekt). In süd- oder ost-exponierten Bereichen kann aufgrund von 3D Effekten in etwas grösserer Tiefe Permafrost vorhanden sein, der von einer nahen Nord- oder Westseite induziert wird (vgl. auch Abbildung 32).

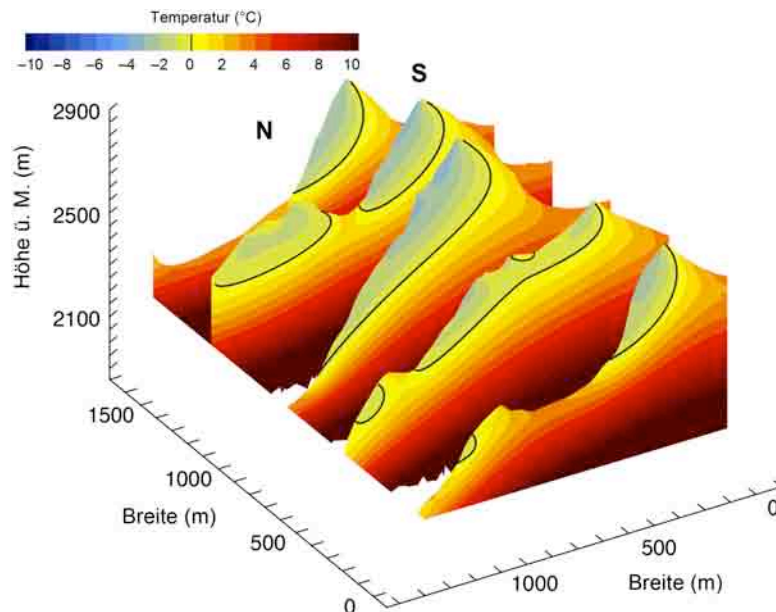


Abbildung 31: Nord-Süd-Querschnitte durch den Zugspitze-Gipfelgrat für die thermischen Bedingungen von heute. Gerechnet mit den mittleren 2D Oberflächentemperaturen, transienter Simulation, homogenem Untergrund und 3% Porosität. Die schwarze Linie zeigt die 0 °C Isotherme, die als schematische Permafrostgrenze interpretiert werden kann.

Das Modell zeigt schematisch das Muster und die Verteilung der Untergrundtemperaturen und des Permafrost und muss mit der nötigen Vorsicht interpretiert werden. Die Unsicherheiten betreffen neben den beschriebenen bezüglich der Oberflächentemperaturen vor allem die gewählten Materialeigenschaften im Untergrund, sowie die Vernachlässigung von anderen Arten des Wärmetransports (z.B. der kühlende Effekt von Luftzirkulation in Klüften oder der Wärmetransport durch Wasser entlang von Klüften (siehe Hasler 2011, Noetzli et al. 2011)). Noetzli und Gruber (2009) haben für die wichtigsten Materialeigenschaften und verschiedene Klimaentwicklungen zur Initialisierung Sensitivitätsstudien durchgeführt. Dabei wurde sichtbar, dass für Simulation von einer Länge von wenigen hundert Jahren zwar die absoluten Temperaturen, nicht aber die generellen Muster tangiert werden.

Ein Vergleich des Gipfelquerschnitts (Abbildung 32) der Modellrechnung mit einer zusätzlichen stationären Simulation zeigt den Einfluss der Erwärmung in den letzten gut 150 Jahren und die vorhandenen transienten Effekte. Es ist heute im Gipfelgrat mehr Permafrost vorhanden, als nur aufgrund der heutigen Oberflächentemperaturen erwartet würde. Dieser Effekt wird grösser mit grösserem Eisgehalt, weil ein Teil der zusätzlichen Energie nicht zur Erwärmung des Bodens zur Verfügung steht, sondern im Gefrierintervall für den Phasenwechsel gebraucht wird.

Weiter zeigt Abbildung 32 das berechnete mittlere Zukunftsszenario von +3 °C in 100 Jahren in zwei Zeitschritten von 50 Jahren. Hier sieht man, wie die Temperaturänderungen von beiden Seiten des Grates in den Untergrund eindringen. Dieser Prozess dauert lange und die Temperaturen reagieren mit zunehmender Tiefe zunehmend verzögert. So ist für das berechnete Modell auch in 100 Jahren noch Permafrost im Innern der Zugspitze vorhanden. Allerdings hat dieser eine kleinere Ausdehnung und höhere Temperaturen nur wenig unter 0 °C. Im dargestellten Zeitraum ist noch nicht die ganze Änderung der Oberflächentemperatur im Innern des Grates angekommen, denn ein Gleichgewicht mit 3 °C höheren Oberflächentemperaturen würde nur noch zu sehr geringmächtigem Permafrost im Norden führen. Der Permafrost in diesem Modell ist fast nur noch aufgrund der zeitlichen Verzögerung (v.a durch latente Wärme) übrig – ist einst alles Eis geschmolzen, nehmen die Temperaturen schnell zu. Gut sichtbar ist auch, dass es in transienten Zuständen Bereiche gibt, wo an der Oberfläche

bereits positive Temperaturen herrschen, der Untergrund wenig tiefer aber noch im Permafrost liegt. Die Permafrostgrenze wandert nicht gleichmässig im Berg nach oben, sondern eher von aussen nach innen.

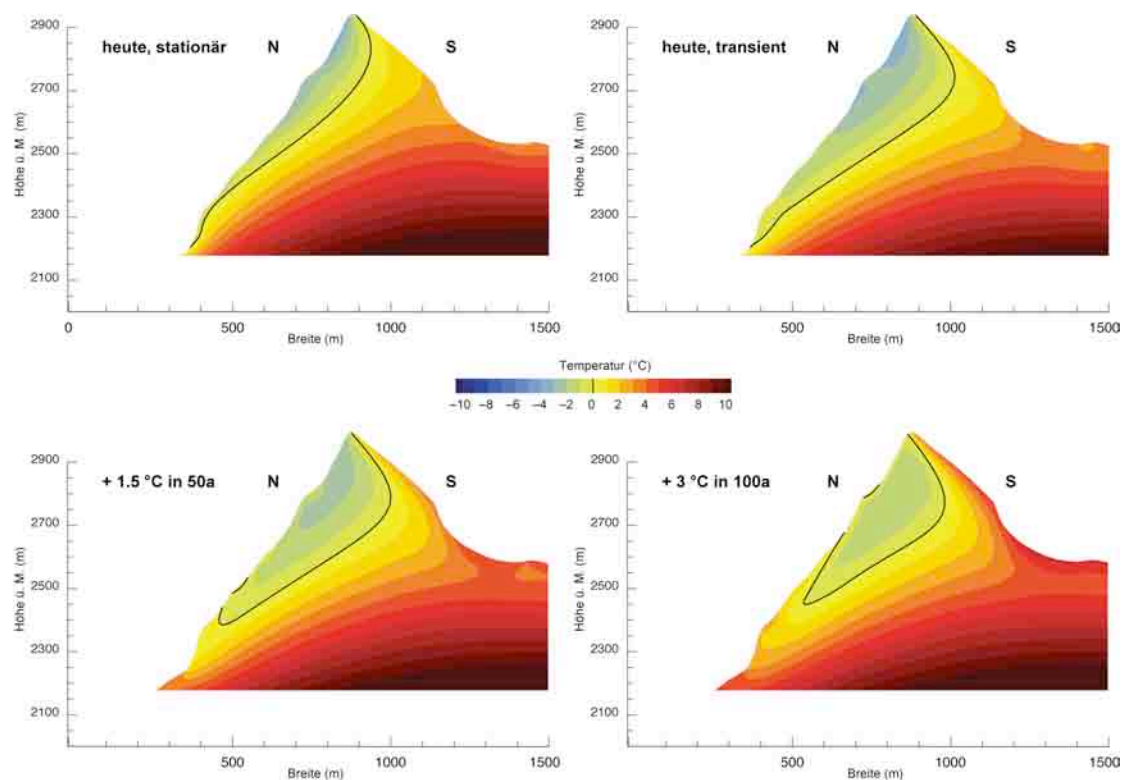


Abbildung 32: Nord-Süd-Querschnitt durch den Gipfelgrat der Zugspitze an der Stelle des Bohrlochs für die Situation heute und stationäre Berechnung (oben links), für die Situation heute und transiente Berechnung (oben rechts), nach einer Zunahme um 1.5 °C in 50 Jahren (unten links) und eine Zunahme von 3 °C in 100 Jahren (unten rechts). Die transienten Berechnungen wurden mit den mittleren 2D Oberflächentemperaturen, einer Porosität von 3% und homogenem Untergrund gemacht. Die schwarze Linie zeigt die 0 °C Isotherme, die als schematische Permafrostgrenze interpretiert werden kann.

Vergleich der simulierten 3D Temperaturfelder mit den Bohrlochdaten

Für eine Abschätzung der Gültigkeit der 3D Modellierungen werden diese mit den Messdaten aus dem Bohrloch verglichen (Abbildung 33). An der Stelle der Bohrung werden synthetische Temperaturprofile aus den Modellläufen extrahiert und gegenüber dem Mittel aus den Bohrlochtemperaturen geplottet. Aufgrund der Datenlücke (siehe Kapitel Bohrlochtemperaturen) konnte nur für das Jahr 2008 ein Jahresmittel berechnet werden. Der Vergleich wird für drei verschiedene Simulationen gemacht: Eine stationäre Berechnung, und eine transiente Berechnung mit 3% und 5% Eis im Untergrund. Zusätzlich ist auch das Szenario für eine Zunahme von 3 °C in 100 Jahren dargestellt (Porosität 3%).

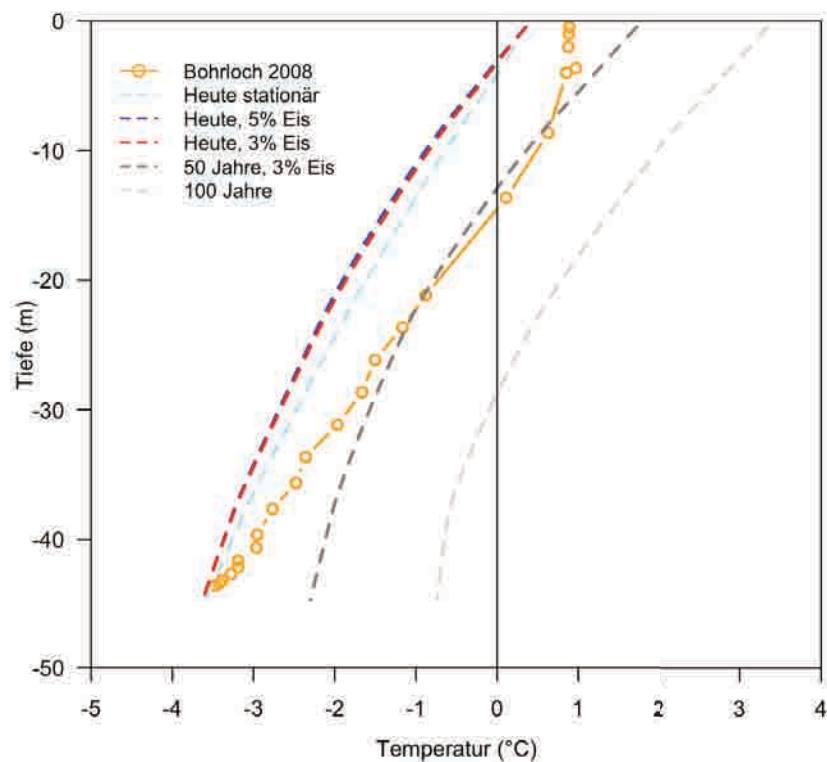


Abbildung 33: Vergleich der Offset-korrigierten Bohrlochtemperaturen (Jahresmittel 2008) mit aus den Modellresultaten extrahierten Profilen an der gleichen Stelle für eine stationäre Berechnung (hellblau) und eine zeit-abhängige Berechnung mit einem Eisgehalt von 3% (rot) bzw. 5% (blau). Zusätzlich ist für das Modell mit 3% Eisgehalt auch das Profil für das Erwärmungsszenario (grau) dargestellt. Bei 0 m ist die Oberfläche auf der Südseite, bei 44 m die Oberfläche auf der Nordseite.

Beim Vergleich der drei synthetischen Profile aus den Modellierungen für heutige Verhältnisse sieht man für den Bereich des Bohrlochs keine fundamentalen Unterschiede. Das Profil ist ungefähr linear und die Abweichungen sind im Bereich von 0.5 °C. Das heisst, dass im Bereich des Bohrlochs, dem obersten Bereich des Gipfelgrates, die transienten Effekte im Gegensatz zu den Bereichen weiter im Inneren (Abbildung 32) sehr klein sind. Aufgrund der steilen Topographie, der kurzen Distanz zur Oberfläche und der Erwärmung von beiden Seiten des Grates können die Signale von der Oberfläche relativ schnell bis in diese Tiefen vordringen.

Beim Vergleich der Profile aus dem Modell mit dem gemessenen Bohrlochprofil fällt auf, dass die Temperaturen jeweils an der Oberfläche relativ gut übereinstimmen. Die Unterschiede liegen im Rahmen der Genauigkeit des Energiebilanzmodells. Das gemessene Temperaturprofil zeigt im mittleren Bereich eine auffällige Krümmung zu höheren Temperaturen, die nicht mit dem konduktiven 3D Modell zusammenpasst. Gründe dafür können lokale Inhomogenitäten (z.B. Klüfte, Eisgehalt, Wasser), der Einfluss des gleich oberhalb der Bohrstelle liegenden geheizten Gebäudes, oder die vorgenommene provisorische Korrektur der Messdaten sein (vgl. auch Abbildung 7 in Noetzli et al., 2010: hier sind die unkorrigierten Werte zu sehen und das Bohrlochprofil ist ungefähr linear). Dies genauer abzuklären erfordert in einem ersten Schritt die Validierung der Bohrlochdaten, denn die Krümmung könnte zum Beispiel durch noch unterschiedlich kalibrierte Thermistorenketten verursacht werden (Knick hin zu kälteren Temperaturen zur Oberfläche im Süden, i.e. der Messungen auf der kurzen Kette). Erst in einem zweiten Schritt können die anderen Möglichkeiten untersucht werden.

4.4.2 Berchtesgaden

Eindimensionale GEOTop Simulationen – Punktvalidation

Die Resultate der 1D Validation sind im Anhang enthalten. Analog zur Abbildung 27 für die Zugspitze sind in Abbildung 34 die Mittelwerte der Abweichungen der neun Simulationen von den Messdaten gezeigt, mit einem ähnlichen Ergebnis.

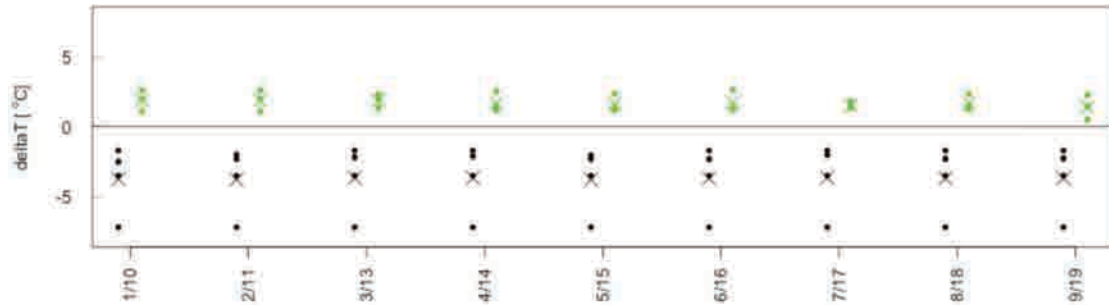


Abbildung 34: Abweichungen (deltaT) der Simulationen gegenüber den gemessenen Temperaturwerten. Schwarze Punkte: Abweichung der Felsloggerstandorte, grüne Punkte: Abweichungen der iButton Standorte. Die jeweiligen Mittelwerte sind mit einem Kreuz gekennzeichnet. Die Streuung der Punkte um ihren jeweiligen Mittelwert und die Unterschiede in den vorabgegangenen Abbildungen zeigen, wie sensitiv simulierte Temperaturmittel auf verschiedene Parameterkombinationen reagieren.

Zweidimensionale GEOTop Simulationen

Die Resultate der 2D Simulation sind für das Gebiet des Hochkalter analog zur Zugspitze in Abbildung 35 dargestellt.

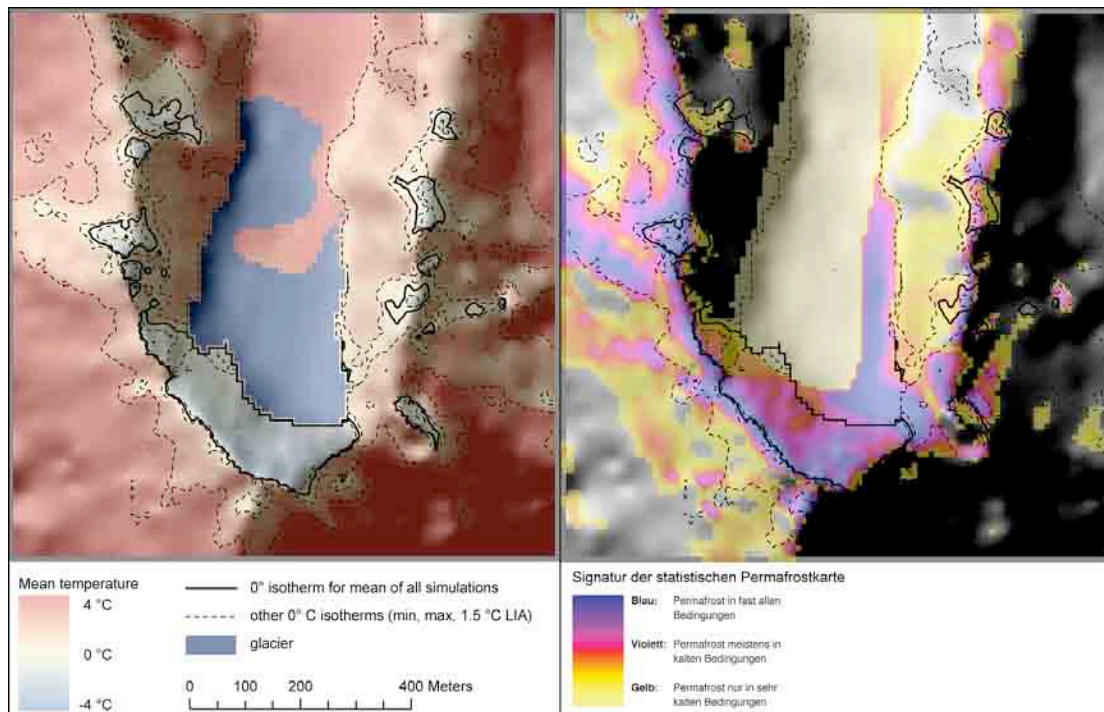


Abbildung 35: Mittelwert der simulierten Bodentemperaturen (10 cm tief) im Hochkaltergebiet (links, Farbsignatur und dicke Linie für 0 °C Isotherme). Zusätzlich sind die 0 °C Isothermen des Minimums und des Maximums der 60 Simulationen durch gestrichelte Linien auf der wärmeren/kälteren Seite der

dicken Linie abgebildet. Eine weitere gestrichelte Linie markiert die 1.5 °C Isotherme des Minimums und zeigt damit eine sehr konservative Annahme für mögliche Permafrostvorkommen unter Bedingungen der Kleinen Eiszeit. Als Vergleich dient das Ergebnis der statistischen, grossräumigen Modellierung (rechts). Trotz kleinräumiger Differenzen zeigen sich qualitativ übereinstimmende Muster der räumlichen Verbreitung von Permafrost.

Dreidimensionale Simulationen der Untergrundtemperaturen

Die Verteilung der Untergrundtemperaturen im Gebiet des Hochkalter im Nationalpark Berchtesgaden (Abbildung 36) zeigt ein sehr ähnliches Muster wie bei der Zugspitze. Durch die tiefere Höhenlage sind die Temperaturen aber generell etwas höher und die Permafrostmächtigkeiten damit geringer. Die tiefsten Permafrosttemperaturen in hohen Nordseiten werden durch die Mittelwerte der Modellrechnungen auf ca. -2 °C geschätzt. Analog dem Beispiel der Zugspitze werden die thermischen Untergrundbedingungen in verschiedenen Querschnitten dargestellt (Abbildungen 34 und 35).

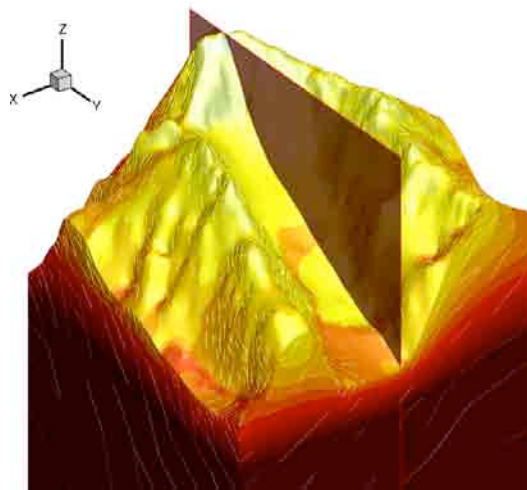


Abbildung 36: Schrägansicht eines 3D Modellresultats der Region Hochkalter im Nationalpark Berchtesgaden für heutige Temperaturverhältnisse und die Lage des extrahierten Nord-Süd-Querschnitts durch den Gipfel.

Transiente Effekte sind auch im Querschnitt durch den Gipfel des Hochkalter sichtbar (Abbildung 38). Für ein Zukunftsszenario von +3 °C in 100 Jahren, die mittleren 2D Oberflächentemperaturen und die im Modell angenommenen Bedingungen gibt es nach 50 Jahren nur noch wenig warmen Permafrost mit Temperaturen wenig unter 0 °C, nach 100 Jahren wäre dieser bereits verschwunden. Die Dauer des Auftauens hängt insbesondere für Temperaturen wenig unter dem Gefrierpunkt von der tatsächlichen Ausgangslage, dem Eisgehalt im Untergrund, sowie den Gefriercharakteristiken ab.

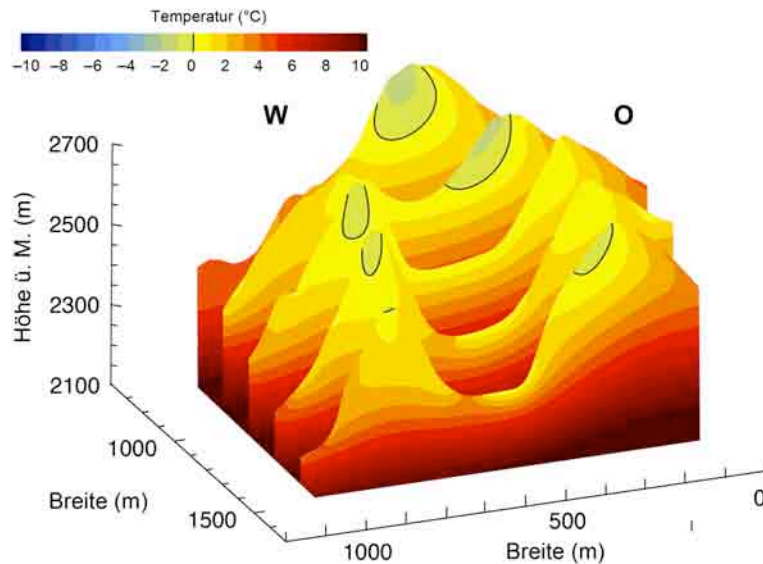


Abbildung 37: Verschiedene Ost-West-Querschnitte durch den Bereich des Hochkalter für die thermischen Bedingungen von heute. Gerechnet mit den mittleren 2D Oberflächentemperaturen, transients Simulation, homogenem Untergrund und 3% Porosität. Die schwarze Linie zeigt die 0 °C Isotherme, die als schematische Permafrostgrenze interpretiert werden kann.

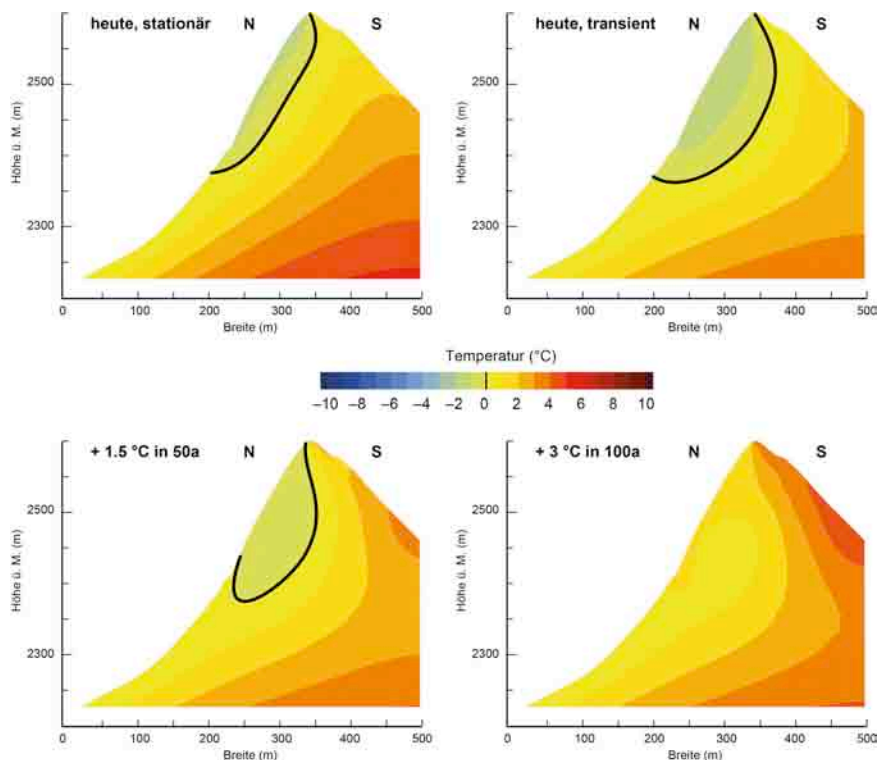


Abbildung 38: Nord-Süd-Querschnitt durch den Gipfel des Hochkalter für die Situation heute und stationäre Berechnung (oben links), für die Situation heute und transiente Berechnung (oben rechts), nach einer Zunahme um 1.5 °C in 50 Jahren (unten links) und eine Zunahme von 3 °C in 100 Jahren (unten rechts). Die transienten Berechnungen wurden mit den mittleren 2D Oberflächentemperaturen, einer Porosität von 3% und homogenem Untergrund gemacht. Die schwarze Linie zeigt die 0 °C Isotherme, die als schematische Permafrostgrenze interpretiert werden kann

Literatur

- Arenson, L.,U., Phillips, M. und Springman, S. 2009: Geotechnical considerations and technical solutions for infrastructure in mountain permafrost. In: M.I. Krugger und H.P. Stern (Eds.), *New Permafrost and Glacier Research*, Nova Publishers.
- Bertoldi G., Rigon R. and Over TM. 2006: Impact of watershed geomorphic characteristics on the energy and water budgets. *Journal of Hydrometeorology* 7(3), 389–403.
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., and Noetzli, J. 2011: A statistical permafrost distribution model for the European Alps. *The Cryosphere Discussion*, 5, 1419–1459.
- Carslaw, H.S. und Jaeger, J.C. 1959: *Conduction of heat in solids*, Clarendon Press, Oxford, 510 s.
- Cermák, V., und Rybach, L. 1982: Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks. In: *Landolt-börnstein Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik, neue Serie, physikalische Eigenschaften der Gesteine (v/1a)*, edited by Angeneister, G., Springer, Berlin, 305–343
- Cremonese, E., Gruber, S., Phillips, M., Pogliotti, P., Boeckli, L., Noetzli, J., Suter, C., Bodin, X., Crepaz, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Lang, K., Letey, S., Mair, V., Morra di Cella, U., Ravel, L., Scapozza, C., Seppi, R., and Zischg, A. 2011: Brief Communication: «An inventory of permafrost evidence for the European Alps», *The Cryosphere Discussion*, 5, 1201–1218.
- Dall'Amico, M., Endrizzi, S., Gruber, S. and Rigon, R. 2010: An energy-conserving model of freezing variably-saturated soil. *The Cryosphere Discussion.*, 4, 1243–1276
- Efthymiadis, D., Jones, P., Briffa, K., Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., Frei, C., and Schmidli, J. 2006: Construction of a 10-min-gridded precipitation data set for the Greater Alpine Region for 1800–2003, *Journal of Geophysical Research*, 110.
- Endrizzi S. 2007: *Snow cover modelling at a local and distributed scale over complex terrain* PhD Thesis, Department of Environmental Engineering, University of Trento, Italy, 189pp.
- Gorbunov, A. P., Marchenko, S. S., and Seversky, E. V. 2004: The thermal environment of blocky materials in the mountains of Central Asia, *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 95–98.
- Gruber, S. 2011: Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation, *The Cryosphere Discussion*, 5, 1547–1582.
- Gruber, S., Peter, M., Hoelzle, M., Woodhatch, I. und Haerberli, W. 2003: Surface temperatures in steep Alpine rock faces - a strategy for regional-scale measurement and modelling, *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost 2003, Zurich, Switzerland*, 325–330.
- Gruber, S., Hoelzle, M. und Haerberli, W., 2004: Rock wall temperatures in the Alps – modelling their topographic distribution and regional differences, *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), 299–307.
- Gruber, S. and Hoelzle, M. 2008: The cooling effect of coarse blocks revisited: a modeling study of a purely conductive mechanism, in: *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost. Fairbanks, Alaska, 30 June – 3 July*, vol. 1, pp. 557–561.
- Gubler, S., Fiddes, J., Keller, M., and Gruber, S. 2011: Scale dependent measurement and analysis of ground surface temperature variability in alpine terrain, *The Cryosphere*, 5, 431–443.
- Harris, S. and Pedersen, D. 1998: Thermal regimes beneath coarse blocky materials, *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 107–120.
- Hasler, A. 2011: *Thermal conditions and kinematics of steep bedrock permafrost*. PhD thesis. Zurich, Switzerland: University of Zürich.

- Hasler, A., Gruber, S., and Haeberli, W. 2011: Temperature variability and thermal offset in steep alpine rock and ice faces, *The Cryosphere Discussion*, 5, 721–753.
- Hayakawa, Y., Oguchi, T., and Lin, Z. 2008: Comparison of new and existing global digital elevation models: ASTER G-DEM and SRTM-3, *Geophysical Research Letter*, 35.
- Hiebl, J., Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., Maugeri, M., Lentini, G., Spinoni, J., Brunetti, M., Nanni, T., Percec Tadic, M., Bihari, Z., Dolinar, M., and Müller-Westermeier, G. 2009: A high resolution 1961–1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region, *Meteorologische Zeitschrift*, 18, 507–530.
- Huete, A. R. 1988: A soil-adjusted vegetation index (SAVI), *Remote Sensing of Environment*, 25, 195–309.
- Humlum, O. 1997: Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland, *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 383–408.
- Imhof, M. 2000: Permafrost investigation in the Schilthorn massif, Bernese Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 189–206.
- IPCC 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, 996 s.
- Medici, F., und Rybach, L., 1995: *Geothermal Map of Switzerland 1995 (Heat Flow Density). Matériaux pour la Géologie de la Suisse, Géophysique 30*. Schweizerische Geophysikalische Kommission.
- Mottaghy, D. und Rath, V. 2006: Latent heat effects in subsurface heat transport modeling and their impact on paleotemperature reconstructions. *Geophysical Journal International*, 164, 236–245.
- Noetzli, J., 2008: *Modeling transient three-dimensional temperature fields in mountain permafrost*. Doktorarbeit, Geographisches Institut, Universität Zürich, Zürich, 142 pp.
- Noetzli, J., Hilbich, C., Hauck, C., Hoelzle, M., und Gruber, S., 2008: Comparison of simulated 2D temperature profiles with time-lapse electrical resistivity data at the Schilthorn crest, Switzerland. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, US, 1293–1298.
- Noetzli, J. und Gruber, S. 2009: Transient thermal effects in Alpine permafrost. *The Cryosphere*, 3, 85–99.
- Noetzli, J., Gruber, S., und von Poschinger, A. 2010. *Modellierung und Messung von Permafrosttemperaturen im Gipfelgrat der Zugspitze, Deutschland*. *Geographica Helvetica*, 2, 113–123.
- Noetzli, J., Deline, P., und Ravelin, L. 2011: Temperature field of the Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif) described by rock temperature measurements and modeling. *Mattertal – Ein Tal in Bewegung*, Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft, 29.06–01.07.2011, St. Niklaus.
- Paul, F., Frey, H. and Le Bris, R. (in Begutachtung): A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: Challenges and results. *Annals of Glaciology*, 52 (59).
- PERMOS, 2010: *Permafrost in Switzerland 2006/2007 and 2007/2008*. Noetzli, J. and Vonder Muehll, D. (eds.), *Glaciological Report (Permafrost) No. 8/9 of the Cryospheric Commission (CC) of the Swiss Academy of Sciences (SCNAT)*, 68 pp.
- Rigon, R., Bertoldi, G. and Over, T.M. 2006: GEOTop: A distributed hydrological model with coupled water and energy budgets. *Journal of Hydrometeorology*, 7, 371–388.
- Salzmann, N., Noetzli, J., Hauck, C., Gruber, S., und Haeberli, W., 2007: RCM-based ground temperature scenarios in high-mountain topography and their uncertainty ranges. *Journal of Geophysical*

Research, 112, F02S12, doi:10.1029/2006JF000527.

Shaap M.G. and Leij F.J. 2000: Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model, *Soil Science Society of America Journal*, 64, 843–851.

Van Genuchten, M. T. 1980: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892–898, 1980.

ANHANG

Temperatursensoren Bayern, Stand 22.07.2011

Tabelle A 1: Überblick über die Felstemperatursensoren an der Zugspitze (HN: Hangneigung, Skyv: Skyview Faktor). Koordinaten in WGS84. a) Defekt infolge Pistenfahrzeug, b) Daten konnten nicht ausgelesen werden wegen zuviel Schnee im Oktober 2010.

Code	Name	Latitude	Longitude	m ü.	HN (°)	Exp.	Skyv.	Status
DE_0001	Zugspitze_south	47.42107	10.98620	2950	111	S	0.30	9.08–10.10
DE_0002	Zugspitze_west	47.42120	10.98635	2955	82	W	0.55	9.08–10.10
DE_0003	Zugspitze_north	47.42136	10.98580	2945	76	N	0.48	9.08–10.10
DE_0004	Zugspitze_east	47.42118	10.98680	2946	29	O	0.93	9.08–10.10
DE_0005	Zugspitze_sonnalpin	47.41268	10.97738	2605	6	S	0.98	9.08–12.09 a)
DE_0006	Zugspitze_north_jubilaeum	47.42057	10.98868	2940	50	N	0.8	9.09– b)
DE_0007	Zugspitze_schneefernerhaus	47.41609	10.97655	2680	83	S	0.5	9.09–10.10
DE_0008	Zugspitze_schneefernereck	47.41597	10.98602	2612	0	-	0.94	9.09–10.10

Tabelle A 2: Überblick über die installierten iButtons an der Zugspitze. a) Deinstallation aufgrund Steinschlaggefahr, b) Daten konnten nicht ausgelesen werden wegen zuviel Schnee im Oktober 2010.

Code	Name	Latitude	Longitude	m ü. M.	HN (°)	Exp.	Skyv.	Status
iBDE_01	Zugspitze_borhole_verti	47.42100	10.98711	2935	40	S	0.76	9.08–10.10
iBDE_02	Zugspitze_borhole_hor	47.4210	10.98711	2936	40	W	0.76	9.08–10.10
iBDE_03	Zugspitze_north_hoellental	47.42110	10.98861	2930	50	N	0.84	9.08–9.09 a)
iBDE_04	Zugspitze_north_jubilaeum	47.42078	10.98799	2940	45	N	0.84	9.09– b)
iBDE_05	Zugspitze_south_jubilaeum	47.42078	10.98799	2940	43	S	0.79	9.09–10.10
iBDE_06	Zugspitze_sonnalpin	47.41118	10.97539	2615	10	SO	0.97	9.09–10.10
iBDE_07	Zugspitze_schneefernerhaus	47.41612	10.97649	2680	40	SW	0.73	9.09–10.10
iBDE_08	Zugspitze_schneefernereck	47.41597	10.98602	2612	5	SO	0.94	9.09–10.10

Tabelle A 3: Überblick über die Felstemperatursensoren am Hochkalter, Nationalpark Berchtesgaden. a) Logger defekt, ersetzt im Oktober 2010.

Code	Name	Latitude	Longitude	m ü. M.	HN (°)	Exp.	Skyv.	Status
DE_0009	Berchtesg_south	47.56923	12.86597	2606	53	S	0.78	9.09–10.10
DE_0010	Berchtesg_north	47.56939	12.86596	2606	78	N	0.6	9.09–10.10
DE_0011	Berchtesg_east	47.56936	12.86591	2606	86	O	0.44	9.09–10.10
DE_0012	Berchtesg_cave	47.56938	12.86584	2606	100	S	0.04	9.09–10.10
DE_0013	Berchtesg_south_couloir	47.56914	12.86586	2606	86	SW	0.32	a)
DE_0014	Berchtesg_north_couloir_le	47.56952	12.86564	2606	95	NO	-	a)
DE_0015	Berchtesg_north_couloir_re	47.56953	12.86570	2606	106	NO	-	a)

Tabelle A 4: Überblick über die installierten iButtons am Hochkalter, Nationalpark Berchtesgaden.

Code	Name	Latitude	Longitude	m ü. M.	HN (°)	Exp.	Skyv.	Status
iBDE_09	Berchtesgaden_kleinkalter	47.57172	12.86271	2498	28	NW	0.93	9.09–10.10
iBDE_10	Berchtesgaden_rotpalfen	47.58054	12.86084	2236	29	NW	0.83	9.09–10.10
iBDE_11	Berchtesgaden_meteo	47.58669	12.87019	1660	0	-	0.82	9.09–10.10

Statistische Permafrostmodellierungen

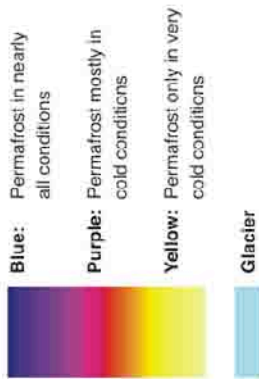
Ausdruck der Karte wird mit dem finalen Bericht geliefert.

Legende und Interpretationshilfe

Alpine Permafrost Map: Legend and Interpretation Key

Map Legend

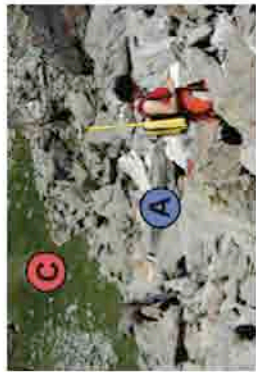
This map shows a qualitative index describing how likely permafrost exists. It is consistent for the entire Alps and intended for practical use by e.g., public authorities or during infrastructure planning and maintenance.



Some important local factors such as sub-surface material or snow conditions are not or only approximatively accounted for in the map. However, they can cause strong differences in ground temperature in otherwise equal topographic situations. For this reason, the map legend is accompanied by the interpretation key, shown on the right, that can be used to locally further refine the estimate shown on the map. As an example, one would not expect permafrost in fine material (B) or in homogeneous rock (H) where a yellow signature is shown on the map. In special circumstances, permafrost can exist outside the area of the color signature shown. The map shows estimated conditions; more certainty can locally be achieved by e.g., geophysics or boreholes.

This map has been compiled at the University of Zurich, Switzerland within the framework of the Project PermaNET. Eoekli, L., Biemling, A., Gruber, S. & Noetzi, J. 2011: A statistical permafrost distribution model for the European Alps. *The Cryosphere Discussions*, 5, 1419-1459. www.the-cryosphere-discuss.net/5/1419/
 Paul, F., Frey, H. and Le Bris, R. (subm.): A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: Challenges and results. *Annals of Glaciology*, 52(59).

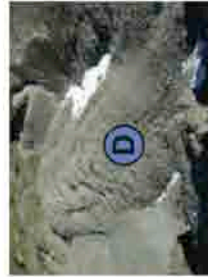
Interpretation Key



Clast size, soil properties and vegetation
 A cover of coarse blocks with open voids and no infill of fine material (A) indicates cold conditions. Bedrock, fine-grained soil or soil with coarse blocks but an infill of lines (B) indicate warm conditions. A dense vegetation cover (C) usually indicates the absence of permafrost.



Rock glaciers
 Active (intact) rock glaciers (D) are identified by signs of movement such as steep fronts. They are reliable visual indicators of permafrost within their creeping mass of debris but do not allow easy conclusions on adjacent areas.



Slope position and long-lasting snow-patches
 The position along a slope can affect ground temperatures through the sorting of clasts, air circulation within the slope, and snow re-distribution. Often, the foot of slope (E) has colder ground temperatures. It contains more coarse material and is affected by long-lasting avalanche snow. Similarly, other late-lying snow patches indicate locally cold conditions. The top of slope (F) often has locally rather warm conditions. Frequently, it contains smaller clasts as well as an infill of fine material.



Sleep rock slopes
 Sleep rock slopes have differing degrees of heterogeneity caused by micro-topography and fracturing. Higher heterogeneity (G) often enables a thin snow cover as well as ventilation and deposition of snow in large fractures, indicating locally cold conditions. Sleep, smooth and largely unfractured rock (H) is indicative of warmer conditions. This effect is more pronounced in sun-exposed than in shaded locations.

Gruber, S., Eoekli, L., Noetzi, J. (2011)

Beschreibung der gelieferten Daten auf DVD

Die GIS-Layer sind im PNG Format geliefert, um RGB Farbe und Transparenz zu ermöglichen und auf verschiedenen GIS konsistent darzustellen. Für jede PNG Datei gibt es zusätzlich eine .pgw Datei (sogenanntes «world file») in der die Information zur Georeferenzierung enthalten ist. Diese Datei spezifiziert aber nur die räumliche Auflösung, Rotation und die Koordinaten der linken oberen Zelle, nicht jedoch die Projektion. Die Projektion muss (bei Bedarf) manuell vom Benutzer im GIS definiert werden.

Index_bavaria_10.png

Koordinatensystem: Germany Zone 4 (see below)

Auflösung: 10 Meter

Beschreibung: Permafrost-Index

Index_bavaria_20.png

Koordinatensystem: Germany Zone 4 (siehe unten)

Auflösung: 20 Meter

Beschreibung: Permafrost-Index

Germany Zone 4.prj

Datei, die für die Verwendung in ArcGIS das benötigte Koordinatensystem und die dazugehörige Projektion definiert.

Die Temperaturmessungen der Datenlogger werden für jeden einzelnen Standort als Kommagetrennte ASCII Tabelle geliefert («csv-file»). Der Dateiname gibt dabei gemäss Tabelle A 1 bis Tabelle A 4 den Standort an. Die Dateien enthalten eine Zeile mit Spaltennamen. Zusätzlich zur Spalte *Zeit* gibt es für Felslogger eine Spalte mit Temperaturwerten in Grad Celsius und für iButton Standorte entsprechend fünf Spalten. Fehlende Messwerte sind durch *NA* gekennzeichnet.

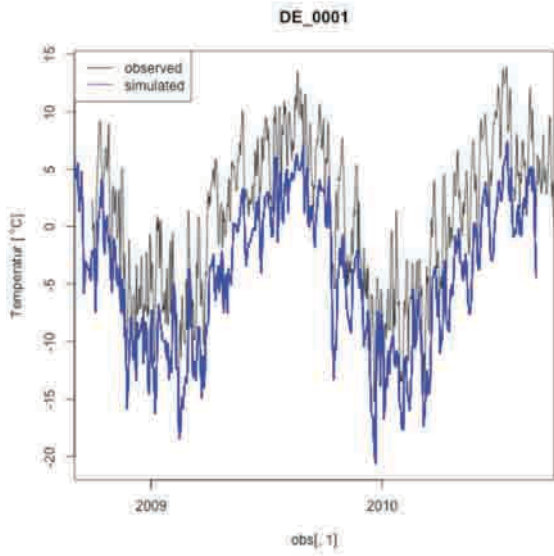
DE_0001.csv

Beschreibung: ASCII-Tabellen mit Temperatur-Zeitreihen. Der hier gezeigte Dateiname ist ein Beispiel, es existiert eine Datei pro Standort.

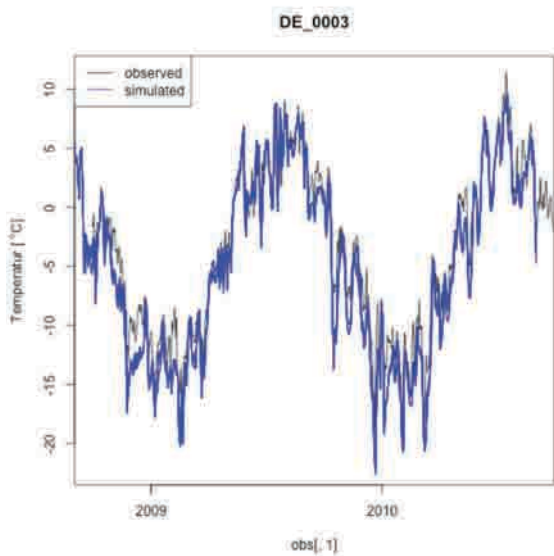
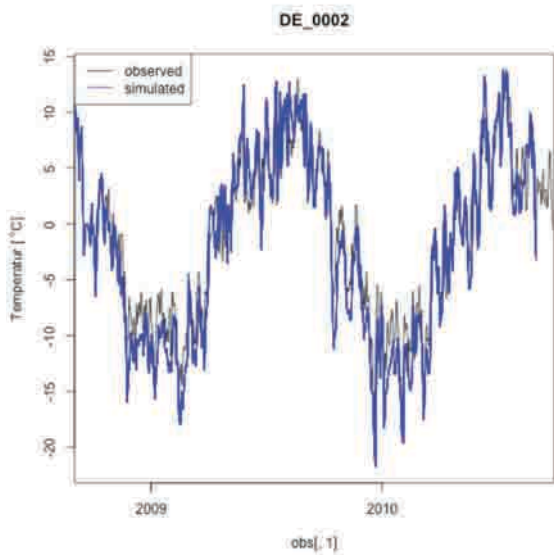
Zugspitze: 1D Punktvalidation

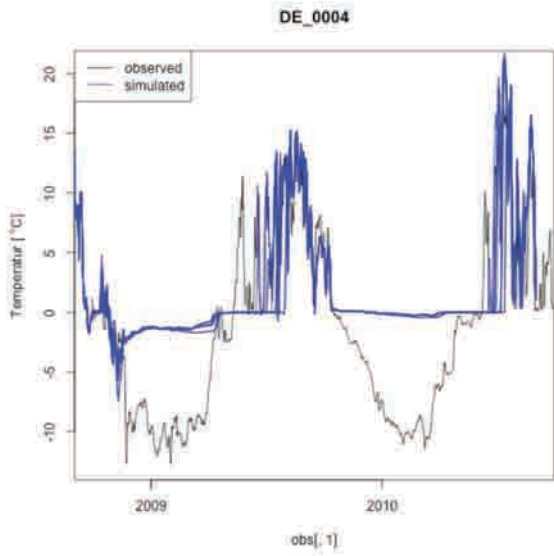
Tabelle A 5: Parameterkombinationen der verschiedenen Simulationen.

<i>Simulation</i>	<i>Typ</i>	<i>Korrekturfaktor Schnee</i>	<i>Korrekturfaktor Niederschlag</i>
1	<i>Felslogger</i>	27, 75, 225 (<i>Variante 1</i>)	1
2	<i>Felslogger</i>	20, 80, 500 (<i>Variante 2</i>)	1
3	<i>Felslogger</i>	30, 60, 125 (<i>Variante 3</i>)	1
4	<i>Felslogger</i>	27, 75, 225 (<i>Variante 1</i>)	0.8
5	<i>Felslogger</i>	20, 80, 500 (<i>Variante 2</i>)	0.8
6	<i>Felslogger</i>	30, 60, 125 (<i>Variante 3</i>)	0.8
7	<i>Felslogger</i>	27, 75, 225 (<i>Variante 1</i>)	1.2
8	<i>Felslogger</i>	20, 80, 500 (<i>Variante 2</i>)	1.2
9	<i>Felslogger</i>	30, 60, 125 (<i>Variante 3</i>)	1.2
10	<i>iButton</i>	27, 75, 225 (<i>Variante 1</i>)	1
11	<i>iButton</i>	20, 80, 500 (<i>Variante 2</i>)	1
12	<i>iButton</i>	30, 60, 125 (<i>Variante 3</i>)	1
13	<i>iButton</i>	27, 75, 225 (<i>Variante 1</i>)	0.8
14	<i>iButton</i>	20, 80, 500 (<i>Variante 2</i>)	0.8
15	<i>iButton</i>	30, 60, 125 (<i>Variante 3</i>)	0.8
16	<i>iButton</i>	27, 75, 225 (<i>Variante 1</i>)	1.2
17	<i>iButton</i>	20, 80, 500 (<i>Variante 2</i>)	1.2
18	<i>iButton</i>	30, 60, 125 (<i>Variante 3</i>)	1.2

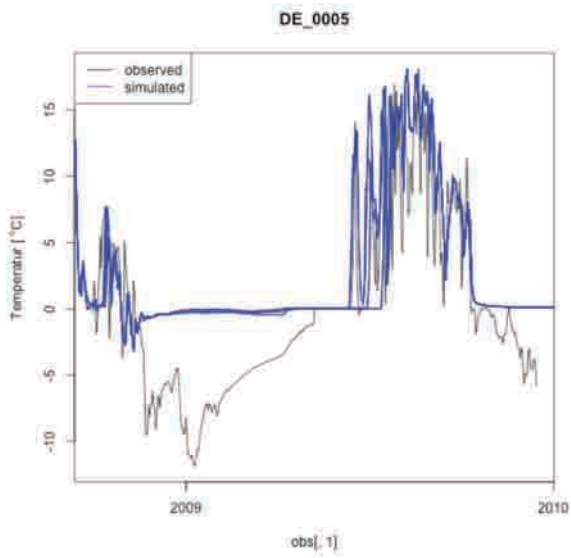


Überhängend, in der Simulation zu wenig Strahlung, da die Reflexion der Sonnenstrahlung vom Schnee darunter nicht abgebildet wird.





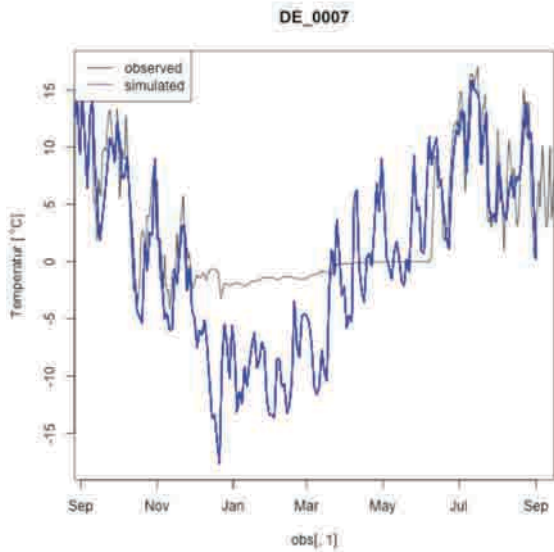
Starker Windeinfluss



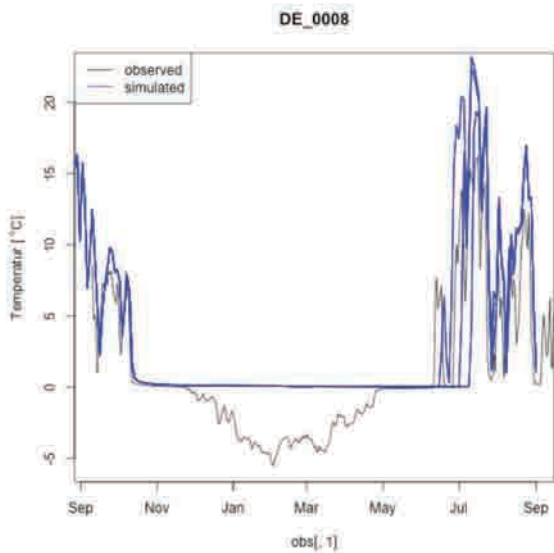
Einfluss von Pistenfahrzeug, Winter 2009/2010 durch Pistenfahrzeug zerstört



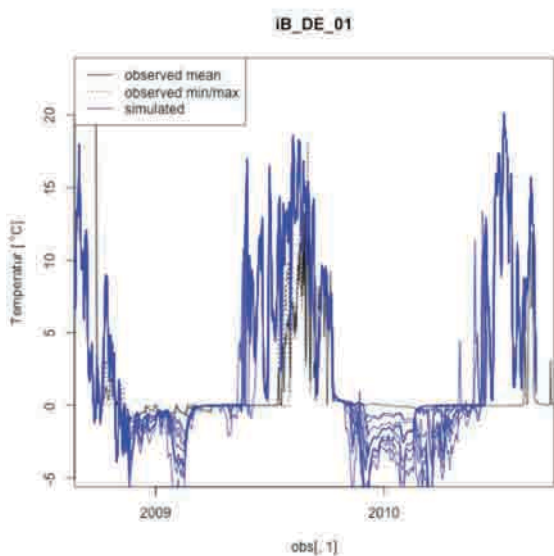
Infolge Schneelage im Herbst 2010 kein Zugang möglich



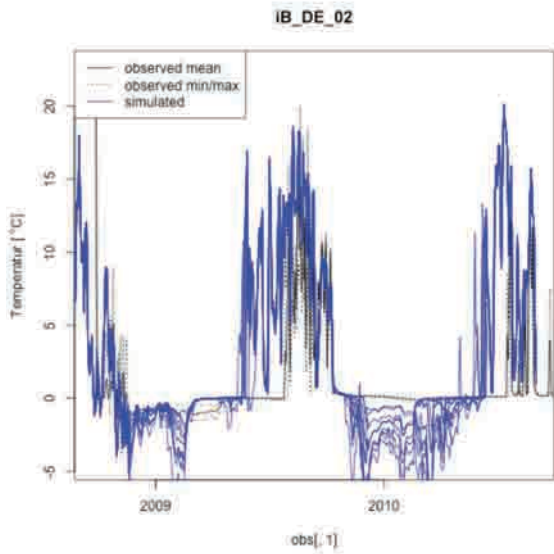
Wenige Meter oberhalb der Schutthalde im steilen Fels, Einfluss von mächtiger (Lawinen-) Schneedecke in der Realität.



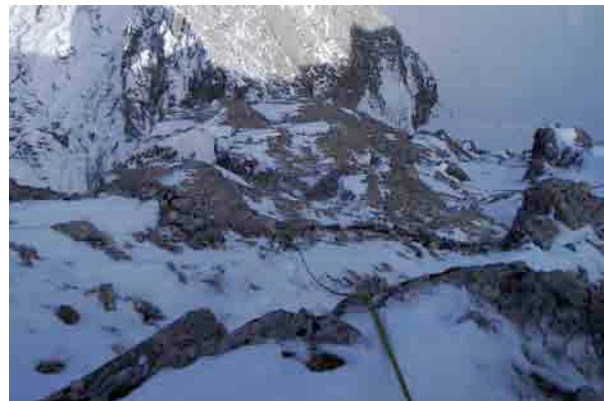
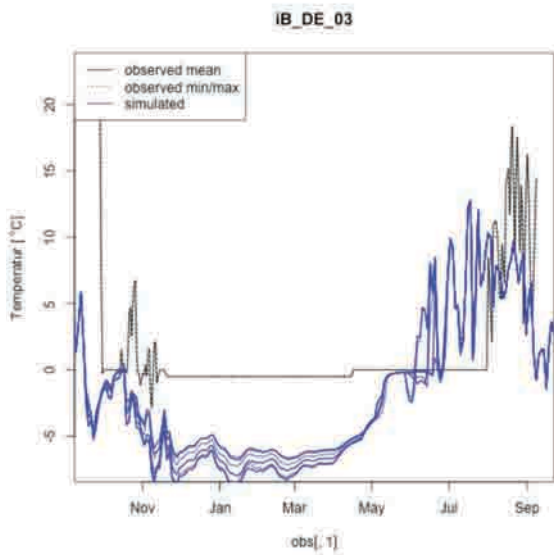
Windexponiert, darum eine reduzierte Schneedecke in Realität, die 1D nicht abgebildet ist.



Gleicher Standort wie *iB_DE_02*, Ablagerungen von Schneerutschen und Winddrift machen in der Realität eine mächtigere und länger anhaltende Schneedecke.



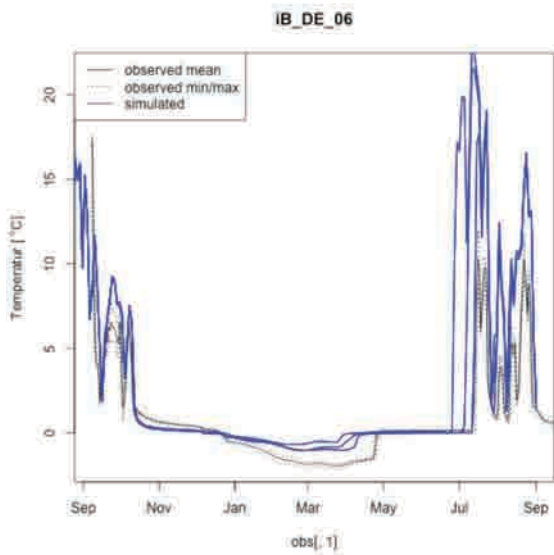
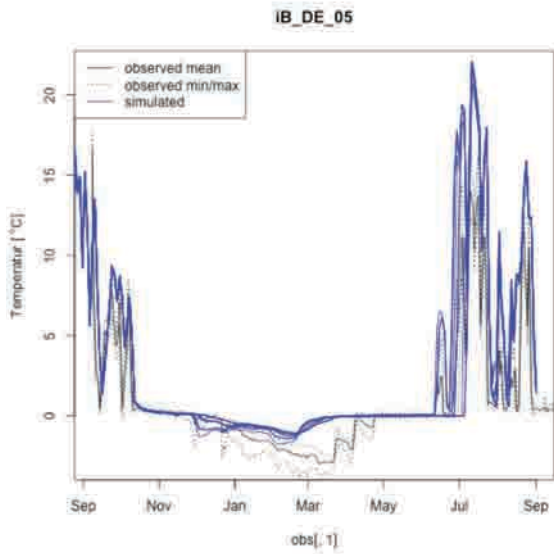
Gleicher Standort wie iB_DE_02, Ablagerungen von Schneerutschen und Winddrift machen in der Realität eine mächtigere und länger anhaltende Schneedecke.



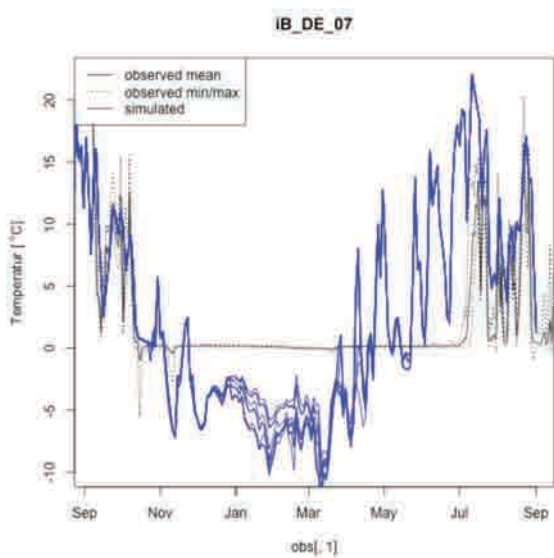
Steil, infolge Steinschlaggefahr nur ein Jahr in Betrieb. In der Realität lokal flacheres Gelände und mehr Schnee als im zellbasierten Modell.



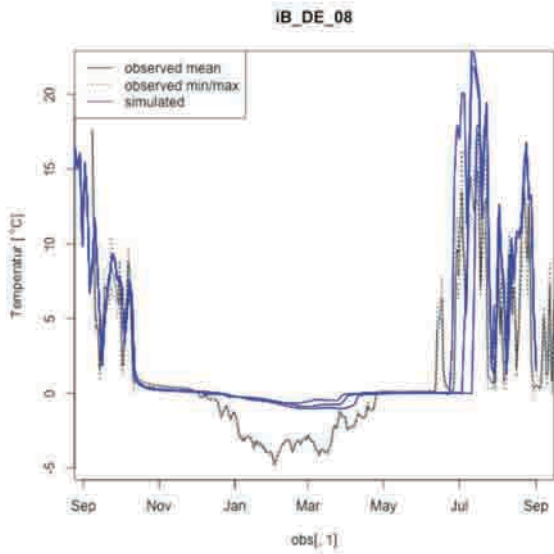
Daten konnten aufgrund von vielen Schnee im Herbst 2010 nicht ausgelesen werden



In der Nähe von *DE_0005* platziert



Im Schuttbereich unterhalb von *DE_0007*. In der Realität führt die Schneeanneansammlung am Fuss der Felswand zu einer mächtigeren Schneedecke als modelliert.

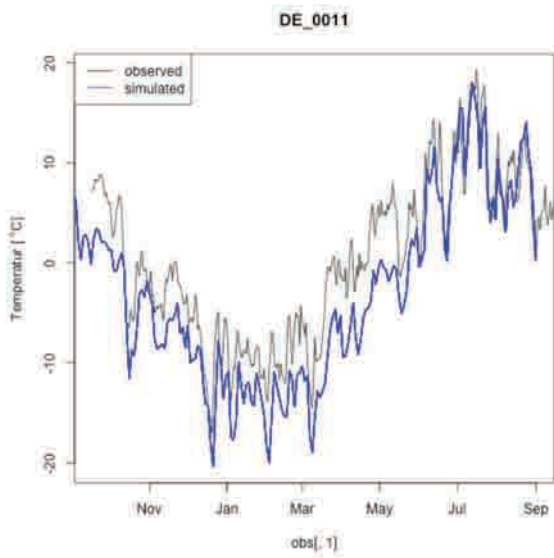
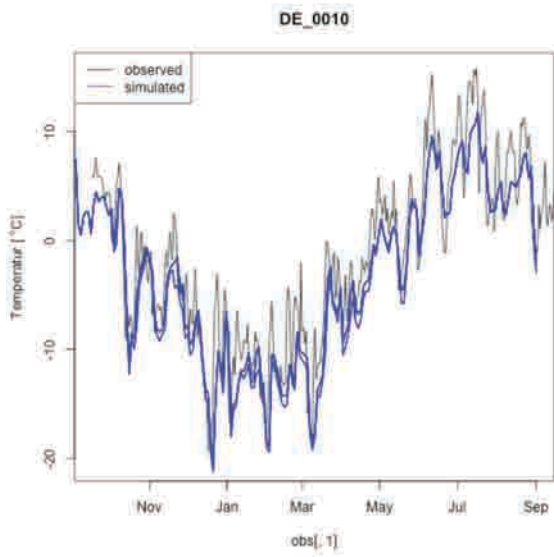
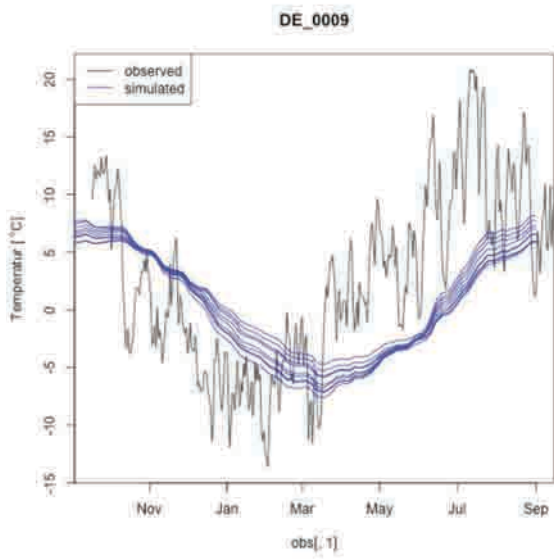


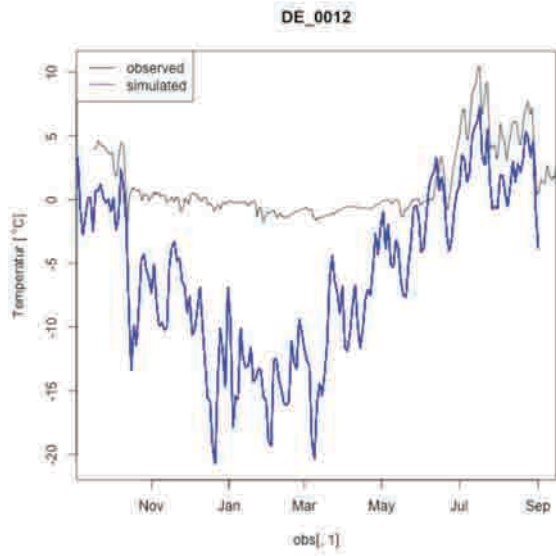
Im Schuttbereich von *DE_0008*, konvexes Geländeform führt in der Realität zu einer durch Winddrift verminderten Schneedecke.

Tabelle A 6: Übersicht der einzelnen Standorte an der Zugspitze.

	Temperatur [°C]
DE_0001	0.52
DE_0002	-1.48
DE_0003	-3.85
DE_0004	-1.56
DE_0005	0.05
DE_0007	2.44
DE_0008	0.93
ib_DE_1	1.12
ib_DE_2	1.13
ib_DE_3	1.45
ib_DE_5	0.91
ib_DE_6	0.78
ib_DE_7	1.75
ib_DE_8	1.16

Hochkalter





Logger ist in einer Felsspalte installiert, die sich im Winter wahrscheinlich mit Schnee füllt und damit deutlich wärmer ist als simuliert.

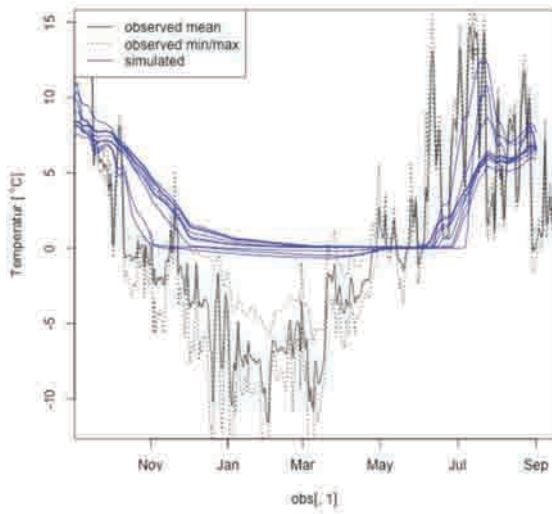




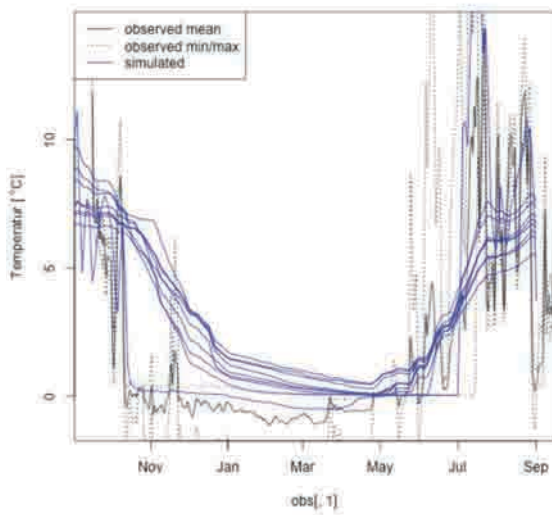
Logger im Schutt in Gratnähe. Schneedecke ist eventuell durch Wind reduziert.



IB_DE_09



IB_DE_10



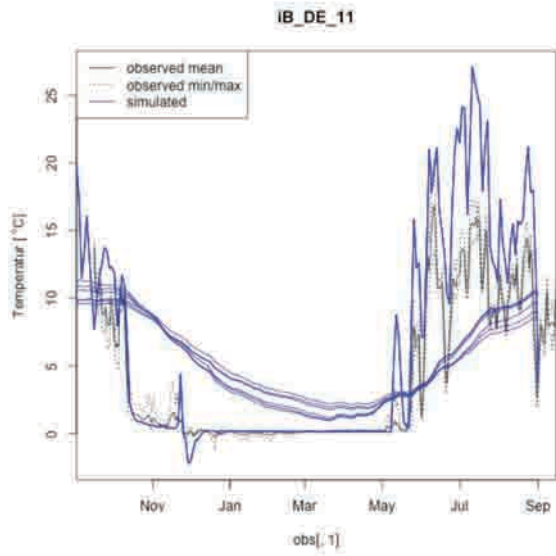


Tabelle A 7: Übersicht der verschiedenen Standorte am Hochkalter.

Standort	Temperatur [°C]
DE_0009	2.28
DE_00010	-1.67
DE_00011	0.14
DE_00012	1.12
ib_DE_9	-0.19
ib_DE_10	1.63
ib_DE_11	3.92