



Permafrost-Messstation am Zugspitzgipfel: Ergebnisse und Modellberechnungen



geologie



Permafrost-Messstation am Zugspitzgipfel: Ergebnisse und Modellberechnungen

Bearbeiter:

Thomas Galleman, Ulrich Haas,
Ulrich Teipel, Andreas von Poschinger,
Bernhard Wagner, Michael Mahr, Frank Bäse

77 Seiten, 51 Abbildungen, 2 Tabellen, Augsburg 2017

UmweltSpezial
Geologica Bavarica 115

Impressum

Permafrost-Messstation am Zugspitzgipfel:
Ergebnisse und Modellberechnungen

Herausgeber:

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU)
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160
86179 Augsburg
Tel.: 0821 9071-0
E-Mail: poststelle@lfu.bayern.de
Internet: www.lfu.bayern.de

Konzept/Text:

LfU, Referat 102: Thomas Galleman, Dr. Ulrich Haas, Dr. Ulrich Teipel, Dr. Andreas von Poschinger, Dr. Bernhard Wagner
Referat 81: Dr. Frank Bäse
Dr. Mahr Ingenieurbüro, 82499 Wallgau

Redaktion:

LfU, Referat: 102, Dr. Bernhard Wagner

Bildnachweis:

LfU

Titelbild: Blick vom Schneefernerkopf über das Zugspitzplatt zur Zugspitze. Das Zugspitzmassiv ist aus teils gebanktem, teils massigem Wettersteinkalk aufgebaut.

April 2017

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt. Alle Rechte sind vorbehalten. Die Publikation wird kostenlos abgegeben, jede entgeltliche Weitergabe ist untersagt. Der Inhalt wurde mit großer Sorgfalt zusammengestellt. Eine Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit kann dennoch nicht übernommen werden. Für die Inhalte fremder Internetangebote sind wir nicht verantwortlich.



BAYERN | DIREKT ist Ihr direkter Draht zur Bayerischen Staatsregierung. Unter Tel. 089 122220 oder per E-Mail unter direkt@bayern.de erhalten Sie Informationsmaterial und Broschüren, Auskunft zu aktuellen Themen und Internetquellen sowie Hinweise zu Behörden, zuständigen Stellen und Ansprechpartnern bei der Bayerischen Staatsregierung.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	5
Abstract	6
1 Einleitung	7
2 Überblick zum Permafrost in Bayern	8
3 Permafrost-Messstation an der Zugspitze	12
3.1 Geologischer Überblick	12
3.2 Errichtung der Permafrost-Messstation	20
3.3 Ergebnisse der Messungen von 2010 bis 2015	25
4 Numerische Simulation und Modellkalibrierung	29
4.1 Methodik	29
4.1.1 Physikalisches Modell	29
4.1.2 Rechenmodell	37
4.2 Modellkalibrierung	38
5 Modellberechnungen	47
5.1 Berechnung ab 1901 bis 2015	47
5.2 Berechnung bis 2100	58
6 Diskussion	69
7 Schlussfolgerungen und Ausblick	71
8 Literatur	73
Danksagung	77

Kurzfassung

Schlüsselwörter: Permafrost, Zugspitze, Nördliche Kalkalpen, Wettersteinkalk, Klimaentwicklung, Gebirgstemperatur, Modellierung

An der Zugspitze wurde im Jahr 2007 durch das Bayerische Landesamt für Umwelt (LfU) eine Dauermessstation für die Beobachtung der Temperaturentwicklung im Permafrost des Zugspitzgipfels errichtet. Zu diesem Zweck wurde der Gipfelbereich der Zugspitze in N–S–Richtung auf einer Länge von etwa 44,5 m flach geneigt vollständig durchbohrt und das Bohrloch mit Temperaturfühlern bestückt.

Anhand der vorliegenden Messdaten wurde ein numerisches Rechenmodell kalibriert, das die klimatischen Atmosphäre-Gesteins-Wechselwirkungen und die Temperaturen im Gebirge mit latenten Eis-Wasser-Phasenwechseln erfasst.

In dem vorliegenden Geologica Bavarica-Band werden die bisherigen Ergebnisse der Messungen des Permafrosts in der Zugspitzbohrung vorgestellt, das kalibrierte Rechenmodell wird erläutert und die Veränderung des Permafrosts in der Zugspitzbohrung mit einer Berechnung auf Grundlage der vorliegenden Klimadaten für die letzten hundert Jahre gezeigt. Anhand eines mittleren Modelllaufs der WETTREG2010-Projektion der Umgebungstemperaturen an der Zugspitze wird die Entwicklung des Permafrosts bis zum Ende dieses Jahrhunderts berechnet.

Die Berechnungen legen nahe, dass die Erhöhung der Umgebungstemperatur an der Zugspitze von etwa 1,6 K in den letzten hundert Jahren (gleitender zehnjähriger Durchschnitt 1915 bis 2015) bereits eine deutliche Reduzierung des Umfangs des Permafrosts in der Bohrung im Zugspitzgipfel bewirkt hat. Demnach ist der Permafrost entlang der Bohrstrecke in den letzten hundert Jahren von 34 m Gesamtlänge im Jahr 1915 auf 24,5 m im Jahr 2015 zurückgegangen. Die bis Ende des Jahrhunderts projizierte weitere Erhöhung der Umgebungstemperaturen lässt ein Verschwinden des Permafrosts an der Zugspitze in der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts erwarten.

Abstract

Keywords: permafrost, Zugspitze, Nördliche Kalkalpen, Wettersteinkalk, climatic change, rock temperature, modeling

In 2007 the Bavarian Environment Agency (LfU) built a permanent measuring station for the observation of temperatures in the permafrost at the peak of the mountain Zugspitze. An almost horizontal borehole was drilled through the peak in a length of 44,5 m and temperature sensors were installed inside the bore.

Measured temperature data allowed the calibration of a numerical computer model, which accounts for the climatic atmosphere-rock interactions and temperatures in the rock, including latent ice-water phase changes.

In the presented *Geologica Bavaria* volume results of measurements of the permafrost in the Zugspitze measuring station are being presented, the calibrated computer model is explained in detail and the development of permafrost in the measuring station is calculated on basis of measured climatic data, which are available since the year 1900. On basis of a medium model run of the WETT-REG2010-projection of ambient temperatures at the Zugspitze the further development of permafrost until the end of the century is being projected.

Calculations indicate, that the significant increase of the mean ambient temperature at the Zugspitze of about 1,6 K during the past 100 years (moving average over 10 years from 1915 until 2015) resulted in a considerable reduction of the permafrost in the Zugspitze peak. Accordingly during the past hundred years the permafrost in the borehole retreated from a total length of 34 meters in 1915 to 24,5 meters in 2015. The projected increase of ambient temperatures will probably lead to a disappearance of the permafrost at the Zugspitze in the second half of the century.

1 Einleitung

Die Zugspitze ist mit 2962 m ü. NN der höchste Berg Deutschlands. Das Jahresmittel der Lufttemperatur am Gipfel beträgt gegenwärtig etwa -3 °C ; zu Beginn der Wetteraufzeichnungen im Jahr 1900 waren es um -5 °C ; das Jahresmittel der Lufttemperatur an der Zugspitze hat sich demnach innerhalb von 115 Jahren deutlich erhöht und liegt damit im beobachteten Trend der Klimaerwärmung in den Alpen (NOGUÉS-BRAVO et al. 2007). Aufgrund der niedrigen Temperaturen erwarten wir in den Gesteinen des Wettersteinkalks am Zugspitzkamm die umfangreichsten Vorkommen von Permafrost in Deutschland. Weitere Bereiche mit Permafrost in den bayerischen Alpen liegen im Allgäuer Hauptkamm und am Watzmann (NÖTZLI et al. 2006).

Wenngleich der Permafrost in den Bayerischen Alpen im Vergleich zu den anderen Alpenländern eine geringere Rolle spielt, ist er ein wesentlicher Klimaindikator, der langfristige Entwicklungen gut abbildet. Die langfristige Beobachtung der Veränderungen im Permafrost ist somit ein wichtiger Beitrag zur Bewertung des Klimawandels.

Die Zugspitze eignet sich besonders für derartige Untersuchungen. Sie ist durch die Seilbahnen gut erschlossen, seit dem Jahr 1900 liegen von der Bergwetterwarte Messreihen für Klimadaten vor. Auch die geologischen und morphologischen Verhältnisse sowie die vorliegenden Ergebnisse langjähriger quartärgeologischer und glazialer Forschungen machen den Gipfelbereich zu einem erstklassigen Forschungsziel für die Permafrostmessung.

Der Permafrost im Hochgebirge hat eine stabilisierende Wirkung auf den Fels; die Erwärmung des vom Permafrost betroffenen Gebirges und der Rückgang des Permafrostes verringern die fels- und eismechanische Stabilität und führen in geeigneten geotechnischen Situationen zur Felsinstabilität (KRAUTBLATTER et al. 2013). Ein Rückgang des Permafrosts aufgrund der Klimaerwärmung kann sich daher auf die Häufigkeit und Intensität von Massenbewegungen (insbesondere Steinschlag und Felssturz) sowie die Stabilität von Gebäudegründungen auswirken (GRUBER et al. 2004a, GUDE & BARSCHE 2005). Weiterhin stellt der Permafrost aufgrund seiner Sensibilität gegenüber Klimaänderungen einen empfindlichen Indikator für die Klimaentwicklung dar (Bayerisches Staatsministerium für Umwelt und Verbraucherschutz – StMUV 2015).

Zur Beobachtung des Permafrosts an der Zugspitze wurde im Jahr 2007 mit Mitteln des Bayerischen Ministeriums für Umwelt und Verbraucherschutz (StMUV) durch das LfU eine Dauermessstation für die Beobachtung der Temperaturentwicklung im Permafrost des Zugspitzgipfels errichtet. Es handelt sich um die einzige Messstation dieser Art in den bayerischen Nördlichen Kalkalpen; weitere Messstationen zum Permafrost im Alpenraum gibt es z. B. in der Schweiz (PERMOS, 2013), an steilen Felswänden mit Bohrlöchern in Frankreich an der Aiguille du Midi (MAGNIN et al. 2015a, b), in Österreich am Kitzsteinhorn (KEUSCHNIG et al. 2017) und in der Schweiz am Gemsstock (PHILLIPS et al. 2016).

Mit der Messstation sollten genauere Erkenntnisse zum Permafrost an der Zugspitze und seiner Reaktion auf das Wettergeschehen und klimatische Trends ermittelt werden. Ein längerer Betrieb der Messstation von mindestens 15 Jahren wurde daher vorgesehen. Da auch dieser Zeitraum für Aussagen zu Langzeittrends zu kurz ist, wurde anhand der vorliegenden Messdaten ein numerisches Rechenmodell geeicht, mit dem quantitative Aussagen für längere Zeiträume, über den eigentlichen Messzeitraum hinaus, möglich sind. Die bisherigen Messungen und die Ergebnisse der Modellberechnungen werden mit diesem Geologica Bavarica-Band vorgestellt.

2 Überblick zum Permafrost in Bayern

Untersuchungsgeschichte

Die Existenz von Eis im Inneren des Zugspitzmassivs wurde erstmalig beim Bau der Zugspitz-Zahnradbahn zu Beginn der 30er Jahre des vorigen Jahrhunderts festgestellt (KNAUER 1933). Dies waren jedoch nur „Eisstalaktiten“ am Ende einer bis zu 10 m breiten und mehrere Zehnermeter langen vertikalen Felsspalte auf knapp 2.400 m ü. NN. Über deren Dauerhaftigkeit ist nichts bekannt. Infolge der inzwischen jahrzehntelangen Durchlüftung des Tunnels der Zahnradbahn dürfte in der Nähe der Tunnelwandung jeglicher Permafrost vollständig aufgetaut sein.

Beim Bau der Eibsee-Seilbahn zu Beginn der 1960er Jahre wurden in den Baugruben der Bergstation nahe des Gipfels breite eisgefüllte Spalten angetroffen. Das Eis wurde dann erstmalig als ganzjährig gefroren und somit als Permafrost angesprochen (KÖRNER & ULRICH 1965, ULRICH & KING 1993). Da der Zugspitzgipfel der einzige bautechnisch erschlossene Gipfel in Bayern über 2.500 m ü. NN ist, blieb dies auch bis heute der einzige tatsächlich bei Bauarbeiten nachgewiesene und dokumentierte Permafrost in den bayerischen Alpen.

Im Zugspitz-Kammstollen, einem in den 30er Jahren gebauten Verbindungstunnel zwischen der früheren Bergstation der Tiroler Zugspitzbahn und dem damaligen Hotel Schneefernerhaus, war das Problem der Eisbildung am Boden bekannt. Die Skifahrer mussten zu Fuß mit geschulterten Skiern durch den Tunnel gehen, weshalb bei Vereisung zur Sicherheit gestreut werden musste. Durch reichliche Belüftung konnte man das Vereisungsproblem etwas mindern. Inzwischen ist bekannt, dass auch im Umfeld des Kammstollens Permafrost vorliegt (KRAUTBLATTER et al. 2010).

Mit dem Aufkommen der Klimadiskussion zu Beginn des 21. Jahrhunderts fand auch die Frage der Bedeutung des alpinen Permafrosts für die Gebirgsstabilität zunehmende Beachtung. Insbesondere aus der Schweiz kamen Berichte über auftauenden Permafrost und daraus resultierende Gefährdungen durch Steinschlag und Felsstürze (z. B. HAEBERLI 1992). Bereits in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts hatten Ausbrüche von glazialen Stauseen (GLOF, glacial lake outburst flood) in der Schweiz zugenommen. Inzwischen werden solche Vorgänge, die sich in den Alpen (z. B. RAVANEL & DELINE 2011) sowie auch in anderen Hochgebirgsregionen wie dem Himalaya (KRAUTBLATTER et al. 2013) häufen, in erheblichem Maße dem Auftauen des Permafrosts zugeschrieben. Die neue Sensibilität führte dazu, dass auch in Bayern das Phänomen Permafrost Beachtung fand und die hier beschriebene Permafrost-Messstation errichtet wurde.

Kurz nach Inbetriebnahme der Permafrost-Messstation an der Zugspitze hat sich Bayern an einem Interreg Projekt mit dem Namen PermaNET im Rahmen des Alpinespace-Programms beteiligt. Ziel des Projektes war es, alpenweit Forschungen zum Permafrost durchzuführen und die Ergebnisse zu koordinieren. Die dabei gewonnenen Daten sollten auch in das weltweite GCOS (Global climate observation system) eingehen. In Bayern wurden im Rahmen des Projektes durch die Universität Zürich Detailmodelle für die Zugspitze und den Hochkalter (Nationalpark Berchtesgaden) erstellt (BÖCKLI et al. 2011b). Basierend auf diesen Modellen und zahlreichen Geländearbeiten wurde zudem eine Karte der Permafrostwahrscheinlichkeit erarbeitet (siehe Abb. 2-1).

Auswirkungen eines Rückgangs des Permafrostes

Der Begriff Permafrost ist allein durch die negative Temperatur über mindestens 2 Jahre definiert. Er sagt noch nichts darüber aus, ob auch Eis im Untergrund vorhanden ist. Mechanisch ist dies jedoch sowohl für die geotechnischen Eigenschaften, als auch für die hydrologischen Verhältnisse und somit auch für eine Gefahreinschätzung für Bauwerke von entscheidender Bedeutung. Es sind verschiedene Prozesse, die unter dem ingenieurgeologischen Aspekt der Gebirgsstabilität betrachtet werden müssen:

- a) Ein wiederholter Frost-/Tauwechsel ist als auflockernder Faktor für Festgesteine bekannt. Er betrifft alle Felsoberflächen, nicht nur die Permafrostgebiete. Die maximale Eindringtiefe des Frost-Tau-Wechsels ist auch in größeren Höhen auf circa 1 bis 2 m begrenzt und erfasst somit nur die Oberflächen. Die Wirkung des Frost-/Tauwechsels ist wissenschaftlich umstritten. Sie überlagert sich mit der Eissegregation, also dem Anziehen von Wasser aus dem Gestein durch das Eis. Beim Gefrieren von Wasser erfolgt eine Volumenausdehnung um circa 9%. Dies erzeugt einen erheblichen Druck und öffnet selbst kleinste Klüfte. Bei der Eissegregation können Drucke von über 2 MPa entstehen (DAVIDSON & NYE 1985). Damit erfolgt ein wesentlicher Beitrag zur Auflockerung des Gefüges und zur Herabsetzung der oberflächennahen Festigkeit des Gebirges. In Permafrostgebieten führt eine Erwärmung zu einer Zunahme der Mächtigkeit der stets vorhandenen „aktiven Schicht“, also der von Frost-/Tauwechsel betroffenen oberflächennahen Zone. Somit kommen auch tiefer gelegene Partien in den Einflussbereich des Frost-/Tauwechsels, die bisher dauerhaft gefroren waren. Die Folge des Frost-/Tauwechsels ist Steinschlag aus oberflächennahen Bereichen.
- b) Als zweiter Prozess ist das Scherverhalten von eisgefüllten Klüften im Fels zu nennen. In Laborversuchen konnte nachgewiesen werden, dass die Scherfestigkeit von Eis stark temperaturabhängig ist (DAVIES et al. 2001, KRAUTBLATTER et al. 2013). Während bei -5 °C noch hohe Scherfestigkeiten gemessen werden, fällt sie bereits bei circa $-1,5\text{ °C}$ stark ab. Die Scherfestigkeit ist dann weit geringer als in eisfreien Klüften bei einer Reibung von Fels auf Fels. Ein Bruch bei Vorhandensein von Eis mit Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt ist somit wahrscheinlich, während bei vollständigem Verschwinden des Eises die Stabilität wieder zunimmt. Als Folge der Herabsetzung der Scherfestigkeit ist mit Steinschlag und Felsstürzen zu rechnen.
- c) Eine charakteristische Eigenschaft von Eis ist dessen Plastizität unter erhöhtem Druck. Der Plastizitätsindex von Eis ist wiederum stark temperaturabhängig. Je nach den spezifischen Bedingungen kann es also zu langsamen Kriechprozessen im Eis kommen. Eine Frosthebung, die zu einer vollständigen Öffnung der sich ansonsten verzahnenden Komponenten führt, erfolgt jedoch nur bei Überlagerung von weniger als 20 m (KRAUTBLATTER et al. 2013) und somit mäßigem Druck. In solchen Fällen können ganze Felsbereiche langsam aus ihrer ursprünglich verzahnten Lage heraus bewegt werden, wenn ein entsprechendes Trennflächengefüge dies begünstigt. Mit steigender Temperatur und somit auch Plastizität wird sich ein solcher Kriechvorgang verstärken. Auch bei Kriechprozessen ist mit Steinschlag und Felsstürzen zu rechnen.

- d) Wenig untersucht und schwer zu fassen ist der mögliche Einfluss des Auftauens eines zusammenhängenden Permafrostkörpers auf das hydrologische Regime eines ganzen Gebirges. Grundsätzlich muss der Permafrostbereich als Aquiclude, also als weitgehend wasserundurchlässig eingestuft werden. Das auch nur partielle Auftauen von ursprünglich geschlossenen Permafrostkörpern dürfte Wasserwegsamkeiten öffnen, die über Jahrtausende verschlossen waren. In der Folge gelangt Wasser an Stellen innerhalb des Gebirges, an denen es bisher nicht war, gegebenenfalls auch weit außerhalb des eigentlichen Permafrostbereiches. Falls dort kein freier Abfluss möglich ist, kann sich ein Wasserdruck aufbauen, der letztendlich zu einer Destabilisierung auch größerer Felspartien oder Lockermassen führen kann. Neben kleineren Sturz- und Rutschereignissen können theoretisch sogar ganze Bergstürze durch die Veränderung der Hydrologie verursacht werden. Beim riesigen Felssturz von Randa im Mattertal im Jahr 1991 wurde ein solcher möglicher Zusammenhang diskutiert. Ein klarer Bezug der Häufigkeit von Bergstürzen zu nacheiszeitlichen Warmphasen konnte bei einer Analyse durch GRUNER (2006) allerdings nicht festgestellt werden.
- e) Das Auftauen von Permafrost führt je nach Eisgehalt in den Klüften und Hohlräumen zu Setzungen. Die ursprüngliche Volumenzunahme von 9% wird rückgängig gemacht und es erfolgt eine Volumenabnahme. Im natürlichen Gelände erfolgt dies üblicherweise unbemerkt. Lokal können Erdfälle über einst eisgefüllten Spalten und Karsthohlräumen auftreten. Bei Gebäuden in Permafrostbereichen können insbesondere Setzungsunterschiede durch verschieden stark absinkende Gebäudeteile zu Schäden führen.

Karte der Permafrostwahrscheinlichkeit in Bayern

Im EU-Alpenraum-Projekt PermaNET wurden in den Jahren 2008 bis 2011 standardisierte Kriterien erarbeitet, nach denen alpenweit eine Abschätzung des Vorkommens von Permafrost erfolgen kann. Bayern war PermaNET-Projektpartner und hat das Geographische Institut der Universität Zürich damit beauftragt, eine Karte der Wahrscheinlichkeit von Permafrost in Bayern zu erstellen. Für die Kartenerstellung wurden die Erfahrungen und Daten aus anderen Alpenländern mit herangezogen. In Bayern selbst wurden zur Eichung Temperaturmessungen mit Datenloggern im Fels an den zwei Referenzstandorten Zugspitze und Hochkalter durchgeführt. Darauf aufbauend wurde ein statistisches Modell entwickelt, das einen Index für die räumliche Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Permafrost schätzt. Das verwendete Modell APMOD wurde von BÖCKLI et al. (2011a) näher beschrieben. Gegenüber den alpenweiten Modellierungen konnten in Bayern höher auflösende Geländemodelle verwendet werden. Die so berechneten Indizes werden in Karten dargestellt. Sie erlauben aufgrund der Konsistenz einen Vergleich mit anderen Alpenländern.

Die Modellierungen ergaben, dass in Bayern etwa 65 km² möglicherweise von Permafrost betroffen sind. Die Flächen liegen vorwiegend oberhalb von 2.200 m ü. NN. Jede Computersimulation enthält jedoch Ungenauigkeiten und Unsicherheiten, denen in der Darstellung Rechnung getragen werden muss. Die bevorzugten Expositionen für Permafrost in Bayern sind Nord und West, während die Richtungen Ost und Süd nur selten Permafrost aufweisen. Eine isolierende Schneedecke auf flachem oder zerklüftetem Fels vermindert die Wahrscheinlichkeit, steile glatte und somit schneefreie Felswände begünstigen sie.

Es muss betont werden, dass die Karte nur Aussagen zur Wahrscheinlichkeit machen kann. Ob und in welchem Ausmaß tatsächlich Permafrost vorliegt, kann nur durch lokale Detailuntersuchungen festgestellt werden. Hierfür wären insbesondere Langzeit-Temperaturmessungen im Fels mit Datenloggern notwendig.

Abbildung 2-1 zeigt den Ausschnitt der Permafrost-Wahrscheinlichkeitskarte Bayern für den Gipfelbereich der Zugspitze. Die Karten für den gesamten Bayerischen Alpenraum können im Internet eingesehen werden (LfU/Geologie/UmweltAtlasBayern/Georisiken/Permafrostwahrscheinlichkeit).

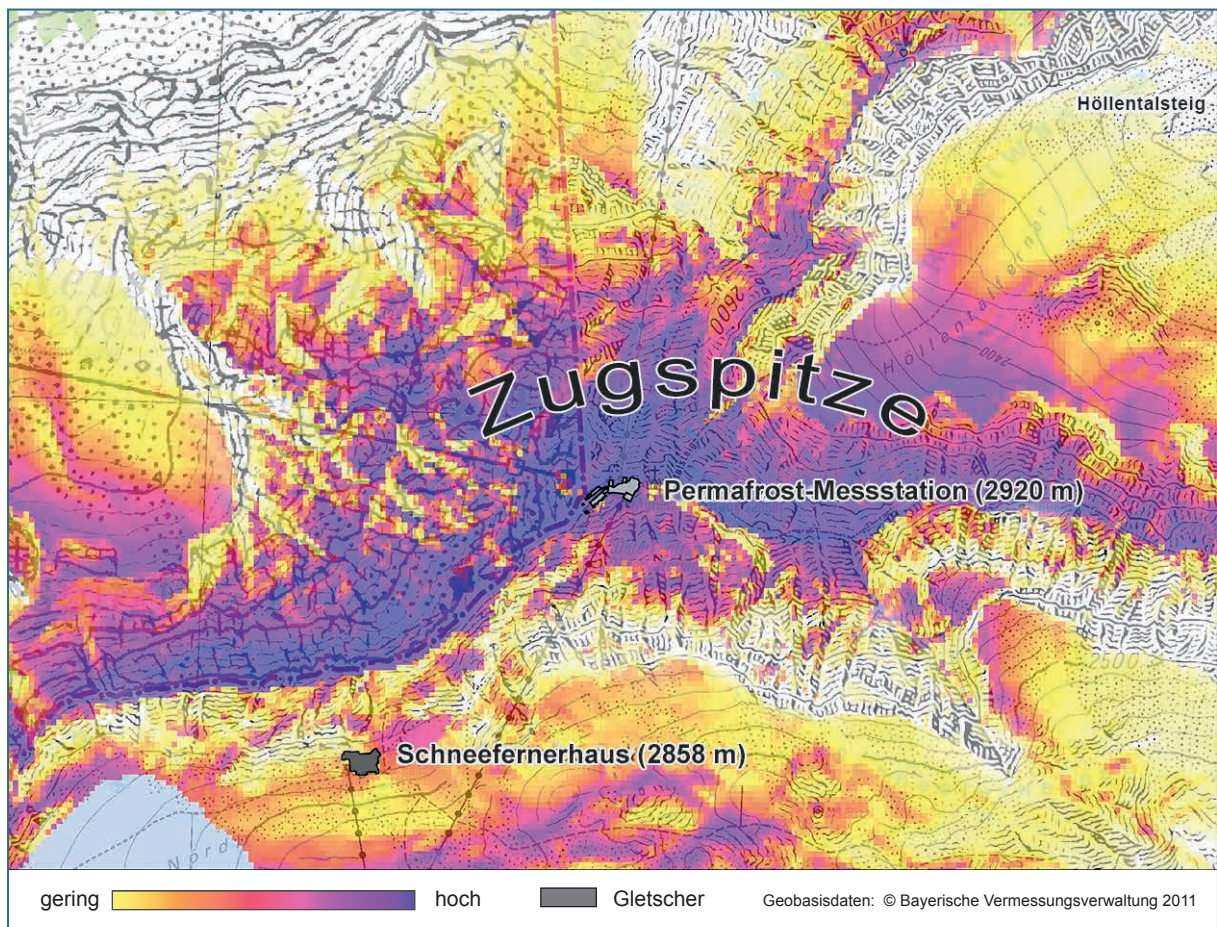


Abb. 2-1: Karte der Permafrostwahrscheinlichkeit im Zugspitz-Massiv. Die Wahrscheinlichkeit steigt mit zunehmender Farbtintensität.

3 Permafrost-Messstation an der Zugspitze

3.1 Geologischer Überblick

Das Zugspitz-Massiv am Westrand des Wettersteingebirges ist aus einer insgesamt bis über 1.200 m mächtigen Abfolge von Kalk- und untergeordnet Dolomitsteinen der alpinen Mitteltrias aufgebaut (Abb. 3-1).

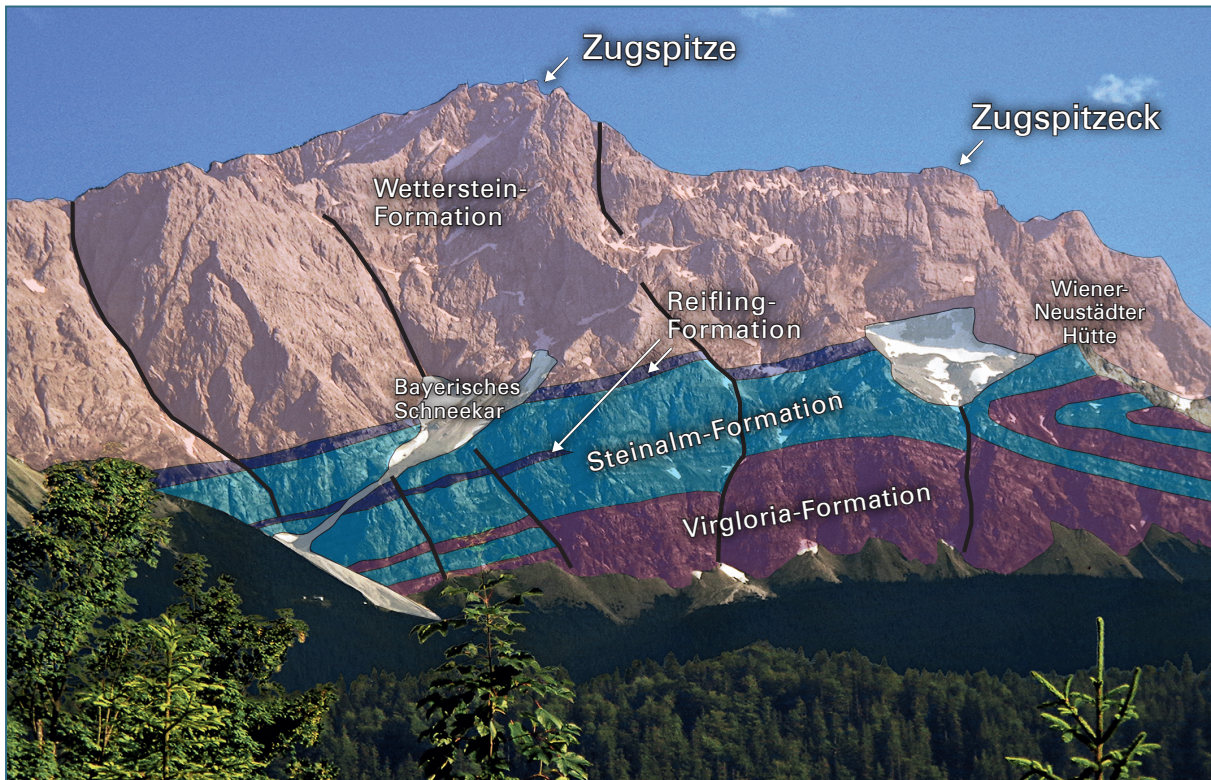


Abb. 3-1: Das Zugspitz-Massiv wird im unteren Teil aus einer teils verfallenen Schichtfolge aus verzahnder Virgloria-, Steinalm- und Reifling-Formation aufgebaut. Im Hangenden schließt die Wetterstein-Formation an (HORNUNG & HAAS 2017a).

Die Zugspitze und ihre unmittelbare Umgebung sind aus unterschiedlichen Kalksteinen der Wetterstein-Formation (Wettersteinkalk) aufgebaut. Sie besteht hauptsächlich aus gut gebanktem, dickbankigem, gelblichweißem bis hellgrauem Kalkstein in Lagunenfazies sowie massigem Riffkalkstein. Am Zugspitzgipfel und im Umfeld der Permafrost-Messstation verzahnen dickbankige, Großoolithen führende Riffschuttalksteine mit brecciösen Riffschuttalksteinen sowie massigen Riffkalksteinen (Abb. 3-2); stellenweise, z. B. im Kammstollen, tritt auch kalkiger Dolomitstein auf. Die Kalksteine sind sprödetektonisch beansprucht, stark geklüftet und von Stylolythen (Drucklösungsbahnen) durchzogen. Selten kommen rötliche brecciöse Kalksteine vor, wie z. B. oberhalb der Zugspitz-Station „Sonn-Alpin“.



Abb. 3-2: Im Umfeld der Permafrost-Messstation am Zugspitzgipfel stehen dickbankige und massige Kalksteine der Wetterstein-Formation an (HORNUNG & HAAS 2017a):

A) Blick vom Schneefernerkopf über das nordwestliche Zugspitzplatt zur Zugspitze. Eine Störungszone (durchgezogene Linie), die oberhalb der Forschungsstation Schneefernerhaus bis in die Gipfelregion der Zugspitze zieht, durchschneidet und versetzt die dickbankigen Kalksteine der Riffhangfazies.

Massige Bereiche des Riffkerns sind mit Übersignatur dargestellt.

B) Wettersteinkalk der Riffhangfazies mit bankinterner Lamination am Schneefernerkopf.

C) Wettersteinkalk mit Großoolithen am Zugspitz-Ostgrat nahe der Grenzwachhütte.

Stratigraphische Abfolge im Wettersteingebirge

Die Gesteinsabfolge des Zugspitz-Massivs entstand in der Mitteltrias (vor circa 247 – 230 Millionen Jahren), als sich das beginnende Auseinanderbrechen des Superkontinentes Pangäa bereits abzeichnete: Das Tethys-Meer dehnte sich über den Schelfbereich Pangäas nach Westen aus; auf diesem Schelf, am Schelfhang und im angrenzenden Beckenbereich lagerten sich ab dem unteren Anisium zum Teil mächtige Karbonatgesteinsfolgen ab (Abb. 3-3).

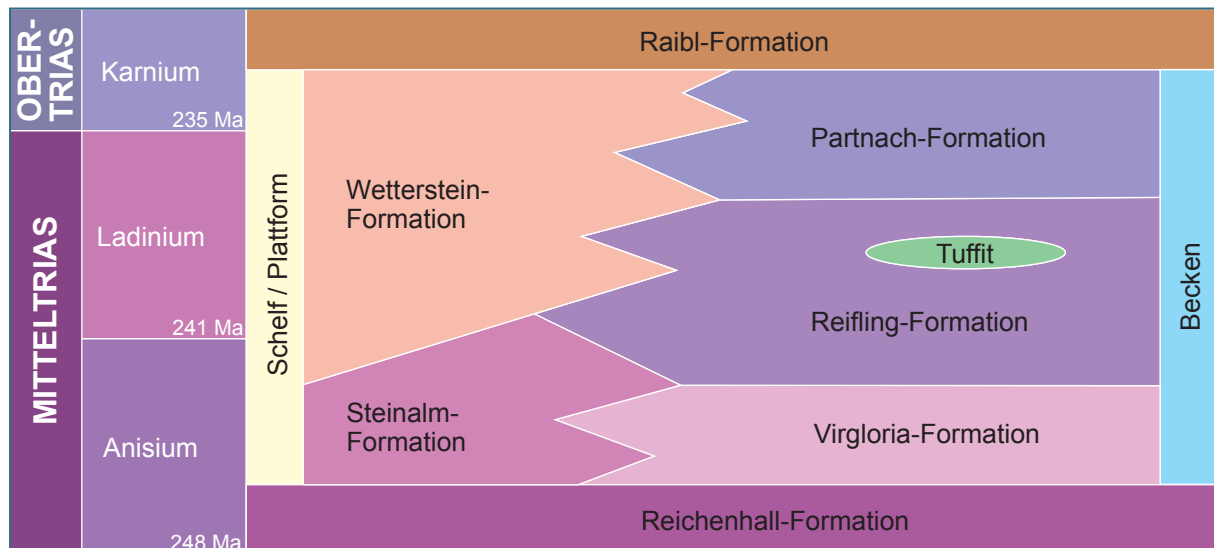


Abb. 3-3: Stratigraphische Tabelle der Mitteltrias- bis unteren Obertrias-Abfolge im Zugspitz-Massiv.

Die ältesten in der Umgebung der Zugspitze erschlossenen Gesteine sind massige bis undeutlich gebankte, meist dunkelgraue, dolomitische Kalksteine der Reichenhall-Formation (unteres Anisium). Sie wurden unter ariden Bedingungen in einem Sabkha-artigen Umfeld abgelagert. Sie kommen nur im Gamskar vor und sind dort bis circa 70 m mächtig (OHLENSCHLÄGER 1984).

Darüber folgen am Nordfuß des Zugspitz-Massivs, von den Ehrwalder Köpfen im Westen, unterhalb des Bayerischen Schneekars, bis nördlich der Schönangerspitze, weiter bis etwa zur Waxensteinhütte entlang ziehend, Becken-, Hang- und Plattformablagerungen, die früher als „Alpiner Muschelkalk“ zusammengefasst wurden: Im unteren Anisium wurde am Übergang vom Becken zum Schelfhang zunächst die in der Zugspitzwand bis 100 m mächtige Virgloria-Formation („Unterer Alpiner Muschelkalk“) aus gut gebankten, dunkelgrauen Kalksteinen abgelagert. Wegen ihres teilweise flaserigen bis knolligen Erscheinungsbildes werden die Kalksteine als „Wurstelkalke“ bezeichnet (FRISCH 1975). Im Plattformbereich entwickelte sich zeitgleich die flachmarine Steinalm-Formation („Mittlerer Alpiner Muschelkalk“). Die von Klüften durchzogenen, dickbankigen dunkelgrauen Kalk- und Dolomitsteine erreichen eine Mächtigkeit von circa 100 m. Mit einzelnen, nicht zusammenhängenden Riffkörpern markiert die Steinalm-Formation den Beginn der triassischen Riffentwicklung; die Karbonatplattform findet mit der darüber folgenden Reifling-Formation („Oberer Alpiner Muschelkalk“, oberes Anisium-Ladinium) zunächst ein abruptes Ende (HORNUNG & HAAS 2017a).

Die dünn- bis mittelbankigen geklüfteten, zum Teil Hornstein führenden, dunkelgrauen Kalksteine weisen teils ebenflächige, teils unregelmäßige Bankoberseiten auf („Reiflinger Bankkalk“ und „Reiflinger Knollenkalk“). Im oberen Teil der hier circa 150 m mächtigen Reifling-Formation treten einzelne, wenige Dezimeter mächtige Lagen aus grünlichen andesitischen Tuffen („pietra verde“) auf (VIDAL 1953), die z. B. in der Zuggasse als scharfkantige blaugrüne Lesesteine zu finden sind. Diese vulkanischen Ereignisse gehen vermutlich auf beginnende Rift-Prozesse in der Tethys zurück. Mit den becken nahen Ablagerungen der Reifling-Formation verzahnen die Plattform-Ablagerungen der insgesamt bis zu 1.000 m mächtigen Wetterstein-Formation (Ladinium – unteres Karnium), die den Großteil des Zugspitz-Massivs und des Wettersteingebirges aufbauen. Die Wetterstein-Formation setzt hier mit dünn- bis mittelbankigen, dunkelgrauen Kalksteinen aus Riffschutt-Detritus ein („Wetterstein-Übergangskalk“, PET-SCHIK 1983), die sich in den Wandfüßen von Waxenstein und Riffelspitzen bis unterhalb des Schneefernerkopfes verfolgen lassen. Den Hauptanteil in der beckenwärts wachsenden, progradierenden Wetterstein-Karbonatplattform bilden gut gebankte helle Kalksteine der Lagunen-, Vorriff- und Rückrifffazies sowie massige Riffkalksteine.

Die weitere Entwicklung im Karnium ist nicht unmittelbar im Zugspitz-Massiv aufgeschlossen: im weiteren Umfeld, nördlich des Waxenstein, tritt die überwiegend mergelig-tonige Beckenfazies der Partnach-Formation relativ geringmächtig auf und verzahnt dort stellenweise mit der Plattformfazies der Wetterstein-Formation. Nach Osten, Richtung Elmau, nehmen Verbreitung und Mächtigkeit der Partnach-Formation deutlich zu, da dort die Rifffazies der Wetterstein-Formation durch die Beckenfazies der Partnach-Formation vertreten wird. Mit der im Karnium abgelagerten, festländisch beeinflussten, tonig-kalkigen Raibl-Formation endet die Schichtfolge der Lechtal-Decke in der Umgebung des Zugspitz-Massivs.

Nördlich und westlich des Zugspitz-Massivs verläuft unterhalb der Steilwände aus Wetterstein-Formation eine Überschiebungsbahn, an der die Mitteltrias-Schichtfolge des Zugspitz-Massivs auf eine jüngere, von Obertrias bis Unterkreide reichende Abfolge aus Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössen-, Allgäu-, Ammergau- und Schrambach-Formation überschoben wurde.

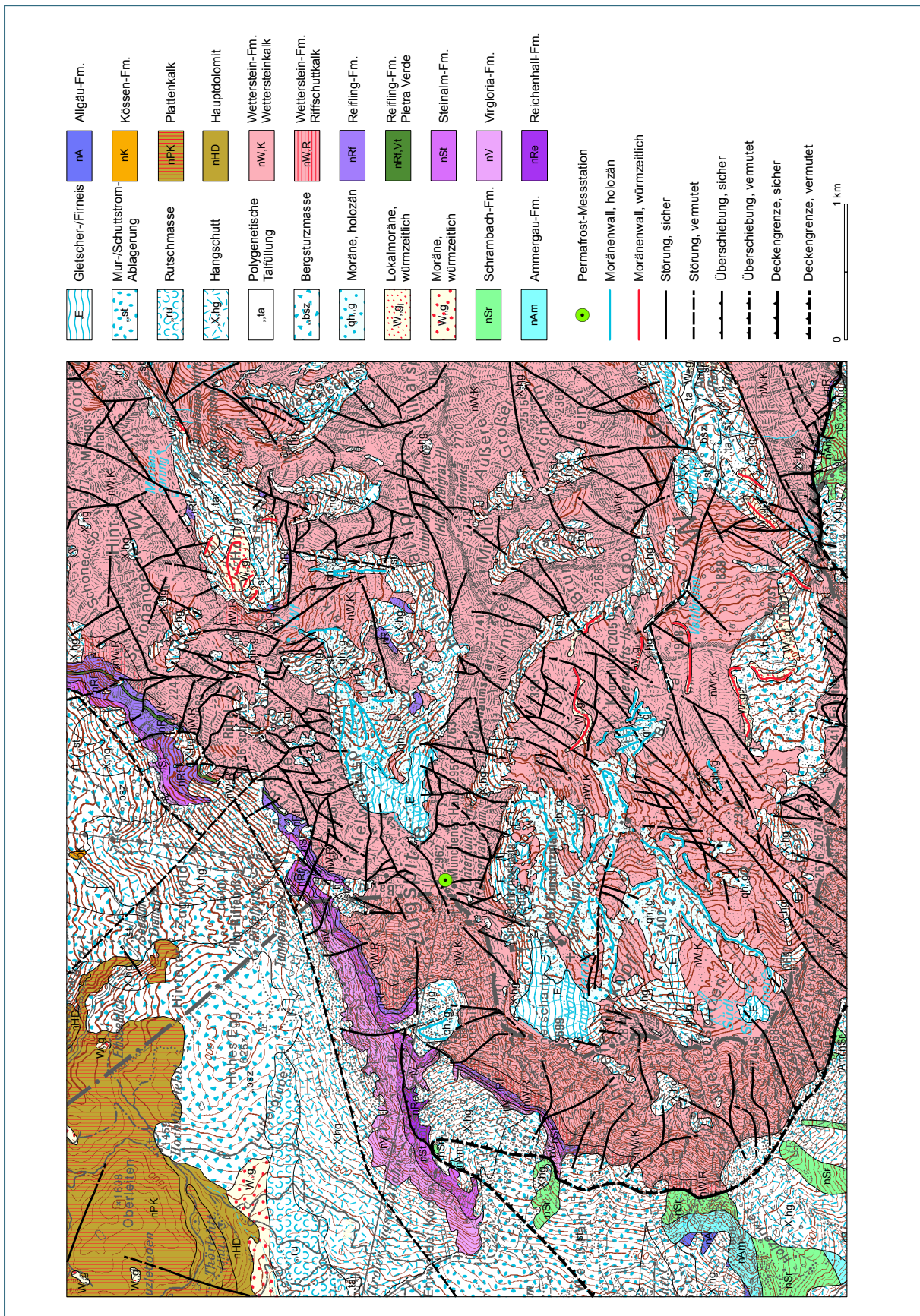


Abb. 3-4: Geologische Karte des Zugspitz-Massivs (Ausschnitt aus: HORNUNG & HAAS 2017b).

Tektonische Strukturen

Die Strukturen des Zugspitz-Massivs sind geprägt durch die Deckenüberschiebungen im Zuge der Alpengebirgsbildung in Verbindung mit Faltung, Querstörungen sowie Blattverschiebungen.

Das Westende des Wettersteingebirges bildet eine nach Osten abtauchende tektonische Mulde (Wetterstein-Synklinale), an deren Nordrand (Zugspitze, Riffelspitzen) die Schichtung mittelsteil nach Südosten einfällt. Die dickbankigen bis massigen Kalksteine der Wetterstein-Formation reagierten auf die tektonische Beanspruchung mit spröder Deformation, d.h. durch Zerbrechen, erkennbar an den vielen Störungen und Klüften, die die Wetterstein-Formation durchziehen, z. B. die NW-einfallende Störung unterhalb des Zugspitz-Grates (Abb. 3-4).

Drei Hauptrichtungen, die etwa senkrecht zueinander stehen, sind beim Kluft- und Störungssystem ausgeprägt: Das Hauptkluftsystem bilden steilstehende, NW–SE- bis NNW–SSE-streichende, meist tiefreichende Klüfte und Störungen, die zu einer starken Zerlegung der Wetterstein-Formation geführt haben. Die bis ein Meter mächtigen Störungszonen sind oberflächennah sowie im Untergrund mit meist gefrorenem Verwitterungslehm und Gesteinsgrus gefüllt (KÖRNER & ULRICH 1965). Daneben gibt es steilstehende, W–E- bis WSW–ENE-streichende sowie oft mittelsteil nach Nordosten einfallende, NNE–SSW- bis NE–SW-streichende Klüfte und Störungen, die mit geschlossenen bis wenig geöffneten Klüften und dem Fehlen von Breccien eine weniger starke Zertrümmerung zeigen (KÖRNER & ULRICH 1965).

Insgesamt weist der Wettersteinkalk im Bereich der Zugspitze eine sehr heterogene Verteilung der mechanischen Beanspruchung auf: zwischen unterschiedlich stark geklüfteten oder brecciierten Bereichen gibt es auch pfeilerartige, wenig zerrüttete Felspartien (KÖRNER & ULRICH 1965).

Glaziale Bildungen

Neben der Alpengebirgsbildung waren die Eiszeiten, insbesondere die Würm-Eiszeit, das wichtigste landschaftsprägende Element des Gebietes.

Während nordwestlich, unterhalb des Zugspitz-Massivs, noch Hinterlassenschaften des Eisstromnetzes (Fernmoräne des Loisachgletschers) erhalten sind, sind Zugspitzplatt, Höllen- und Partnachtal durch lokale Vergletscherungen geprägt. Anhand von Moränenwällen lässt sich der Rückzug der Lokalgletscher rekonstruieren (HIRTLREITER 1992, HORNING & HAAS 2017a):

Nach dem Zerfall des Eisstromnetzes zu Beginn des Spätglazials (Älteste Dryas, vor circa 18.000 Jahren) hatten sich die Endzungen des Höllental- und des Reintal-/Zugspitzgletschers aus Höllen- und Partnachtal bis in den Bereich der Höllentalanger- und der Reintalangerhütte (circa 1.370 m ü. NN) zurückgezogen. Zum Ende des Spätglazials (Jüngere Dryas, vor etwa 12.000 Jahren) reichten der Höllentalgletscher bis in den Bereich des Höllentalangers bei circa 1.450 m ü. NN und der Reintalgletscher von Zugspitzplatt, Weißem Tal und Gatterlköpfen bis ins Brunntal auf etwa 1.950 m ü. NN hinab und hinterließen dort zum Teil markante Endmoränen.

Mit Beginn des Holozäns (vor circa 11.000 Jahren) reichte der zentrale Ast des Reintalgletschers bis ins Brunntal auf circa 2.100 m ü. NN hinab. Aus dem Weißen Tal sowie unter den Gatterlköpfen hatte sich der Gletscher zurückgezogen. Im jüngeren Holozän (circa 2.000–3.000 Jahre vor heute) lag der Rand des Reintal- oder Zugspitzgletschers auf dem Zugspitzplatt auf etwa 2.300 m ü. NN, die Endzunge des Höllentalgletschers unterhalb der Riffelköpfe bei circa 2.100 m ü. NN. Während des weiteren Eiszerfalls kam es während der „Kleinen Eiszeit“ etwa 1820 bis 1850 zu kleineren Gletschervorstößen bei denen das obere Zugspitzplatt bis maximal 2.400 m ü. NN hinab von einer weitgehend zusammenhängenden Eisdecke bedeckt war (Plattachferner) (Abb. 3-5). Die Reste dieses Zugspitzgletschers liegen heute als Südlicher und Nördlicher Schneeferner unterhalb der Wetterspitzen und des Zugspitzecks zwischen 2.650 und 2.400 sowie 2.750 und 2.480 m ü. NN. Vom Höllentalgletscher sind Gletscherstände der „Kleinen Eiszeit“ zwischen 2.100 und 2.300 m ü. NN erhalten; der Höllentalferner reicht heute unterhalb der Zugspitz-Nordwand von 2.530 bis 2.220 m ü. NN. Der Schneeferner hat seit 1850 etwa 90 % seiner Fläche eingebüßt; der Höllentalferner hat aufgrund seiner abgeschatteten Lage knapp 50 % seiner Fläche verloren.



Abb. 3-5: Holozäne Moränenstände sind im Bereich der beiden verbliebenen Gletscher (Schneeferner, Höllentalferner) erhalten. Der Blick vom Zugspitz-Ostgipfel nach Nordosten zeigt die unterschiedlichen Gletscherstände seit der „Kleinen Eiszeit“; seitdem hat sich der Höllentalgletscher circa 500 m bergwärts nach Südwesten zurückgezogen (HORNUNG & HAAS 2017a).

Bergstürze

Im direkten Umfeld des Zugspitz-Massivs sind zwei große Bergsturz-Ereignisse dokumentiert (siehe HORNING & HAAS 2017a): Der größte Bergsturz in den Bayerischen Alpen, der Eibsee-Bergsturz, hat seine Hauptanbruchsstelle an der Nordflanke der Zugspitze im Bayerischen Schneekar (Abb. 3-6); die Reichweite der Sturzmasse beträgt 9,5 km. Frühere Abschätzungen der Kubatur reichen bis zu 400 Millionen Kubikmeter (ABELE 1974); nach neueren Untersuchungen des LfU ist von einer geringeren Kubatur von größenordnungsmäßig 200 Millionen Kubikmetern auszugehen. Das Alter des Bergsturz-Ereignisses ist mit ^{14}C -Datierungen an Holz auf etwa 3.700 Jahre vor heute datiert worden (JERZ & POSCHINGER 1995). Unmittelbar westlich, am Hohen Eck, schließt der Thörle-Bergsturz an, dessen Anbruchsnische zwischen Zugspitzzeck und Zugspitze liegt. Der Felsturzbereich unterhalb der Gatterlköpfe am südlichen Zugspitzplatt geht auf mehrphasige Felsstürze zurück: Begünstigt durch das Zusammenspiel von hangparallel einfallender Schichtung und senkrecht dazu stehender Klüftung der Wetterstein-Formation entstehen auf Schichtflächen Gleitbahnen, die das Abgleiten größerer Felspartien zur Folge haben. Weiter östlich befinden sich im Reintal weitere Bergsturzablagerungen: das sogenannte Steingerümpel mit etwa 2,8 Millionen Kubikmeter Volumen und einem Alter von mindestens 500 Jahren (SCHROTT et al. 2002) sowie die Bergsturzmasse an der Vorderen Blauen Gumpe von etwa 1800 mit circa einer Million Kubikmeter Volumen (siehe KRAUTBLATTER et al. 2012).



Abb. 3-6: Ausbruchsnische des Eibsee-Bergsturzes in der Zugspitz-Nordwand (verändert nach: HAAS et al. 2014)

Als Ursache größerer Bergsturz-Ereignisse wurde häufig das rasche Abschmelzen des Eisstromnetzes im Spät- und Postglazial mit dem Wegfall des Widerlagers aus Gletschereis, das die glazial übersteilten Hänge stützte, vermutet. Das Alter des Eibsee-Bergsturzes von etwa 3.700 Jahren vor heute belegt, dass das Abschmelzen der Talgletscher und der Bergsturz hier nicht in direktem zeitlichem und ursächlichem Zusammenhang stehen (JERZ & POSCHINGER 1995). Es wird mittlerweile davon ausgegangen, dass größere Bergstürze durch komplexe mehrphasige Wechselwirkungen von Gesteins- und Gefügeeigenschaften, fortschreitender Materialermüdung, Veränderungen der Morphologie, möglicherweise lokaler seismischer Aktivität sowie klimatischer Veränderungen mit Auswirkungen auf Permafrostverbreitung, Wasserhaushalt und Kluft- oder Porenwasserdruck ausgelöst werden (z. B. PRAGER et al. 2008, KRAUTBLATTER et al. 2012; siehe Kap. 2). So führt z. B. bereits eine geringe Erwärmung und damit einhergehend ein Rückgang des Permafrosts dazu, dass die Scherfestigkeit des auftauenden Verwitterungslehmes in den im Wettersteinkalk zahlreich vorhandenen Klüften und Spalten deutlich abnimmt, was Felsinstabilitäten begünstigen kann (BLADOW & KRAUTBLATTER 2010).

3.2 Errichtung der Permafrost-Messstation

Wesentliche Motivation für die Errichtung der Permafrost-Messstation an der Zugspitze war, auf der Grundlage detaillierter Messungen weitergehende Erkenntnisse zum genauen Ausmaß des Permafrosts unter dem Einfluss des jahreszeitlichen Temperaturgangs sowie langfristiger Klimaänderungen im Zusammenhang mit dem Klimawandel zu erhalten. Die durchgeführten Voruntersuchungen der ETH Zürich und Universität Bonn (siehe Kap. 2) hatten dabei erste Hinweise auf den Umfang des Permafrosts im Gipfelgrat der Zugspitze gegeben.

Nach den Vorplanungen erfolgte die Umsetzung des Projekts im Jahr 2007. Die Bayerische Zugspitzbahn (BZB) als Betreiber der deutschen Gipfelstation wurde als Partner für das Projekt gewonnen und hat alle Arbeiten logistisch unterstützt. Für die Messstation wurde der Gipfelgrat durchteuft und mit Temperatursensoren ausgestattet. Das Projekt wurde zunächst auf einen Zeitraum von 15 Jahren ausgelegt, in dem permanent die Temperaturen im Fels aufgezeichnet werden sollten. Die Bohrarbeiten und Installation der Messtechnik erfolgten durch die Schweizer Firma Stump Foratec AG.

Die Arbeiten zur Errichtung der Permafrost-Messstation begannen am 13. August 2007. Sämtliche Maschinen und Materialien wurden an die Talstation des Zugspitzbahnhofs Eibsee transportiert und von dort zunächst mit einem Güterzug der Zahnradbahn zum Zugspitzplatt transportiert. Vom Zugspitzplatt aus wurden alle für die Errichtung der Messstation benötigten Materialien unter einer Gondel der Gletscher-Seilbahn befestigt und zur Gipfelstation gebracht. Für die Durchführung der Bohrarbeiten wurde direkt neben der Gipfelstation mit Hilfe eines Minikrans eine massive Arbeitsplattform aus Stahlträgern errichtet.

Die Bohrachse wurde gemäß der Planung etwa parallel zur Trassenachse der Eibsee-Seilbahn in N–S-Richtung orientiert. Dabei wurde eine Neigung von 20° für die Bohrachse festgelegt. Berechnungen an einem digitalen Geländemodell, das im Jahr 2007 nur in einem 10-Meter-Raster existierte, hatten ergeben, dass in dieser Richtung und Neigung mit einer maximalen Bohrlänge von etwa 50 m zu rechnen war. Nach erfolgter Ausrichtung der Bohrlafette und Fixierung auf der Arbeitsplattform begannen die Bohrarbeiten (siehe Abb. 3-7).



Abb. 3-7: Arbeitsplattform mit Bohrlafette, Minikran und Staubschutzfilter.

Die Bohrung selbst erforderte nur wenige Tage. Zum Einsatz kam ein Im-Loch-Hammer, der den Fels in kleinste Stücke zermeißelt und mit Druckluft zutage fördert. Zum Schutz der Gäste auf der direkt oberhalb liegenden Besucherplattform der Gipfelstation wurde während der Bohrarbeiten eine Absaugung der Abluft mit Staubschutzfilter durchgeführt. Die Bohrung konnte weitgehend ideal entlang einer Geraden vorgetrieben werden, so dass, nachdem das Gestänge gezogen war, durch das komplette Bohrloch mit einem Durchmesser von 125 mm hindurchgeschaut werden konnte (siehe Abb. 3-8). Vor der Installation der Temperatursensoren wurde das Bohrloch auf der Nordseite mit einer etwa 80 cm dicken Betonplombe verschlossen, um einen Luft Eintritt in das Bohrloch zu verhindern und damit eine thermische Beeinflussung durch Luftkonvektion über die Oberfläche zu vermeiden.



Abb. 3-8: Blick durch das 44,5 m lange Bohrloch, das fast keine Abweichung von der Geraden aufweist. Der kleine Lichtpunkt in der Mitte der Abbildung zeigt den Durchstichpunkt des Bohrlochs auf der Nordseite des Zugspitzgipfelgrats an.

Für die Installation der Messkette mit den Temperatursensoren wurde ein PE-Rohr mit einem Durchmesser von 2 Zoll in das Bohrloch eingelassen, damit ein Austausch bei einem Defekt erfolgen kann. Die Messkette besteht aus insgesamt 16 Temperatursensoren, wobei der erste Sensor bereits im durch einen Schaltschrank geschützten Bohrkopf auf der Südseite des Gipfelgrates zu liegen kommt (Lage der Sensoren siehe Abb. 3-10). Durch Fixierung an einen biegsamen, aber schubstarken Glasfaserstab kann die Messkette bis an das Ende des PE-Rohrs in 43,7 m „Tiefe“ eingeschoben werden. Die Messkette ist komplett wasserdicht und wurde vor der Installation im Messlabor der Fachfirma kalibriert.

Direkt am Bohrkopf wurde ein Elektro-Schaltschrank installiert, der mit einem umfangreichen Blitzschutz zum Schutz der installierten Sensoren vor Überspannung ausgestattet ist (Abb. 3-9). Von dort besteht für jeden einzelnen Temperatursensor eine direkte Kabelverbindung zu dem Datenlogger im Inneren der Gipfelstation.



Abb. 3-9: Elektro-Schaltschrank auf dem Bohrkopf mit Blitzschutz-Installation.

Die Anlage zur Aufzeichnung der Messdaten besteht aus einem Loggermodul mit angeschlossenem Multiplexer. Die Stromversorgung erfolgt über das 230 V Netz der Bayerischen Zugspitzbahn. Zum Schutz vor Stromausfällen infolge von Gewittern ist eine Pufferbatterie zwischengeschaltet. Die Messanlage wird zudem über einen speziellen Trenntransformator betrieben, um einer eventuellen Überladung/Explosionsgefahr der Pufferbatterie vorzubeugen. Davor geschaltet ist auch hier ein spezieller Blitzschutz, um die Messanlage vor Überspannungen bei auftretenden Gewittern zu schützen.

Zur Visualisierung der Messergebnisse in Diagrammen wurde ein graphischer Profilschnitt durch den Gipfelgrat entlang des Verlaufs der Bohrung berechnet, in den zur besseren Orientierung die Gipfelgebäude der Bayerischen Zugspitzbahn schematisch projiziert wurden (Abb. 3-10).

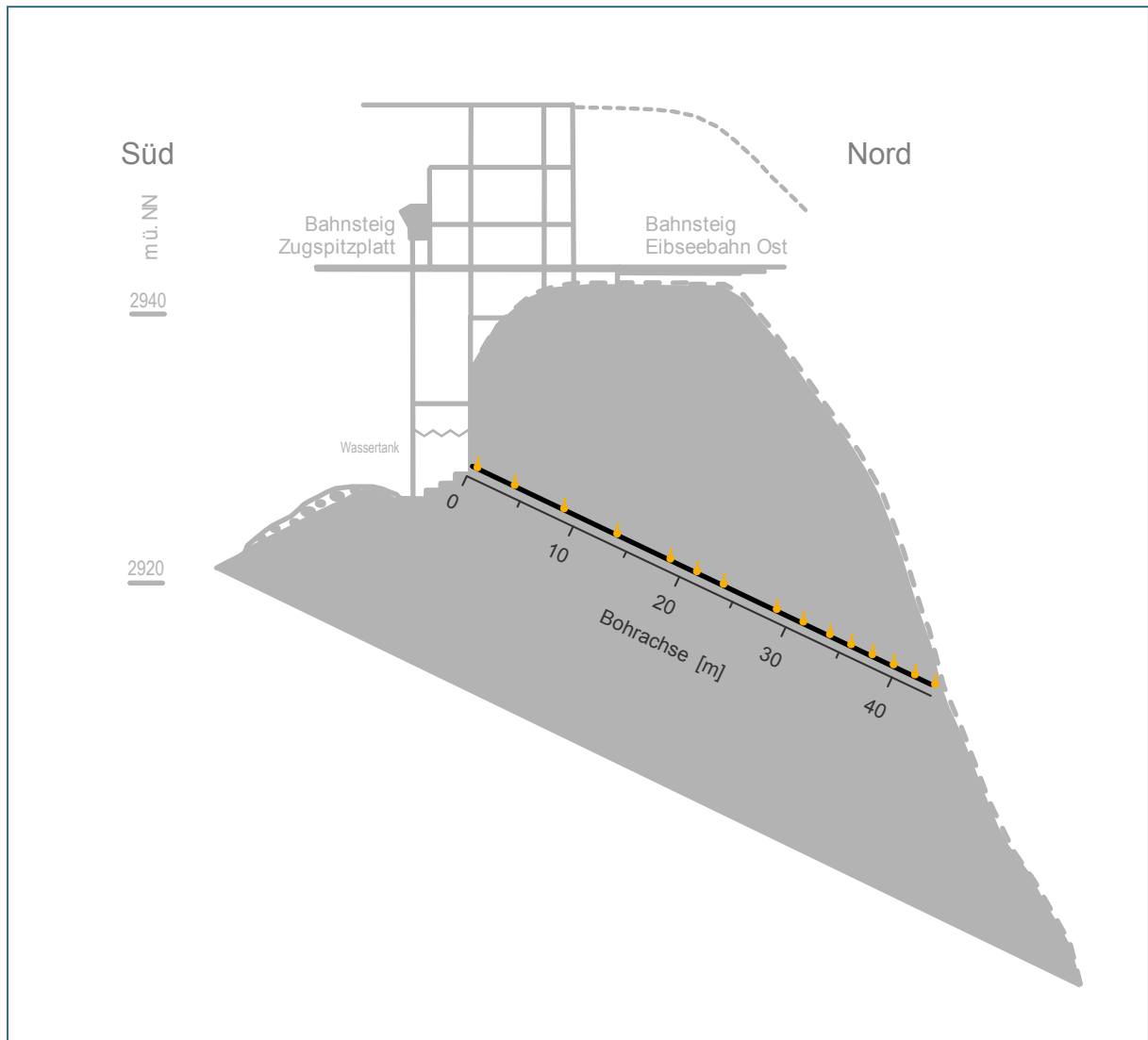


Abb. 3-10: Schnitt durch den Gipfelgrat der Zugspitze in der Ebene der Permafrost-Bohrung mit Eintrag der Bohrachse und Lage der einzelnen Temperatursensoren. Die Orientierung ist in Leserichtung von Süden nach Norden.

Alle Messdaten werden stündlich erfasst und im Loggermodul gespeichert. Bis August 2015 erfolgte die Datenfernabfrage über ein analoges GSM-Modem. In der Folge wurde auf eine Datenübertragung mittels IT-Technik umgestellt (GPRS-Router), der Zugriff erfolgt dabei über das Bayerische Behördenetz.

Die Messanlage wurde in den Jahren 2010, 2012 und 2015 technischen Revisionen unterzogen. Da der Bohrkopf wegen der Schneebedeckung am Gipfel lediglich in einem kurzen Zeitfenster zugänglich ist, können diese Arbeiten nur in den Monaten Juli und August erfolgen.

Innerhalb der vorliegenden Beobachtungszeit wurden die Messdaten kontinuierlich gesammelt, in Grafiken visualisiert (siehe Kap. 3.3) und der Öffentlichkeit im Internet präsentiert (LfU/Geologie/Massenbewegungen/Projekte/Permafrostmessungen an der Zugspitze).

3.3 Ergebnisse der Messungen von 2010 bis 2015

Im Folgenden werden die aufbereiteten Messdaten für den Zeitraum von 2010 bis Ende 2015 dargestellt. Diese bildeten die Grundlage für die Kalibrierung des numerischen Rechenmodells (Kap. 4.2). Die Speicherung und numerische Weiterverarbeitung der Messdaten erfolgen automatisiert mit einer Tabellenkalkulations-Software. In allen dargestellten Diagrammen werden ausschließlich Tagesmittelwerte verwendet. Kommen neue Messdaten hinzu, werden zudem die Minimal- und Maximal-Temperaturen für jeden Sensor während des kompletten Messzeitraums neu ermittelt.

Da die Diagramme mit den Ergebnissen auch auf der Homepage des LfU veröffentlicht werden, sollte die Visualisierung weitgehend plausibel und selbsterklärend erfolgen. Herangezogen wurde hierfür unter anderem der bereits in Kapitel 3.2 vorgestellte schematische Profilschnitt durch den Gipfelgrat. Wesentliche Ergebnisse werden in diesem Schnitt entlang der eingetragenen Bohrachse aufgetragen.

In Abbildung 3-11 sind im Profilschnitt für jeden Sensor die Minimal- und Maximal-Temperaturen lagerichtig dargestellt. Die Darstellung zeigt lagegetreu, in welchem Abschnitt entlang der Bohrachse im Gestein Permafrost gemessen wurde. Ebenfalls aufgetragen ist als rote Linie der interpolierte Temperaturverlauf an einem bestimmten Kalendertag. Unterhalb des Profilschnitts finden sich Zeit-Temperatur-Linien aller Sensoren, wegen der unterschiedlich großen Temperaturschwankungen während eines Jahres sind diese Kennlinien in drei unterschiedlichen Diagrammen aufgetragen. Die verschiedenen Hintergrundfarben in den Diagrammen finden sich in einem Farbbalken im Profilschnitt wieder, was die räumliche Zuordnung erleichtert.

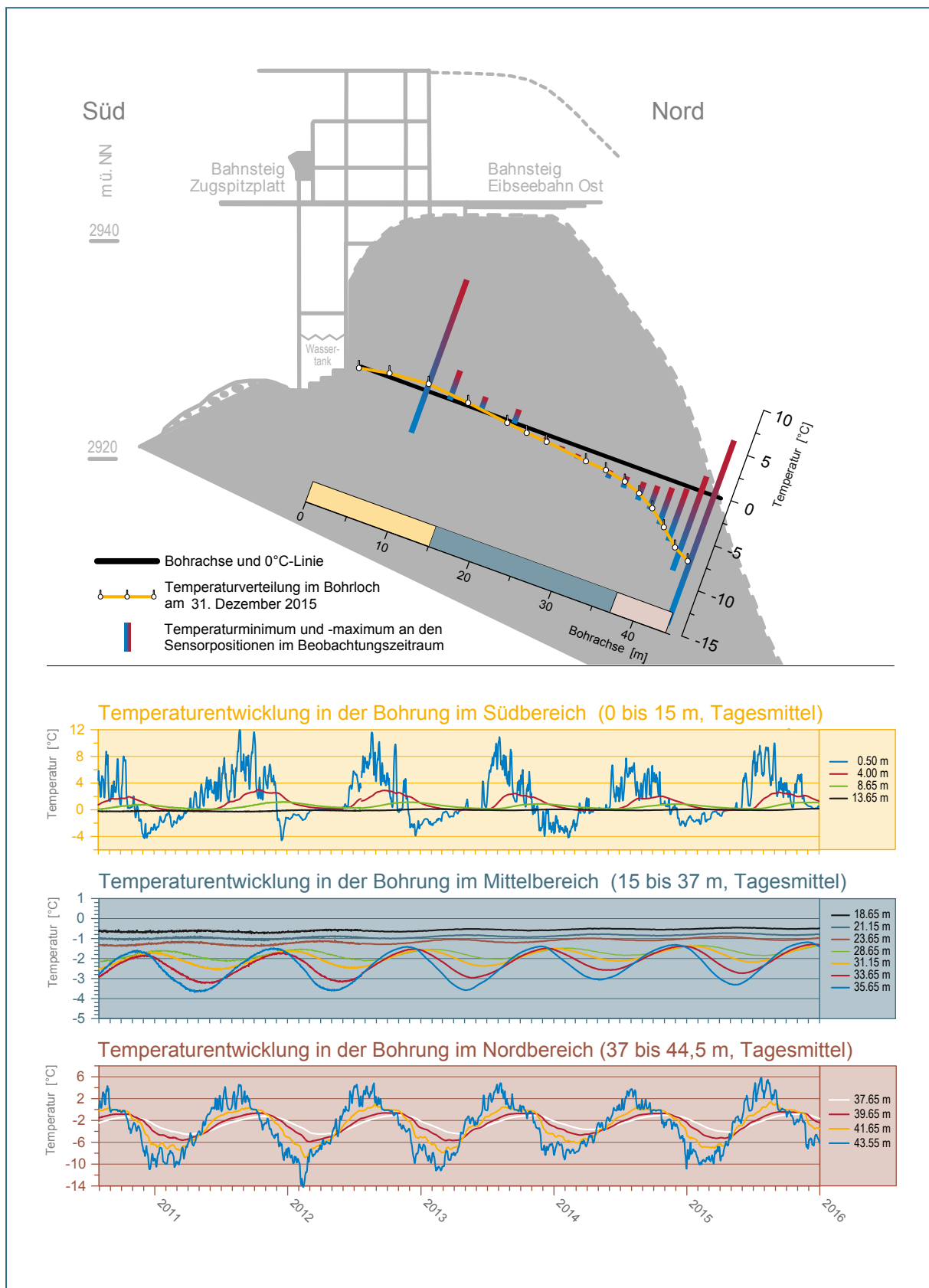


Abb. 3-11: Profilschnitt mit Minimal- und Maximaltemperaturen und einer Tages-Kennlinie, sowie Zeit-Temperatur-Entwicklung in allen Sensoren. Die unterschiedliche Skalierung der Temperaturachsen ist zu beachten.

Die jahreszeitlichen Schwankungen in den Temperaturlinien werden umso geringer, je weiter die Sensoren von den Oberflächen entfernt sind. Ein Blick auf die Scheitelpunkte in den Temperaturlinien zeigt, dass sich diese analog der verringerten Amplitude zum Berginneren hin entlang der Zeitachse verschieben. Dies ist in der Wärmeleitfähigkeit des Gesteins begründet. Abbildung 3-12 zeigt, dass sich das Einsetzen der winterlichen Abkühlung im Inneren des Gebirges aufgrund der geringen Wärmeleitfähigkeit des Gesteins (Wettersteinkalk) auf einer Wegstrecke von etwa 15 m um über ein halbes Jahr gegen den oberflächennahen Bereich verschiebt. Die Minimaltemperatur von $-2,15$ bis $-1,8$ °C wird im Zentrum des Zugspitzgipfels erst im September erreicht, das Temperaturmaximum von $-1,3$ bis $-1,65$ °C jedoch im Januar verzeichnet.

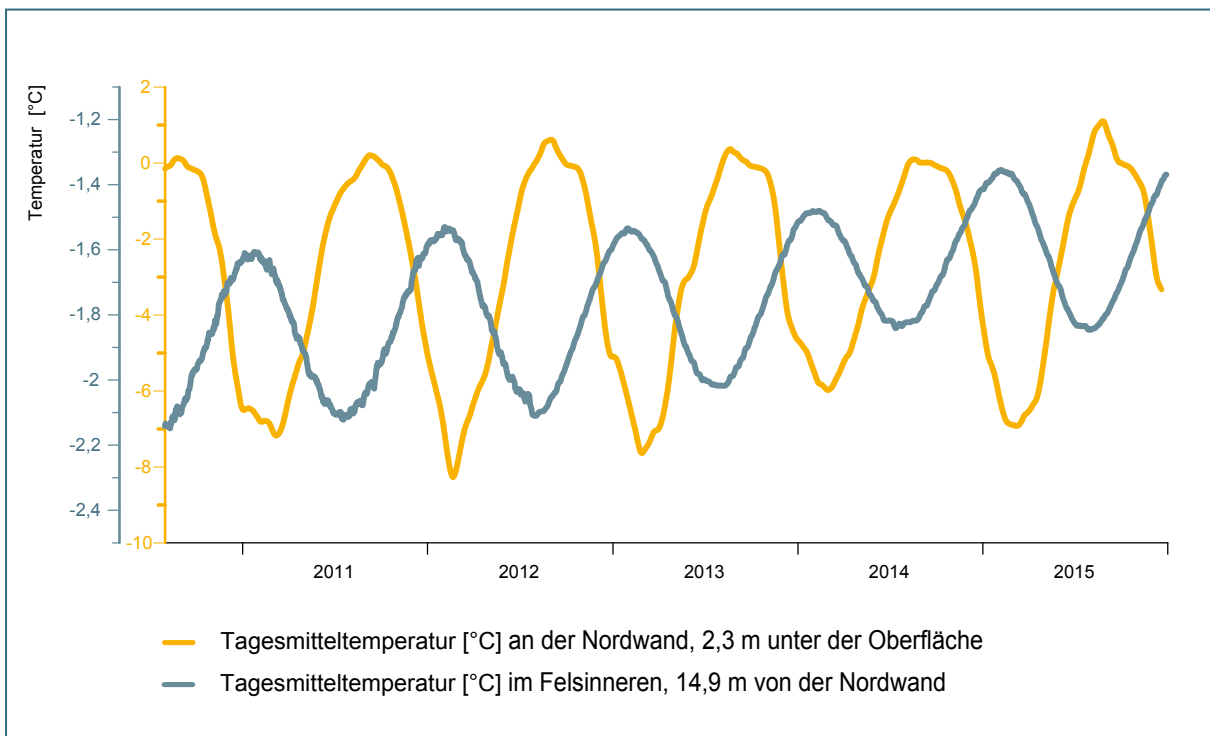


Abb. 3-12: Jahreszyklen zweier ausgewählter Temperatursensoren im Messzeitraum.

Die Verschiebung der Temperatur-Jahreszyklen zeigt sich auch in einer weiteren, flächigen Darstellung der Temperaturentwicklungen (Abb. 3-13). Entlang der im bereits bekannten Profilschnitt eingetragenen Bohrachse wird eine Zeitachse und die Temperatur in 33 unterschiedlichen Farbstufen dargestellt (contour map). Erforderlich ist hierfür eine Interpolation, bei der in einem Raster von 0,5 m entlang der Bohrachse sowie einem Tag entlang der Zeitachse die Temperatur anhand der vorhandenen Tagesmittelwerte der Sensoren berechnet wird. Für den dargestellten Zeitabschnitt ergeben sich somit circa 175.000 Rasterpunkte für die Grafik. Die Interpolation nach der Methode der inversen Distanz muss zudem einer Glättung unterzogen werden, um anschauliche Ergebnisse zu erzeugen.

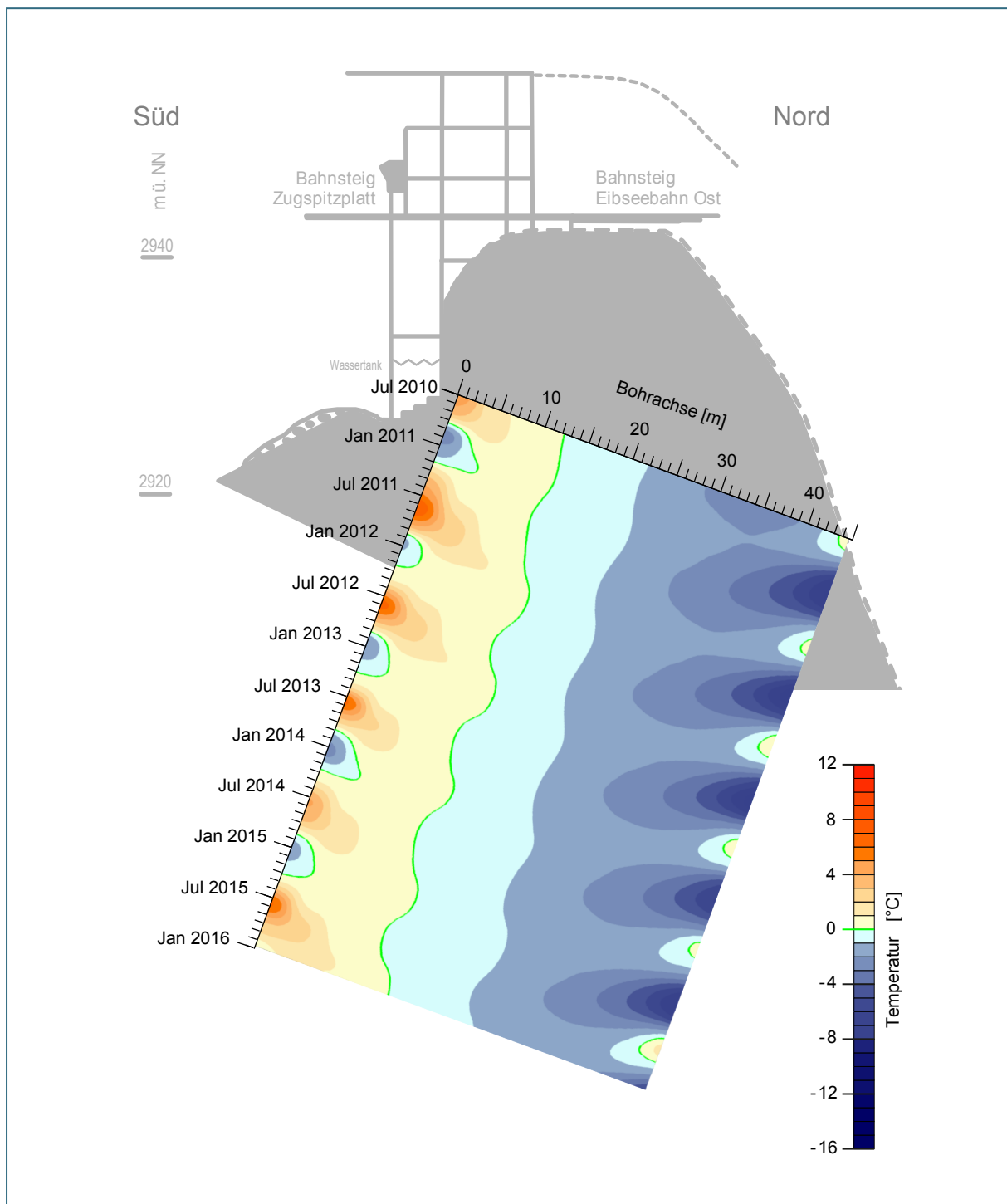


Abb. 3-13: Gemessene Temperaturentwicklung entlang der Bohrachse über die Zeit.

Auch dieses Diagramm zeigt anschaulich die zeitliche Verschiebung der Amplitude der jahreszeitlichen Temperaturschwankungen im Gebirge aufgrund der Wärmeleitfähigkeit des Gesteins, insbesondere an der Nordseite (rechts). Ebenso wie in Abbildung 3-12 deutet sich anhand des Verlaufs der Amplituden während des dargestellten Zeitraums von fünfzehn Jahren eine geringe Erwärmung im Inneren des Zugspitzgrates an. Dies lässt sich insbesondere an der Grenzlinie in 21 m Tiefe der Bohrachse erkennen.

4 Numerische Simulation und Modellkalibrierung

Im Folgenden wird das numerische Modell der Wärmetransportvorgänge im Gestein erläutert und die Kalibrierung des Rechenmodells auf Basis der vorliegenden Messwerte dargestellt.

4.1 Methodik

4.1.1 Physikalisches Modell

Ziel der Modellierung ist die transparente Abbildung der Wärmetransportvorgänge im Gestein mit der Möglichkeit, die künftige Temperaturentwicklung im Gestein in Abhängigkeit von den Umgebungsbedingungen zu prognostizieren. Angesichts der in Kapitel 3 beschriebenen Messsystematik wird der konduktive Wärmetransport im Gestein eindimensional modelliert. Der entsprechende Modellkörper wird durch zwei senkrechte planparallele Oberflächen begrenzt, über die der Energieaustausch mit der Umgebung stattfindet. Das Modell berücksichtigt die in den nachfolgenden Abschnitten erläuterten Wärmetransportvorgänge:

- instationäre Wärmeleitung im Gestein,
- Konvektion an den Gesteinsoberflächen,
- kurzweilige solare Einstrahlung auf die Oberflächen,
- langweilliger Strahlungsaustausch zwischen den Oberflächen und der Umgebung.

Um auch ortsspezifische Einflüsse wie z. B. die Wärmeleitung vom naheliegenden Gipfelbereich (siehe Abb. 3-10) oder konvektive Wärmetransportvorgänge im Gebirge berücksichtigen zu können, wird der eindimensionale Ansatz derart erweitert, dass die entsprechenden, in den Messwerten enthaltenen Informationen in das Modell einbezogen werden können. Das Verfahren wird im Kapitel 4.2 näher erläutert.

Wärmeleitung im Gestein

Im eindimensionalen Modell der instationären Wärmeleitung (z. B. GRÖBER et al. 1988, BAEHR & STEPHAN 2013) führen Unterschiede der Temperaturgradienten in x-Richtung zu entsprechenden Wärmestromdifferenzen und damit zu Temperaturänderungen im Gestein. Dies wird durch die Fourier'sche Differenzialgleichung

$$c \cdot \rho \cdot A \cdot dx \cdot \frac{dT}{dt} = \lambda \cdot A \cdot dx \cdot \frac{d^2T}{dx^2}$$

ausgedrückt mit

c = Wärmekapazität Gestein (klüftiges Gebirge)

ρ = Dichte des Gesteins

A = Fläche senkrecht zur Wärmestromrichtung x

x = Weg in Wärmestromrichtung x

T = Temperatur des Gesteins

t = Zeit

λ = Wärmeleitfähigkeit des Gesteins.

Mit der Temperaturleitfähigkeit $a = \lambda / (c \cdot \rho)$ wird sie vereinfacht zu

$$\frac{dT}{dt} = a \cdot \frac{d^2T}{dx^2}.$$

Die für die Modellierung erforderlichen Werte der Dichte, Wärmekapazität und Wärmeleitfähigkeit des klüftigen Gebirges werden aus den nach den Volumenanteilen gewichteten Einzelwerten für Gestein, Wasser/Eis und Luft bestimmt, zudem können auch unterschiedliche Wärmeleitfähigkeiten von Gesteinsschichten berücksichtigt werden.

Bei der Modellierung des latenten Phasenwechsels in den Poren wird von der Vorstellung ausgegangen, dass bei Erreichen der Phasenwechseltemperatur auftretende Wärmestromdifferenzen zunächst ausschließlich zum Gefrieren oder Tauen der betroffenen Wassermenge führen und die Temperatur während dieses Vorgangs konstant bleibt. Erst nach erfolgtem Phasenwechsel führen Wärmestromdifferenzen wieder zu Temperaturänderungen. Falls die Poren vollständig mit Wasser gefüllt sind, ändert sich der Anteil φ_{fl} der flüssigen Phase am Wasservolumen bei der Phasenwechseltemperatur somit nach der Gleichung

$$\frac{d\varphi_{fl}}{dt} = \frac{\lambda}{h \cdot \rho \cdot \Phi} \cdot \frac{d^2T}{dx^2}$$

mit

φ_{fl} = Anteil der flüssigen Phase am Wasservolumen,

h = Schmelzenthalpie Eis/Wasser

Φ = Porosität des geklüfteten Gebirges.

Konvektion an den Gesteinsoberflächen

Die Berechnung des Wärmestroms \dot{Q}_K durch Konvektion erfolgt in Abhängigkeit vom Temperaturunterschied zwischen der umgebenden Luft und der Gesteinsoberfläche sowie dem Wärmeübergangskoeffizient α_K :

$$\dot{Q}_K = \alpha_K \cdot \Delta A \cdot (T_L - T).$$

Aufgrund der unregelmäßigen Form der Zugspitze und der ungleichförmigen Strömungsverhältnisse wird zur Bestimmung des Wärmeübergangskoeffizienten nicht auf die Ansätze zur Berechnung des Wärmeübergangs an überströmten idealen Körpern zurückgegriffen. Stattdessen werden im vorliegenden Modell praxisnahe Angaben aus der Literatur für den konvektiven Wärmeübergang zwischen einer Außenwand und der Umgebungsluft als Ansätze für die Nordseite verwendet:

- $\alpha_K = 23 \text{ W/m}^2 \text{ K}$ für Gebäude und Anlagen (Hahn 2007),
- äußerer Wärmeübergangswiderstand $R = 0,04 \text{ m}^2 \text{ K/W}$ bei Windgeschwindigkeiten von 4 bis 5 m/s (DIN EN ISO 6946), dies entspricht einem Wärmeübergangskoeffizient von $\alpha_K = 25 \text{ W/m}^2 \text{ K}$.

Auf der Südseite ist insbesondere aufgrund der Abdeckung der Bohrung (siehe Abb. 3-9), aber auch wegen des Windschattens durch das westlich vorgelagerte Fundament der Bergstation (siehe Abb. 3-7), von einem deutlich niedrigeren Koeffizienten auszugehen, der im Rahmen der Kalibrierung bestimmt wird.

Kurzweilige solare Einstrahlung auf die Oberflächen

Als Grundlage für die Modellierung der kurzweiligen solaren Einstrahlung auf die Gesteinsoberflächen dienen die auf der Zugspitze gemessenen Globalstrahlungswerte (Deutscher Wetterdienst – DWD 2015) und die in der Literatur beschriebenen Zusammenhänge der direkten und diffusen Einstrahlung auf geneigte Flächen (DUFFIE & BECKMAN 2013).

Ausgangspunkt der Berechnungen ist die Strahlungsgeometrie mit den folgenden Winkeldefinitionen:

Momentane Deklination δ

Als Deklination wird der Winkel zwischen der Strahlungsrichtung bei Sonnenhöchststand und der Äquatorebene bezeichnet (Nord positiv). Innerhalb eines Jahres ergibt sich ein Verlauf zwischen den Grenzen $\pm 23,45^\circ$, die Gleichung mit der Ordnungsnummer D des betreffenden Tages im Jahr lautet:

$$\delta = 23,45 \cdot \sin\{2\pi \cdot (284 + D)/365\}.$$

Stundenwinkel ω

Der Stundenwinkel gibt den Winkel zwischen dem lokalen Meridian und dem aktuellen Sonnenstand an (morgens negativ). Jede Stunde entspricht einer Länge von 15° . Die Gleichung lautet:

$$\omega = -\pi \cdot \left(1 - \frac{t_d [\text{min}]}{720}\right).$$

Zu beachten ist in diesem Zusammenhang, dass für die Tageszeit t_d nicht die relevante Standardzeit t_{sta} eingesetzt wird, sondern die Sonnenzeit t_{sol} . Die Umrechnung erfolgt mithilfe der Gleichung:

$$t_{\text{sol}} = t_{\text{sta}} + \text{EOT} + 4 \cdot (\lambda_{\text{sta}} - \lambda_{\text{loc}})$$

mit den Längengraden der relevanten Zeitzone λ_{sta} und des betrachteten Ortes λ_{loc} .

Die Zeitgleichung EOT (Equation of Time) berücksichtigt Unterschiede in der Tageslänge, die durch folgende Umstände hervorgerufen werden:

- die Bahn der Erde um die Sonne weist die Form einer Ellipse auf,
- die Bahngeschwindigkeit der Erde ist bei geringerer Entfernung zur Sonne höher,
- die Erdachse ist zur Bahnebene geneigt,
- die Rotation der Erde um ihre Achse, weist Unregelmäßigkeiten auf.

Der Effekt kann durch folgende Gleichung beschrieben werden:

$$EOT = 229,2 \cdot (0,000075 + 0,001868 \cdot \cos B - 0,032077 \cdot \sin B - 0,014615 \cdot \cos 2B - 0,04089 \cdot \sin 2B)$$

mit

$$B = 2\pi \cdot (D - 1)/365.$$

Aus den genannten Einflüssen resultiert eine Zeitverschiebung im Jahresverlauf zwischen +16 min 25 sec und -14 min 17 sec.

Der Stundenwinkel ω_s für den Zeitpunkt des Sonnenuntergangs wird in Abhängigkeit von der geographischen Breite ϕ des Standortes (Nordhalbkugel > 0) berechnet:

$$\omega_s = \cos^{-1} \frac{-\sin \phi \cdot \sin \delta}{\cos \phi \cdot \cos \delta}.$$

Sonnenhöhe θ_h

Die Sonnenhöhe bezeichnet den Winkel zwischen der Sonnenrichtung und der horizontalen Ebene:

$$\sin \theta_h = \cos \delta \cdot \cos \phi \cdot \cos \omega + \sin \delta \cdot \sin \phi.$$

momentaner Sonnenazimuth γ_s

Der momentane Sonnenazimuth bezeichnet die Winkelabweichung zwischen Sonnenrichtung und Ortsmeridian auf der horizontalen Ebene. Bei Ausrichtung nach Osten vor 12 Uhr Sonnenzeit lautet die Gleichung:

$$\gamma_s = \cos^{-1} \frac{\sin \theta_h \cdot \sin \phi - \sin \delta}{\cos \theta_h \cdot \cos \phi},$$

bei westlicher Ausrichtung nach 12 Uhr Sonnenzeit gilt:

$$\gamma_s = -\cos^{-1} \frac{\sin \theta_h \cdot \sin \phi - \sin \delta}{\cos \theta_h \cdot \cos \phi}$$

Mithilfe der genannten Winkelbeziehungen ist zunächst die Globalstrahlung rechnerisch in den direkten und den diffusen Anteil aufzuteilen. Der diffuse Anteil wird in Abhängigkeit vom Clearness Index K_T bestimmt, der das Verhältnis zwischen der Tagessumme der gemessenen Globalstrahlung H und der theoretischen Einstrahlung ohne atmosphärische Einflüsse H_0 auf eine horizontale Fläche beschreibt. Die letztgenannte Größe (in $\text{Wh}/\text{m}^2 \text{ d}$) wird in Abhängigkeit von der Solar-konstante G_{sc} berechnet (mit ω_s in Grad):

$$H_0 = \frac{24 \cdot G_{sc}}{\pi} \cdot \left(1 + 0,033 \cdot \cos \frac{360 D}{365} \right) \cdot \left(\cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \sin \omega_S + \frac{\pi \cdot \omega_S}{180} \cdot \sin \phi \cdot \sin \delta \right).$$

Der Zusammenhang zwischen dem Clearness Index K_T und dem diffusen Anteil der Globalstrahlung H_d/H lautet – bezogen auf den Zeitraum eines Tages –

für $K_T < 0,715$:

$$H_d/H = 1,0 - 0,2727 \cdot K_T + 2,4495 \cdot K_T^2 - 11,9514 \cdot K_T^3 + 9,3879 \cdot K_T^4$$

für $K_T \geq 0,715$:

$$H_d/H = 0,143.$$

Für $\omega_s > 81,4^\circ$ wird eine abweichende Korrelation mit höheren Diffusanteilen angegeben (Minimalwert 0,175). Im vorliegenden Modell wird allerdings nur die beschriebene Korrelation verwendet, um die geringeren diffusen Strahlungsanteile im Hochgebirge zumindest ansatzweise abzubilden. Damit erfolgt die Berechnung der Flussdichte (in W/m^2) der diffusen ($S_{d_}$) und der direkten Strahlung ($S_{b_}$) auf eine horizontale Fläche in Abhängigkeit von der Globalstrahlung (S_{gl}):

$$S_{d_} = S_{gl} \cdot H_d/H$$

$$S_{b_} = S_{gl} \cdot (1 - H_d/H).$$

Nach der Klärung der Einstrahlung auf eine horizontale Fläche wird die Flussdichte der direkten Strahlung auf eine geneigte Fläche bestimmt. Dazu ist zunächst der Einstrahlwinkel θ der direkten Sonnenstrahlung auf eine Gesteinsoberfläche zu berechnen. Für den gegebenen Sonderfall einer senkrechten Fläche lautet die Gleichung:

$$\cos \theta = \cos \theta_h \cdot \cos(\gamma_s - \gamma),$$

wobei der Winkel γ die Abweichung der Flächennormale von der Südrichtung bezeichnet (Ostausrichtung negativ). Bei den beiden Gesteinsoberflächen unterscheiden sich diese Winkel um 180° .

Der nächste Schritt zur Bestimmung der Flussdichte der direkten Strahlung auf eine geneigte Fläche ist die Berechnung der Flussdichte der direkten Strahlung auf eine senkrecht zur Strahlungsrichtung angeordnete Fläche:

$$S_{b\perp} = S_{b_} / \cos \theta_.$$

Da zwischen dem Einstrahlwinkel $\theta_$ auf eine horizontale Fläche und der Sonnenhöhe θ_h die Beziehung

$$\theta_ = \frac{\pi}{2} - \theta_h$$

besteht, gilt:

$$S_{b\perp} = S_{b_} / \sin \theta_h.$$

Somit kann die Flussdichte der direkten Strahlung in Abhängigkeit von dem Winkel θ zwischen der Strahlungsrichtung und der Flächennormale berechnet werden:

$$S_b(\theta) = S_{b\perp} \cdot \cos \theta = S_{b_} \cdot \cos \theta / \sin \theta_h.$$

Nach der Analyse der direkten Einstrahlung ist die Flussdichte der diffusen Einstrahlung auf die senkrechten Flächen zu klären. Dabei sind sowohl die diffuse Himmelsstrahlung als auch der von der Umgebung reflektierte Globalstrahlungsanteil zu berücksichtigen.

Im vorliegenden Modell wird davon ausgegangen, dass die diffuse Himmelsstrahlung gleichmäßig über die obere Hemisphäre verteilt ist. Um den Winkel β geneigte Flächen empfangen denjenigen Strahlungsanteil, der der von ihnen einsehbaren Himmelsfläche entspricht. Die Umrechnung von der Flussdichte $S_{dS_}$ auf horizontale Flächen in die Flussdichte $S_{dS/}$ auf geneigte Flächen erfolgt nach folgender Gleichung:

$$S_{dS/} = S_{dS_} \cdot (1 + \cos \beta) / 2.$$

Für senkrechte Flächen ($\beta = 90^\circ$) folgt damit:

$$S_{dS} = 0,5 \cdot S_{dS_}.$$

Die Einstrahlzahl 0,5 kann entsprechend auch für die Reflexion der Umgebung angesetzt werden. Im Falle einer Einschränkung des Sichtfeldes – z. B. durch eine naheliegende Bergwand – wäre diese Einstrahlzahl zu erhöhen und die der Himmelsstrahlung zu vermindern. Die Flussdichte der Einstrahlung aus der Umgebung S_{dG} ist abhängig vom Reflexionsgrad ρ_G :

$$S_{dG} = S_{gl} \cdot \rho_G / 2.$$

Der aufgrund der solaren Einstrahlung aufgenommene Wärmestrom \dot{Q}_S an der senkrechten Fels-oberfläche ergibt sich in Abhängigkeit vom Absorptionsgrad α_S des Materials:

$$\dot{Q}_S = \alpha_S \cdot \Delta A \cdot (S_b + S_{dS} + S_{dG}).$$

Aufgrund der in der Realität rauen und zerklüfteten Oberfläche wird im Modell ein von der Strahlungsrichtung unabhängiger Absorptionsgrad angesetzt.

Langwelliger Strahlungsaustausch

Zur Vervollständigung der Energiebilanzen ist der langwellige Strahlungsaustausch mit folgenden Bestandteilen im Modell zu berücksichtigen (z. B. DUFFIE & BECKMAN 2013):

- Abstrahlung der beiden Gesteinsoberflächen,
- Einstrahlung vom Himmel auf die Oberflächen,
- Einstrahlung von der umgebenden Erdoberfläche auf die Oberflächen.

Die beiden Oberflächen werden als graue Strahler betrachtet (d.h. Emissionsgrad $\varepsilon < 1$), nach der Stefan-Boltzmann-Gleichung wird der abgestrahlte Wärmestrom \dot{Q}_{IR-} bestimmt durch:

$$\dot{Q}_{IR-} = C_S \cdot \varepsilon \cdot \Delta A \cdot \left(\frac{T}{100} \right)^4$$

mit $C_S = 5,67 \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$ als Strahlungskonstante des schwarzen Körpers.
Die Oberflächentemperatur T ist in Kelvin einzusetzen.

Die langwellige Einstrahlung auf das Gestein folgt den gleichen Gesetzen, wobei der Himmel als schwarzer Strahler betrachtet wird (d.h. Emissionsgrad $\varepsilon = 1$). Wie bei der kurzwelligen diffusen Einstrahlung vom Himmel auf eine senkrechte Fläche wird auch hier zunächst von einer Einstrahlzahl von 0,5 ausgegangen, entsprechendes gilt für die Einstrahlung vom Boden. Im Falle einer Einschränkung der Sicht auf den Himmel ist die Einstrahlzahl Boden entsprechend zu erhöhen und die des Himmels zu vermindern. Nach dem Kirchhoff'schen Gesetz ist das Absorptionsverhältnis gleich dem Emissionsverhältnis ε . Damit ergeben sich die Gleichungen für den Wärmestrom durch die absorbierte langwellige Strahlung (mit Temperaturen in K):

vom Himmel

$$\dot{Q}_{IRS} = 0,5 \cdot C_S \cdot \varepsilon \cdot \Delta A \cdot \left(\frac{T_S}{100} \right)^4$$

vom Boden

$$\dot{Q}_{IRG} = 0,5 \cdot C_S \cdot \varepsilon_G \cdot \varepsilon \cdot \Delta A \cdot \left(\frac{T_G}{100} \right)^4.$$

Die Temperatur T_G der umgebenden Erdoberfläche wird im vorliegenden Modell mit dem arithmetischen Mittel der beiden momentanen Oberflächentemperaturen gleichgesetzt.

Aus den Ansätzen zur Bestimmung der Himmelstemperatur T_S werden für das vorliegende Modell Gleichungen ausgewählt, die die Berechnung in Abhängigkeit von der Umgebungslufttemperatur T_L ermöglichen (DUFFIE & BECKMAN 1980):

a) für klaren Himmel

$$T_S = 0,0552 \cdot (T_L + T_0)^{1,5} - T_0$$

b) für bedeckten Himmel

$$T_S = T_L - 6$$

(mit $T_0 = 273,15 \text{ K}$). Eine Kombination der beiden Gleichungen wird durch die vom Deutschen Wetterdienst bereitgestellten Tagesmittelwerte des Bedeckungsgrades ermöglicht (DWD 2015). Dabei wird Gleichung (b) mit dem Faktor *Bedeckungsgrad/8* und Gleichung (a) mit dem Faktor $(1 - \text{Bedeckungsgrad}/8)$ gewichtet.

Mit Einstrahlzahlen von 0,5 geht für jede Oberfläche der Wärmestrom durch Strahlung im langwelligen Infrarotbereich in das Modell ein (Temperaturen in Kelvin):

$$\dot{Q}_{IR} = C_S \cdot \varepsilon \cdot \Delta A \cdot \left[-\left(\frac{T}{100}\right)^4 + 0,5 \cdot \left(\frac{T_S}{100}\right)^4 + 0,5 \cdot \varepsilon_G \cdot \left(\frac{T_G}{100}\right)^4 \right].$$

Berücksichtigung der Schneedecke

Da das Modell von senkrechten Gesteinsoberflächen ausgeht, sollte sich dort in der Theorie bei hinreichender Wandhöhe keine für den Wärmeaustausch signifikante Schneedecke bilden. In der Praxis trifft diese Annahme für die steile Nordwand in hohem Maße zu, während sich an der Südseite aufgrund der geringeren Hangneigung und des Felsabsatzes unterhalb der Bohrung beträchtliche Schneemengen ansammeln können. In den Messdaten der Oberflächentemperatur auf der Südseite sind Zeiträume mit relativ dicker Schneedecke an annähernd konstanten Temperaturwerten knapp unter dem Gefrierpunkt zu erkennen.

In einem exakten Modell wäre der Schnee als Dämmschicht mit zeitlich veränderlichen thermischen Eigenschaften und der wirksamen Dicke an der Südseite abzubilden. Allerdings liegen dazu keine entsprechenden Messdaten vor. Die vorliegenden Schneehöhenmessungen auf der Zugspitze (DWD 2015) geben jedenfalls keinen unmittelbaren Aufschluss über die relevanten Ausmaße der Schneeschicht an der Bohrung. Aus diesen Gründen wird ein anderer Weg zur Berücksichtigung der Schneedecke im Modell gewählt.

Der einfache Ansatz sieht vor, die Temperatur der südlichen Gesteinsoberfläche dann auf einem Niveau knapp unterhalb des Gefrierpunkts zu fixieren, wenn

a) die gemessene Schneehöhe auf der Zugspitze über einem bestimmten Grenzwert liegt

oder

b) Neuschnee zu verzeichnen ist,

d.h. die Schneehöhenmessung einen Zuwachs im Vergleich zum Vortag zeigt.

Im Kapitel 4.2 werden die Bestimmung des Schneehöhengrenzwerts und die Auswirkungen des Modellansatzes beschrieben.

4.1.2 Rechenmodell

Zur Berechnung der Gesteinstemperaturen über den Zeitverlauf wird die Differentialgleichung der instationären Wärmeleitung in ein entsprechendes Finite-Differenzen-Modell umgewandelt. Die Bohrstrecke wird in finite Wegsegmente von je 0,5 m Länge aufgeteilt, für die jeweils repräsentativ die Temperaturen berechnet werden. Die Lösung erfolgt mithilfe des Crank-Nicolson-Verfahrens. Das in zwei Versionen – VBA und Python – erstellte Rechenprogramm berechnet die Temperaturveränderungen für die einzelnen Wegsegmente in Stundenschritten.

Eingabedaten

Bei den Eingabedaten wird nach zeitabhängigen und zeitunabhängigen Daten differenziert. Die Systematik bei den zeitabhängigen Daten orientiert sich an den vom Deutschen Wetterdienst (DWD 2015) veröffentlichten Daten für die Zugspitze (Tab. 4-1)

Tab. 4-1: Für die Modellierung verwendete Umgebungsdaten des DWD am Zugspitzgipfel.

	Einheit	Zeitliche Auflösung	DWD-Daten verfügbar ab (Monat/Jahr)	
Globalstrahlung	J/cm ²	stündlich	01/2013	Stundensumme der kurzweiligen Globalstrahlung
Umgebungstemperatur	°Celsius	täglich	08/1900	Tagesmittelwert
Bedeckungsgrad	Achtel	täglich	08/1900	Tagesmittelwert
Schneehöhe	cm	täglich	08/1900	

Die Globalstrahlungsdaten werden zur Verwendung im Rechenprogramm in durchschnittliche Flussdichten in W/m² umgerechnet. Fehlende Daten werden durch die Werte eines vergleichbaren vorhergehenden Zeitraums ergänzt, so z. B. die Datenlücken von Mai bis August 1945 durch Daten aus dem entsprechenden Zeitraum 1944.

Alle weiteren Eingabeparameter werden im Modell als zeitlich konstant angenommen. Für alle Wegsegmente werden die folgenden thermischen Gesteinskennwerte als Basis verwendet (gemäß NÖTZLI et al. 2010):

- Wärmeleitfähigkeit $\lambda = 2,5 \text{ W/m K}$,
- volumetrische Wärmekapazität $c \cdot \rho = 2 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3 \text{ K}$,
- Porosität des Gesteins $\Phi = 5 \%$,

wobei die Füllung der Poren im vorliegenden Modell mit 50 % Luft und 50 % Wasser oder Eis angenommen wird. Der Dichteunterschied zwischen Wasser und Eis wird in dieser Betrachtung also vernachlässigt. Die Phasenwechseltemperatur Wasser/Eis wird mit $-0,5 \text{ °C}$ angesetzt (KRAUTBLATTER et al. 2010).

Ausgabedaten

Die Ausgabe der Berechnungsergebnisse erfolgt in Form von Durchschnittstemperaturen des Gesteins je Tag und Wegsegment. Für ein Standardjahr werden also $365 \times 90 = 32.850$ Werte ausgegeben. Sofern nicht anders angegeben, handelt es sich bei den in den nächsten Abschnitten angegebenen Gesteinstemperaturen stets um Tagesmittelwerte.

4.2 Modellkalibrierung

Die Grundidee der Kalibrierung besteht darin, die vielfältigen in den Messdaten enthaltenen Informationen über das thermische Verhalten des Gebirges in das eindimensionale Modell zu übertragen. Dies betrifft sowohl Wärmetransportvorgänge, wie z. B. vertikale Wärmeleitung im Gebirge oder konvektive Wärmeströme durch fließendes Wasser, als auch Unterschiede der thermischen Kennwerte des Gesteins in den einzelnen Wegsegmenten. Die Umsetzung erfolgt durch die Erweiterung der Differenzialgleichung der instationären Wärmeleitung um die beiden Kalibrierungsparameter $z1$ und $z2$, die neue Gleichung lautet damit:

$$\frac{dT}{dt} = z1 + z2 \cdot a \cdot \frac{d^2T}{dx^2}.$$

Im ersten Schritt der Kalibrierung werden nur die Wärmetransportvorgänge im Gestein ohne die Wärmeübergänge an den Oberflächen betrachtet. Als Randbedingungen dienen daher zunächst die Temperaturmessdaten der südlichsten und der nördlichsten Messstelle. Mithilfe eines Optimierungsprogramms werden nun die zeitlich konstanten Parameter $z1$ und $z2$ für jedes Wegsegment so bestimmt, dass eine Minimierung der Quadrate der Differenzen zwischen gemessenen und berechneten Gesteinstemperaturen im Kalibrierungszeitraum 2013 und 2014 erreicht wird. Auf diese Weise werden also die in den Messdaten enthaltenen Informationen als „thermischer Fingerabdruck“ im Modell berücksichtigt, obwohl keine genauen Kenntnisse über die einzelnen Einflussfaktoren vorliegen. Die Berechnung der mehr als 170 Parameter erfolgt in einer vereinfachten Version des Rechenprogramms unter Verwendung des Microsoft Excel Solvers.

Im zweiten Schritt der Modellkalibrierung werden die Wärmeübergangparameter an den Gesteinsoberflächen bestimmt. Kriterium ist wiederum die Minimierung der Quadrate der Differenzen zwischen Mess- und Rechenwerten der Gesteinstemperatur. An dieser Stelle soll insbesondere auf die Werte für den konvektiven Wärmeübergang und den Einfluss der Schneedecke hingewiesen werden. Der Wärmeübergangskoeffizient auf der Nordseite liegt mit $23 \text{ W/m}^2 \text{ K}$ auf dem erwarteten Niveau, während der entsprechende Koeffizient auf der Südseite mit $8 \text{ W/m}^2 \text{ K}$ erwartungsgemäß deutlich niedriger angesetzt wird.

Der Modellansatz für die Schneedecke auf der Südseite ergibt eine gute Korrelation mit den Messwerten bei einer Fixierung der Oberflächentemperatur auf $-0,7 \text{ }^\circ\text{C}$ im Falle einer gemessenen Schneehöhe von mehr als $2,75 \text{ m}$ (oder – wie erwähnt – bei Neuschnee). Allerdings ist anzunehmen, dass auch bei erfüllter Schneebedingung (d.h. Schneeauflage an südlicher Oberfläche) ein Zusammenhang zwischen Oberflächentemperatur und Umgebungstemperatur T_L besteht. Wie weiter unten beschrieben, liegt die durchschnittliche Umgebungstemperatur bei erfüllter Schneebedingung in den Jahren 2013 und 2014 in der Größenordnung von $-7 \text{ }^\circ\text{C}$. Im vorliegenden Modell wird die Temperatur der südlichen Oberfläche bei erfüllter Schneebedingung daher auf $(0,1 \cdot T_L \text{ [}^\circ\text{C]})$ festgelegt, was eine nochmals verbesserte Korrelation mit den Messwerten zur Folge hat.

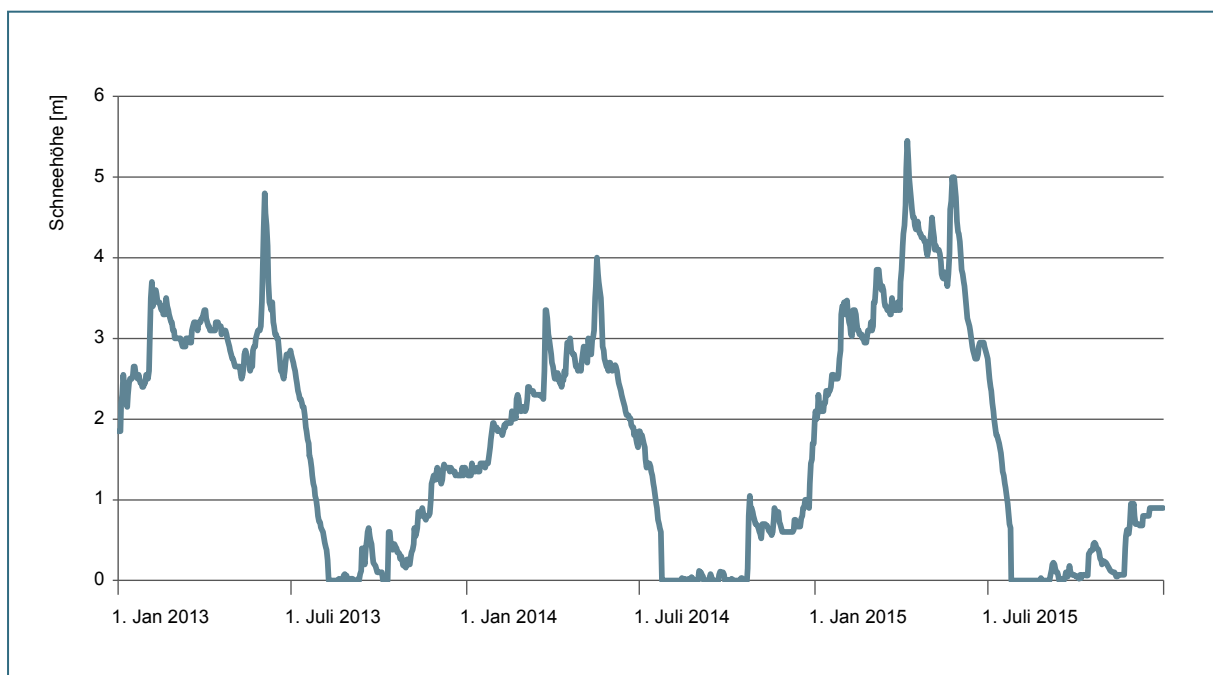


Abb. 4-1: Gemessene Schneehöhen auf der Zugspitze in den Jahren 2013 bis 2015.

Abbildung 4-2 zeigt für jeden Kalendermonat den Prozentsatz der Tage, an denen die genannten Bedingungen für die Schneemodellierung erfüllt sind. Basis sind die DWD-Messdaten der Schneehöhe von 1915 bis 2015. Es wird deutlich, dass sich im ersten Halbjahr vor allem das Kriterium Schneehöhe auswirkt, während im zweiten Halbjahr das Kriterium Neuschnee ausschlaggebend ist.

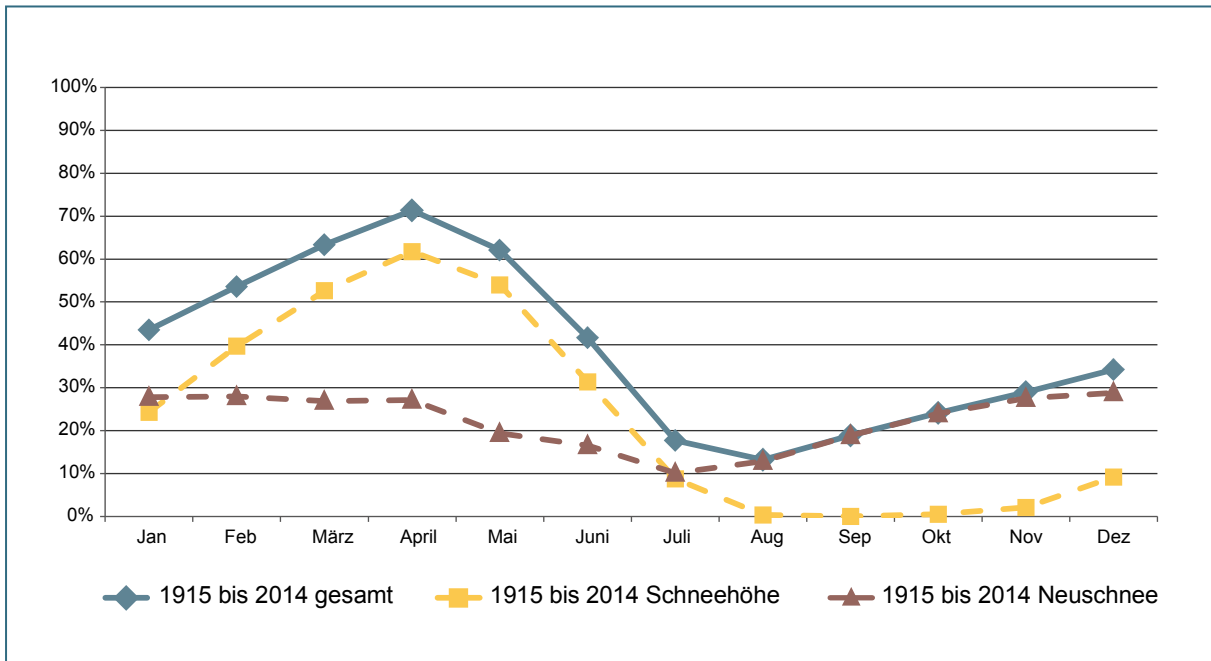


Abb. 4-2: Prozentsatz der Tage mit erfüllter Schneebedingung (d.h. Schneeauflage an südlicher Oberfläche) je Kalendermonat.

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Berechnungen mit den vorliegenden Messwerten der Gesteinstemperatur über den Kalibrierungszeitraum 2013 bis 2014 und das Folgejahr 2015 verglichen. Die Abbildungen 4-3 bis 4-8 zeigen den zeitlichen Verlauf der Temperatur an den Messstellen in 4/8,65/13,65/21,5/33,65/39,65 m Bohrlochtiefe (= Entfernung vom Bohran-satzpunkt im Süden) und die entsprechenden Rechenergebnisse sowie zum Vergleich die Re-sultate ohne Schneemodellierung. Erwartungsgemäß wird der Schneeeinfluss mit zunehmen-der Entfernung von der Südseite geringer.

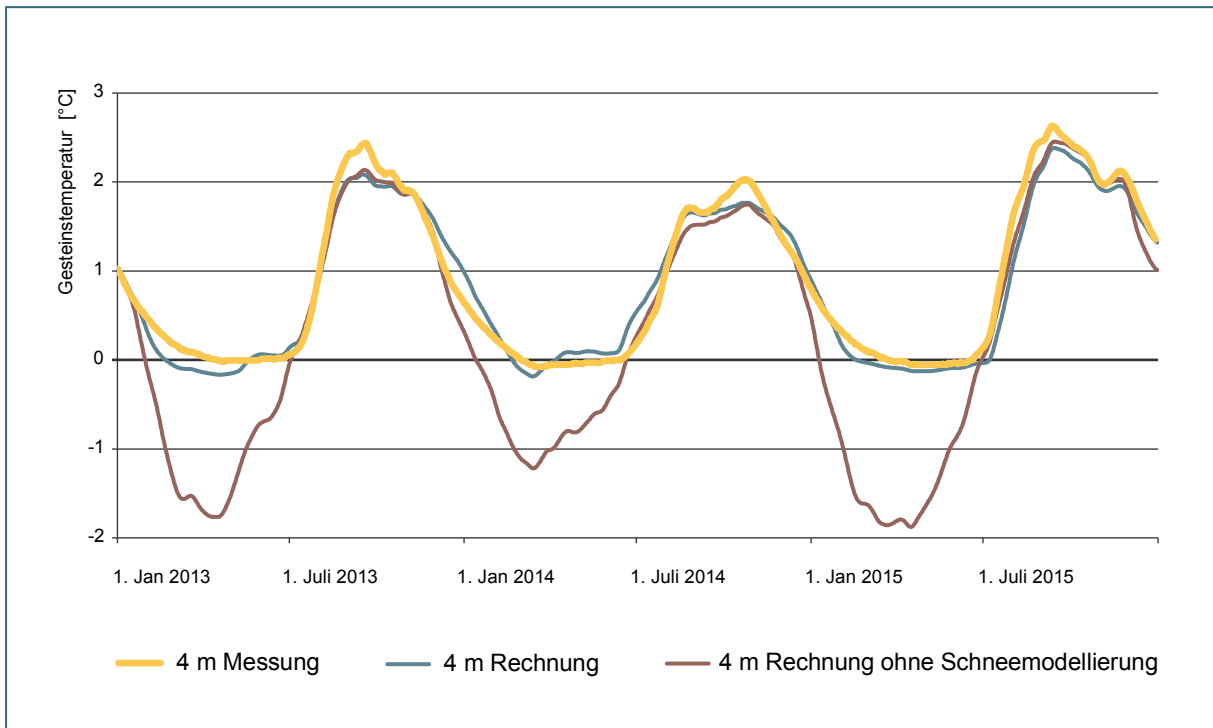


Abb. 4-3: Gemessene und berechnete Gesteinstemperaturen in 4 m Bohrlochtiefe.

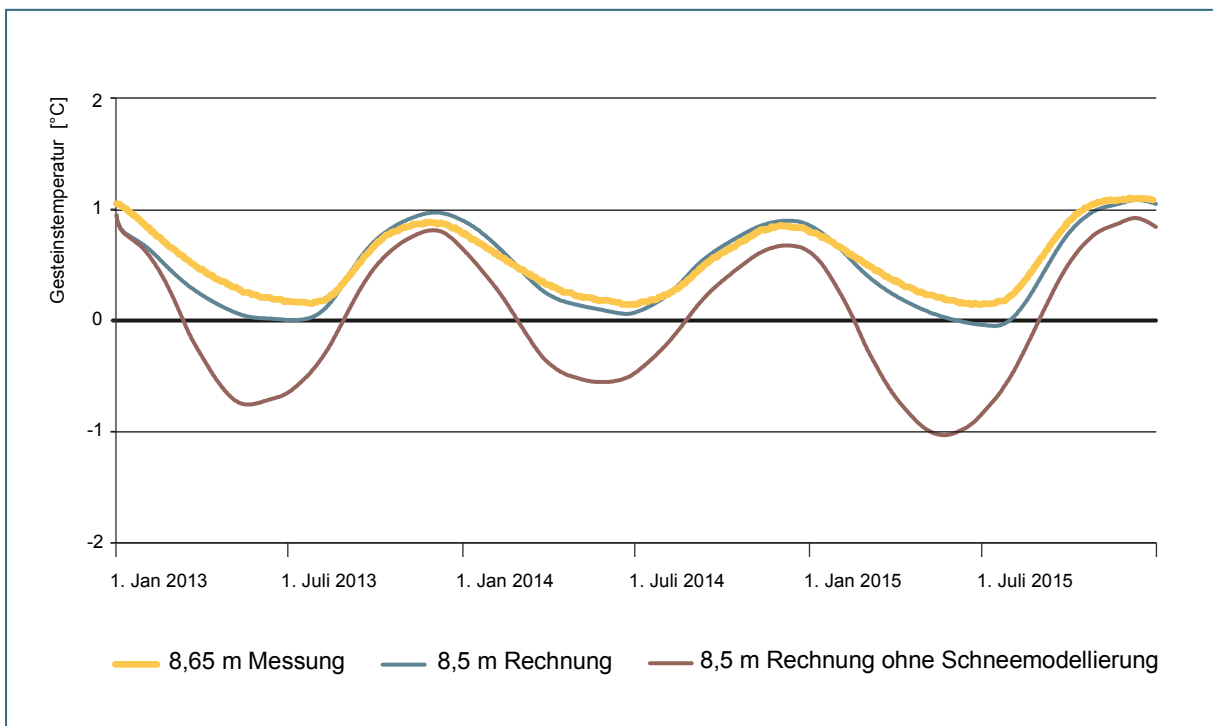


Abb. 4-4: Gemessene und berechnete Gesteinstemperaturen in 8,5 m und 8,65 m Bohrlochtiefe.

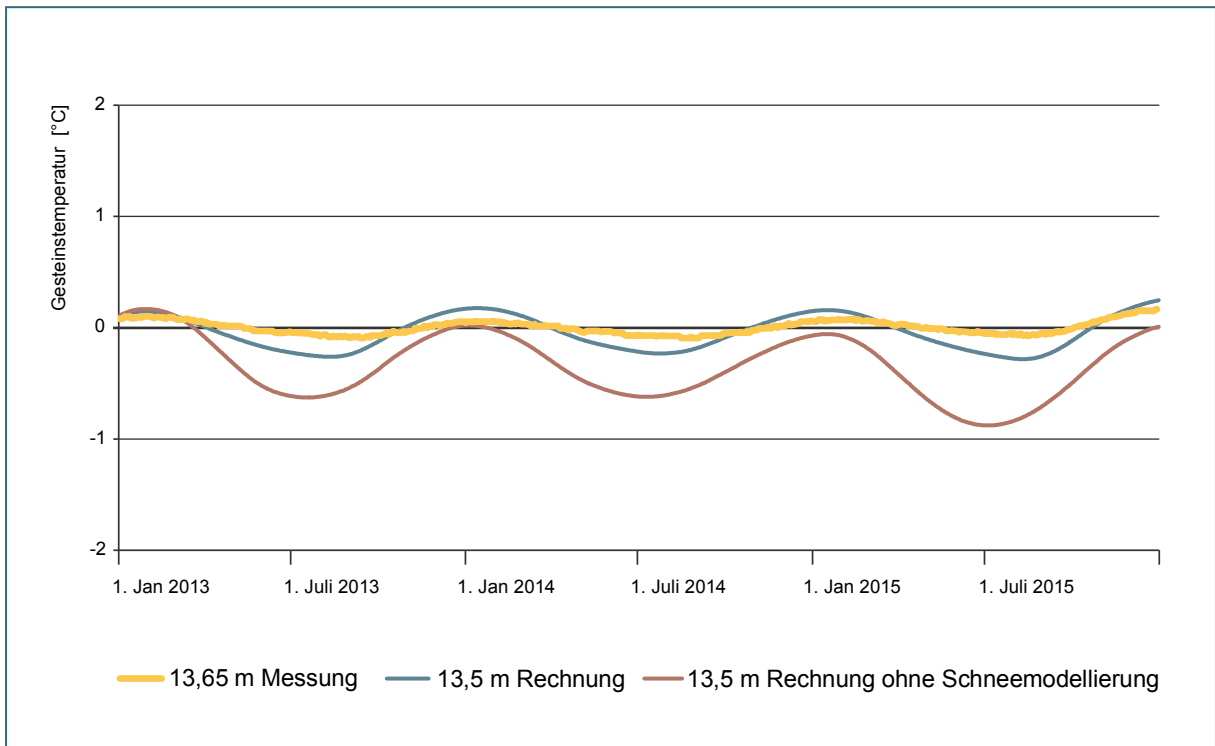


Abb. 4-5: Gemessene und berechnete Gesteinstemperaturen in 13,5 m und 13,65 m Bohrlochtiefe.

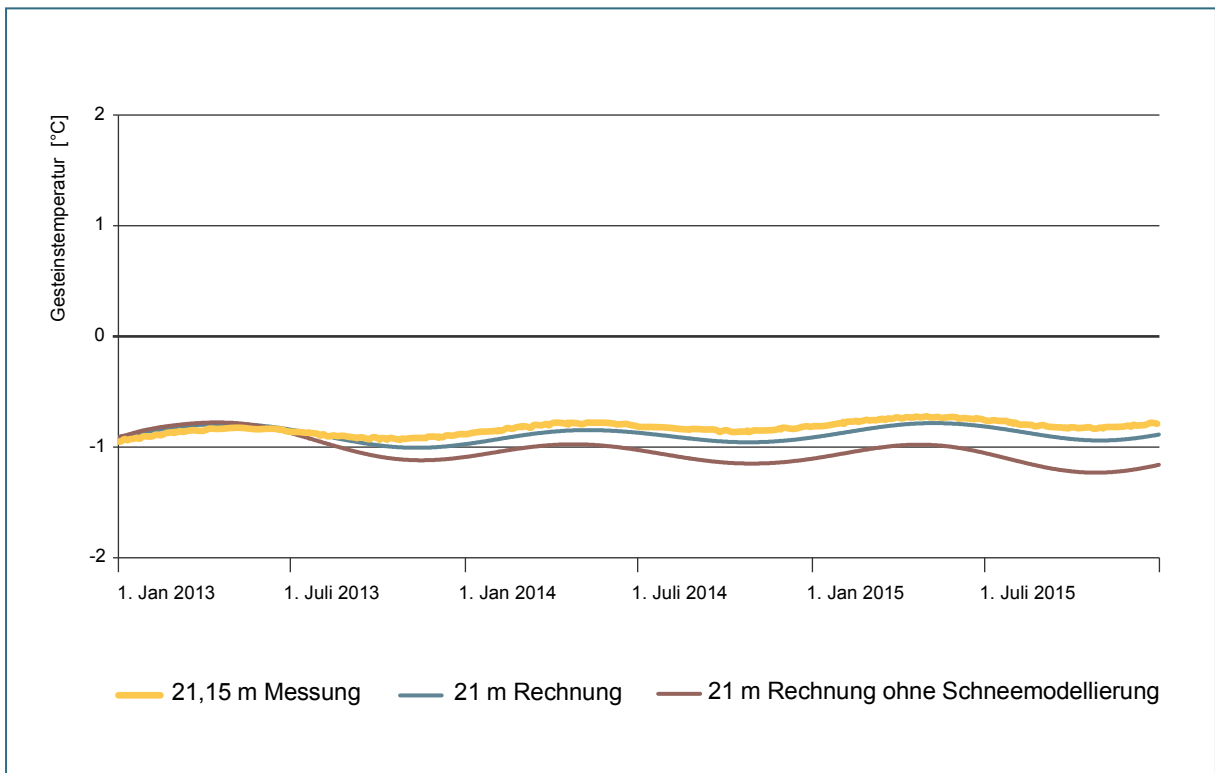


Abb. 4-6: Gemessene und berechnete Gesteinstemperaturen in 21 m und 21,15 m Bohrlochtiefe.

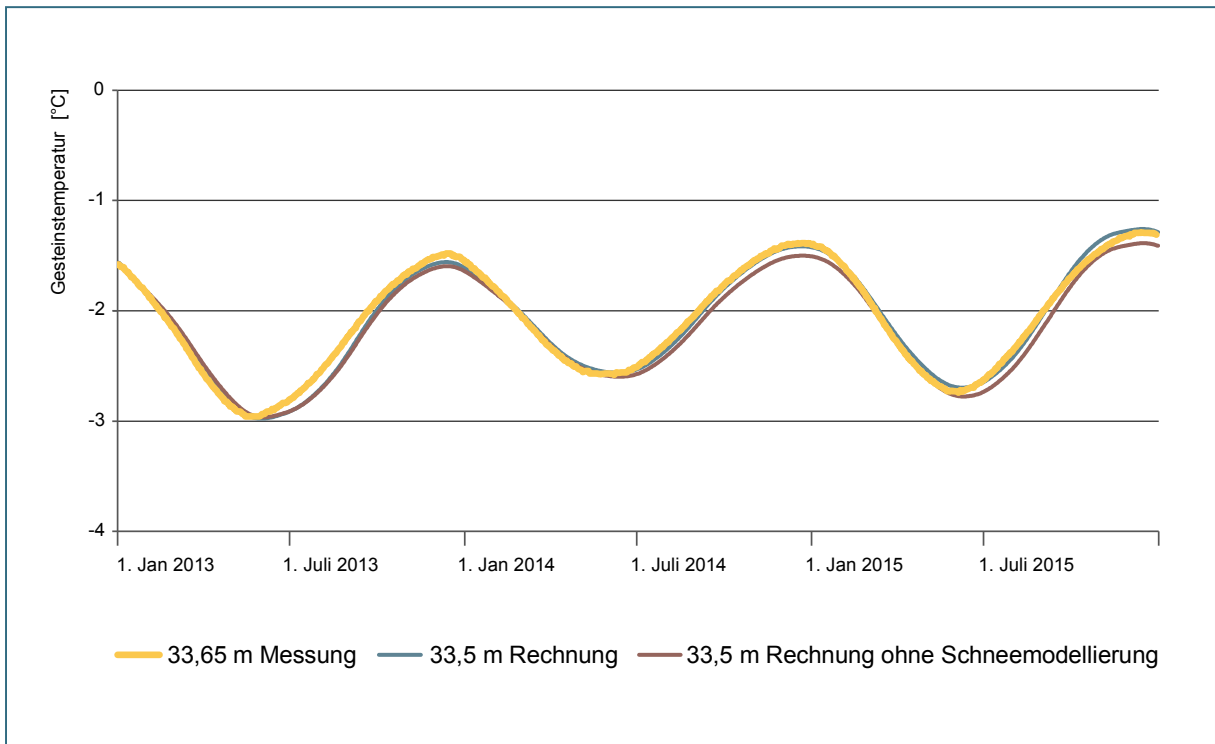


Abb. 4-7: Gemessene und berechnete Gesteinstemperaturen in 33,5 m und 33,65 m Bohrlochtiefe.

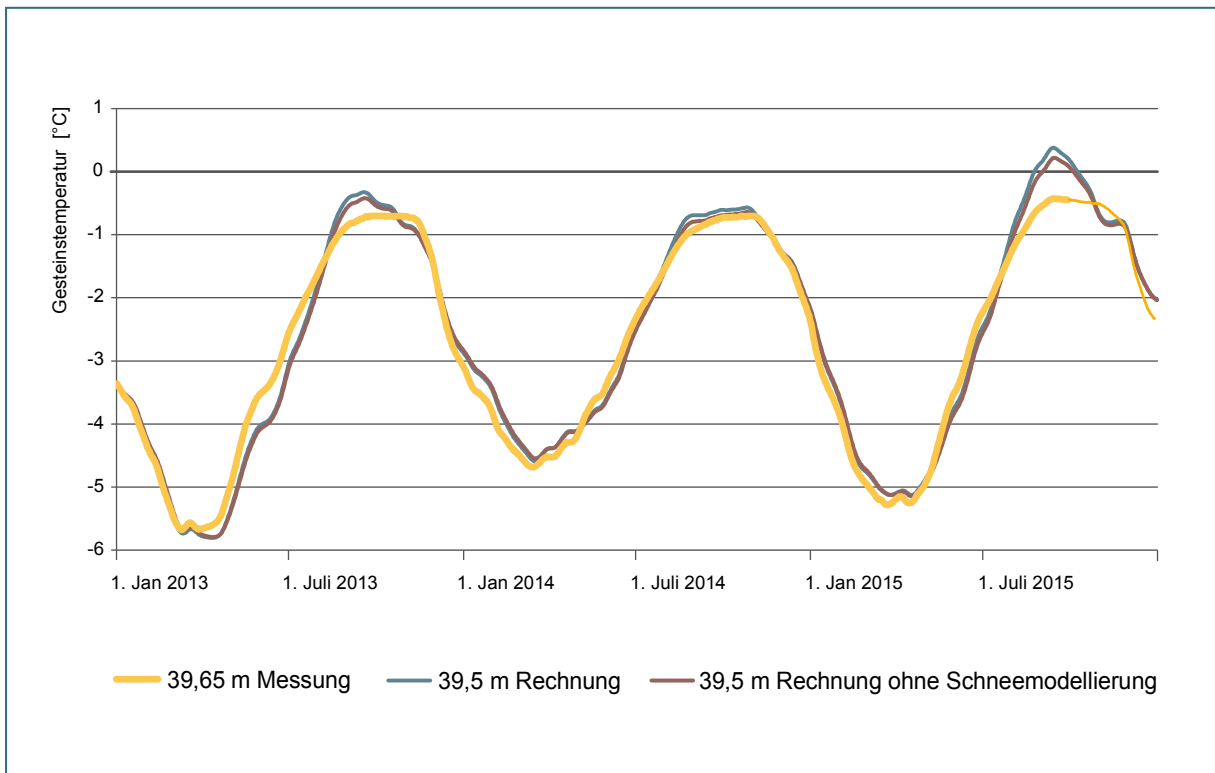


Abb. 4-8: Gemessene und berechnete Gesteinstemperaturen in 39,5 m und 39,65 m Bohrlochtiefe.

Auch aus den Jahresdurchschnittstemperaturen (Tab. 4-2) in unterschiedlichen Bohrlochtiefen geht die dämmende Wirkung der Schneedecke an der Südseite hervor, die sich insbesondere bei niedrigen Umgebungstemperaturen im Winterhalbjahr bemerkbar macht. So liegt das Jahresmittel der Umgebungstemperaturen im Jahr 2013 bei $-3,89\text{ °C}$, während der Mittelwert an den Tagen, an denen die Schneebedingung erfüllt ist, $-7,25\text{ °C}$ beträgt. Die Werte von 2014 zeigen mit $-3,11\text{ °C}$ und $-6,80\text{ °C}$ das gleiche Muster. Dementsprechend liegen die Jahresdurchschnittstemperaturen des Gesteins bei der Berechnung ohne Berücksichtigung des Schnees umso deutlicher unter den Werten mit Schneeberücksichtigung, je geringer die Entfernung zur Südseite ist.

Tab. 4-2: Jahresdurchschnittstemperaturen in unterschiedlichen Bohrlochtiefen (Messwerte von jeweils nächstgelegenen Messstellen)

Jahresdurchschnitt		4 m	8,5 m	13,5 m	21 m	33,5 m	39,5 m
Gesteinstemperatur [°C]							
2013	Berechnung	0,80	0,44	-0,05	-0,89	-2,26	-2,99
	Messung	0,86	0,54	0,00	-0,88	-2,22	-2,91
	Berechnung ohne Schneemodellierung	0,30	0,07	-0,25	-0,93	-2,27	-3,02
2014	Berechnung	0,80	0,47	-0,04	-0,91	-2,04	-2,45
	Messung	0,75	0,47	-0,02	-0,82	-2,03	-2,54
	Berechnung ohne Schneemodellierung	0,35	0,04	-0,34	-1,06	-2,09	-2,48
2015	Berechnung	0,85	0,46	-0,04	-0,86	-1,97	-2,43
	Messung	1,01	0,57	0,02	-0,78	-1,99	-2,60
	Berechnung ohne Schneemodellierung	0,29	-0,08	-0,45	-1,10	-2,06	-2,49

Die folgenden Abbildungen 4-9 bis 4-12 zeigen die berechneten und gemessenen Temperaturverläufe im Gestein zwischen Süd- (0 m) und Nordseite (44,5 m) an den jeweils letzten Quartalstagen des Jahres 2015.

Der Vergleich von gemessenen und berechneten Temperaturen für die unterschiedlichen Zeitpunkte des Jahres 2015 zeigt generell eine sehr gute Übereinstimmung, obwohl für diesen Zeitraum keine Kalibrierung erfolgt war.

Die Berechnungsergebnisse für den 30. Juni 2015 (Abb. 4-10) verdeutlichen die Wirkung der Schneemodellierung an der Südseite. Aufgrund der gemessenen Schneehöhe von 2,75 m und der Umgebungstemperatur von $5,9\text{ °C}$ wird die Oberflächentemperatur an diesem Tag auf $0,59\text{ °C}$ festgelegt. Das führt in diesem Fall zu einer deutlichen Unterschätzung der Oberflächentemperatur, da die Schneedecke an der Südseite zu diesem Zeitpunkt zumindest punktuell wohl bereits abgeschmolzen war.

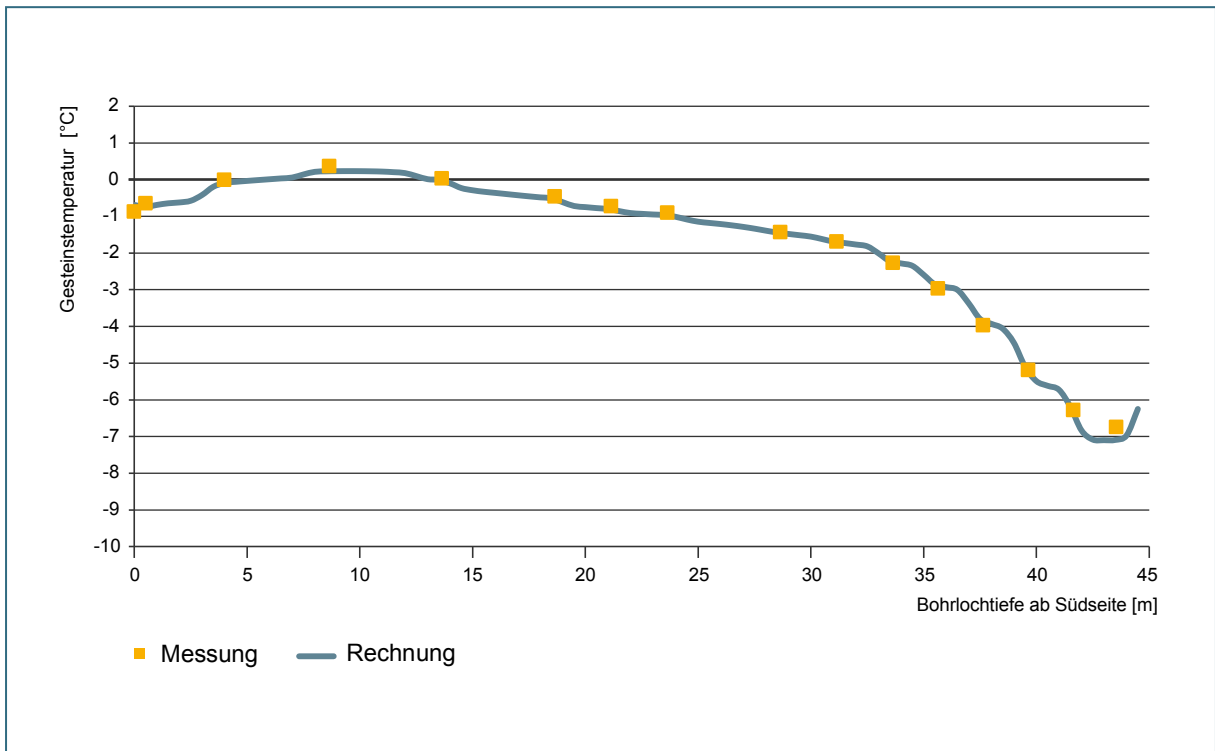


Abb. 4-9: Gemessene und berechnete Tagesdurchschnittstemperaturen des Gesteins über die Bohrungslänge am 31. März 2015.

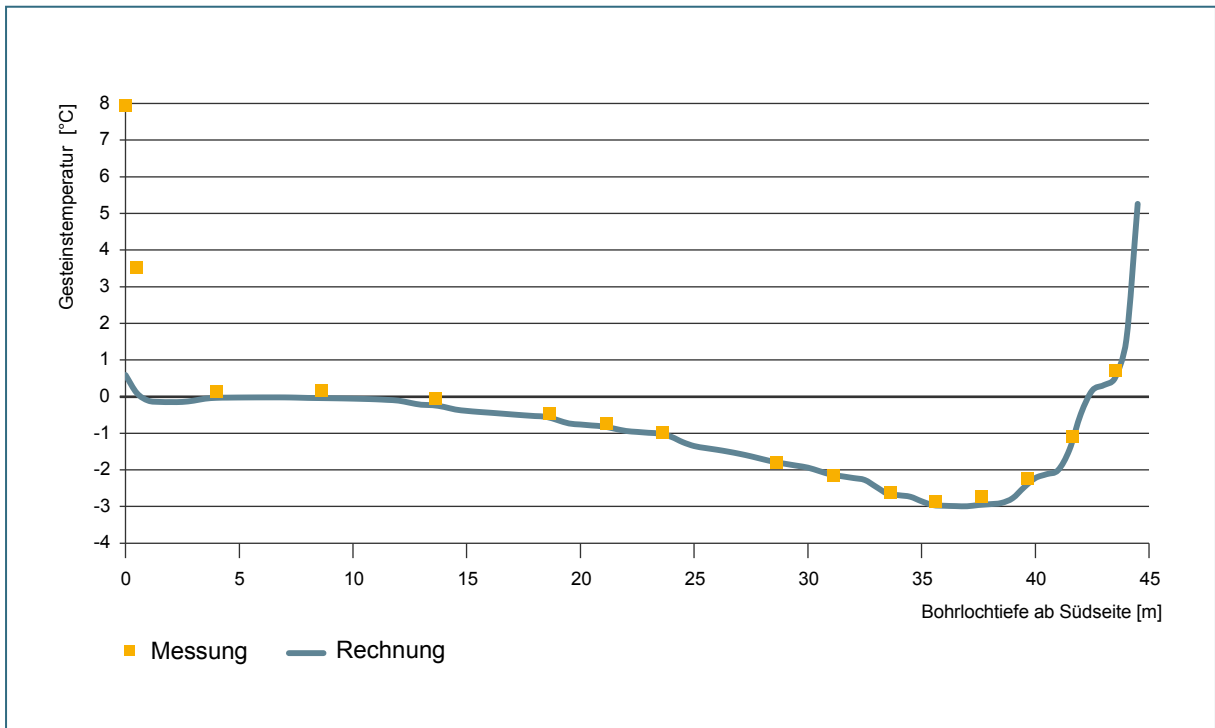


Abb. 4-10: Gemessene und berechnete Tagesdurchschnittstemperaturen des Gesteins über die Bohrungslänge am 30. Juni 2015.

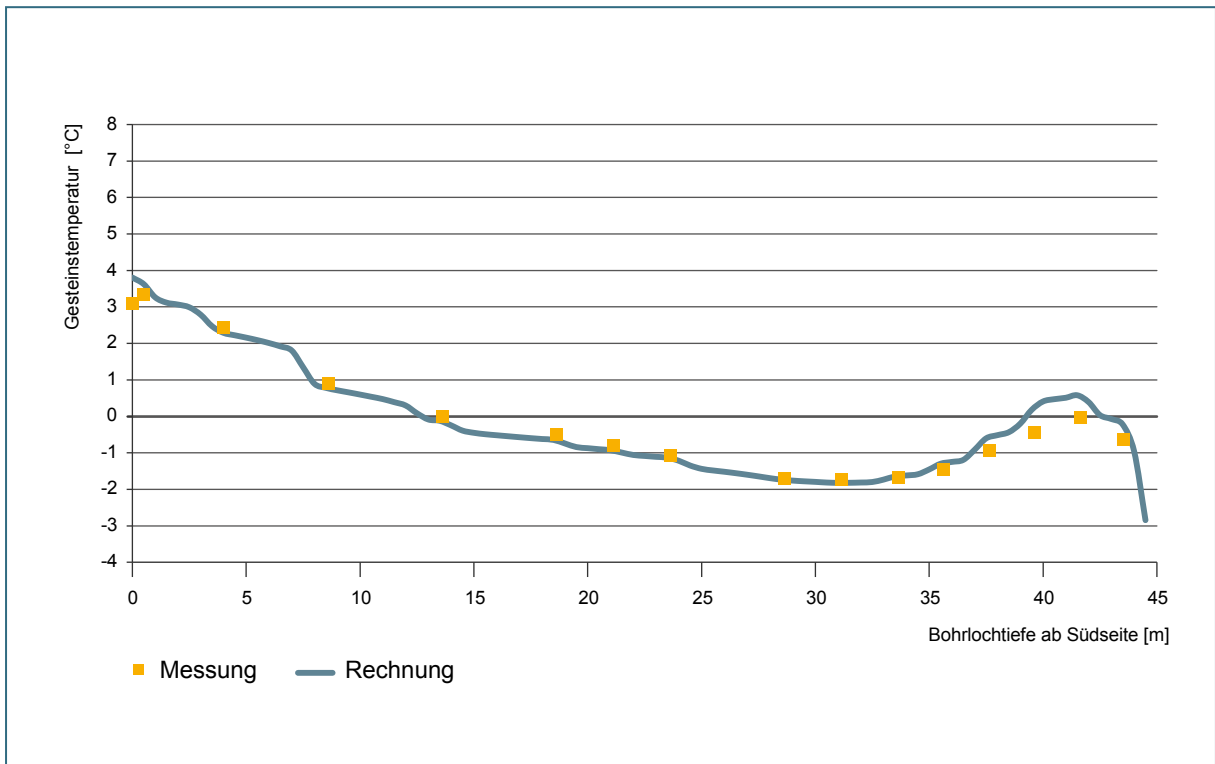


Abb. 4-11: Gemessene und berechnete Tagesdurchschnittstemperaturen des Gesteins über die Bohrungslänge am 30. September 2015.

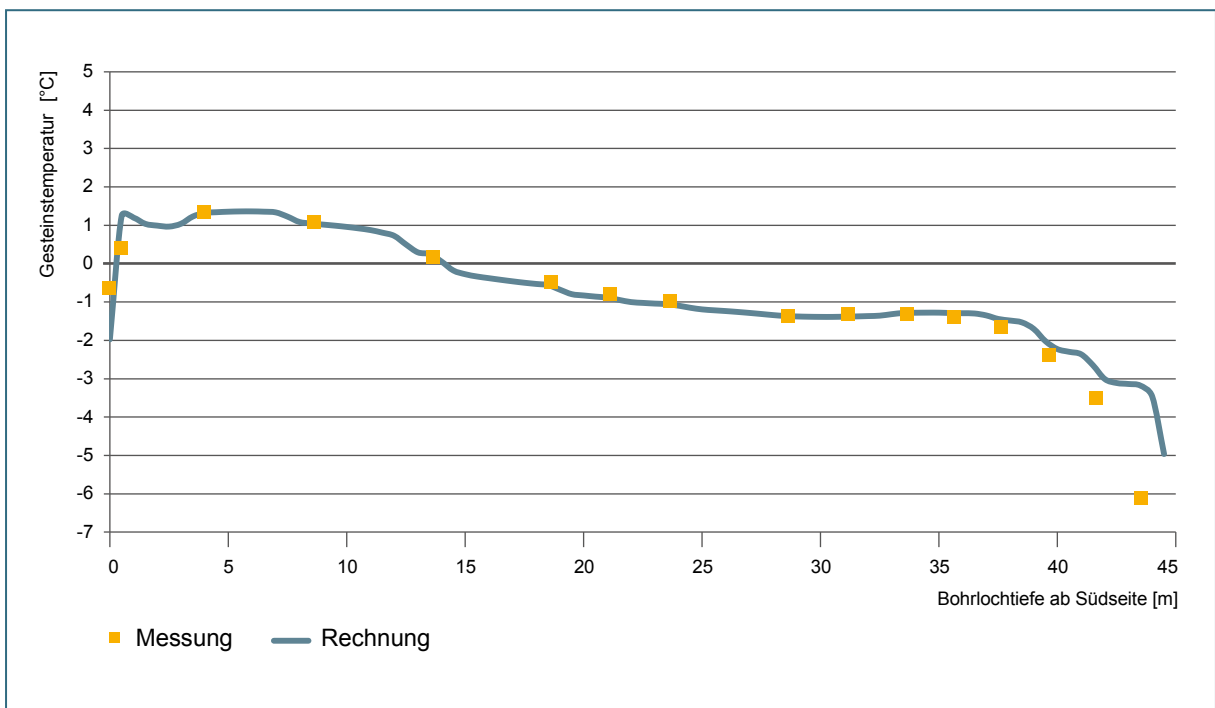


Abb. 4-12: Gemessene und berechnete Tagesdurchschnittstemperaturen des Gesteins über die Bohrungslänge am 31. Dezember 2015.

5 Modellberechnungen

5.1 Berechnung ab 1901 bis 2015

Nach den Berechnungen für den relativ kurzen Zeitraum 2013 bis 2015 wird nun die Tauglichkeit des Modells über einen längeren Zeitraum überprüft. DWD-Daten für Lufttemperatur, Bedeckung und Schneehöhe auf der Zugspitze liegen ab August 1900 vor. Da das Temperaturprofil im Gestein zum Beginn des 20. Jahrhunderts nicht bekannt ist, werden als Startwerte der Gesteinstemperaturen die gemessenen Werte vom 1. Januar 2013 verwendet und die Berechnung zum 1. Januar 1901 gestartet. Es ist allerdings davon auszugehen, dass das tatsächliche Temperaturprofil Anfang 1901 deutlich vom Profil zu Beginn 2013 abwich. Vergleichsrechnungen auf Basis eines um 2 K abgesenkten Starttemperaturniveaus zeigen, dass die Berechnungsergebnisse mit unterschiedlichen Starttemperaturen nach etwa 10 Jahren konvergieren. Die Ergebnisse der Berechnung werden hier erst ab 1915 ausgewiesen, daher ist kein negativer Einfluss der Abweichung der Startwerte von den tatsächlichen Werten am 1. Januar 1901 anzunehmen.

Mangels Globalstrahlungsmesswerten vor 2013 erfolgt die Berechnung bis Ende 2012 unter Verwendung der Globalstrahlungsdaten des Jahres 2015. Der Trend zur Entwicklung der Globalstrahlung ist nach derzeitigen Erkenntnissen uneinheitlich (KLIWA 2008) und lässt sich anhand der relativ kurzen vorliegenden Messreihe für die Zugspitze nicht quantifizieren. Zur Verdeutlichung des Einflusses der Globalstrahlung auf die Gesteinstemperaturen werden die Berechnungen mit – bis 2012 – um $\pm 10\%$ abweichenden Strahlungswerten durchgeführt.

Abbildung 5-1 zeigt den zeitlichen Verlauf der berechneten Gesteinstemperaturen in 21 m Entfernung von der Südseite. Zudem wird die Umgebungstemperatur als gleitender Durchschnitt über 1 Jahr und 10 Jahre (Hot Spot jeweils auf dem letzten Zeitpunkt) angegeben.

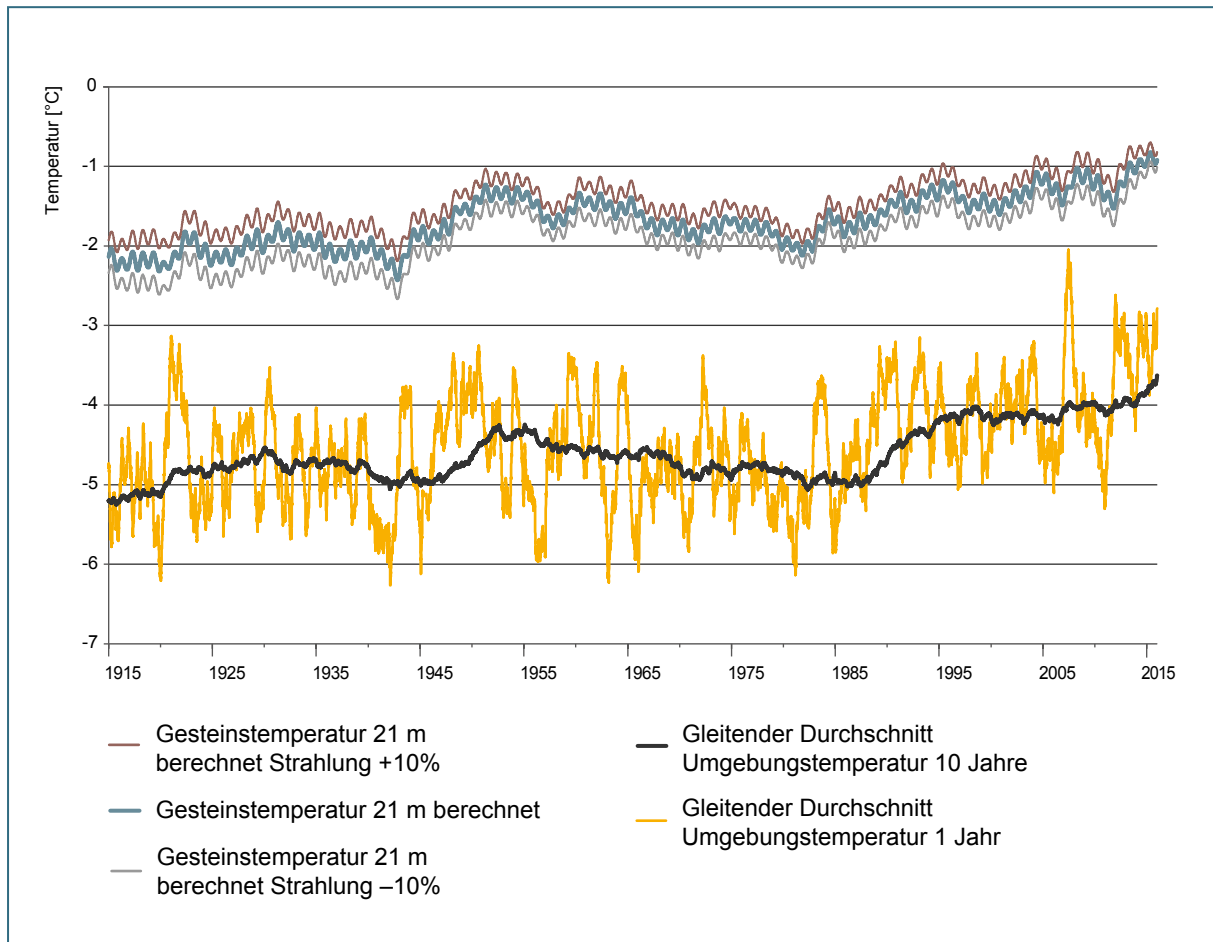


Abb. 5-1: Berechnete Gesteinstemperaturen in 21 m Bohrlöchtiefe ab 1915 und gleitender Durchschnitt der Umgebungstemperatur über 1 Jahr und 10 Jahre.

Die Ergebnisse zeigen, dass die Entwicklung der Gesteinstemperaturen in der Mitte der Bohrung eine gute Übereinstimmung im Verlauf zum gleitenden zehnjährigen Durchschnitt der Umgebungstemperatur aufweist. Über den gesamten Rechenzeitraum liegt die Durchschnittstemperatur des Gesteins bei $-1,7\text{ °C}$. Eine bis Ende 2012 um 10% erhöhte Globalstrahlung führt zu einer Erhöhung der Durchschnittstemperatur um $0,2\text{ K}$, die in gleicher Höhe verringerte Einstrahlung führt entsprechend zu einer Absenkung um $0,2\text{ K}$.

Im nächsten Schritt wird das für den 1. Januar 2013, 0 Uhr, berechnete Temperaturprofil (also nach einem Berechnungszeitraum von 112 Jahren) mit den zu diesem Zeitpunkt gemessenen Temperaturen verglichen, die die Grundlage für die Startwerte der Kalibrierungsrechnung bilden (Abb. 5-2). Auch hier zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung der gemessenen mit den berechneten Temperaturen, weiterhin ist zu erkennen, dass sich die Variation der Globalstrahlung um einen Wert von $\pm 10\%$ über das gesamte Profil in relativ geringem Maße mit Abweichungen im Bereich von $\pm 0,2\text{ K}$ auswirkt.

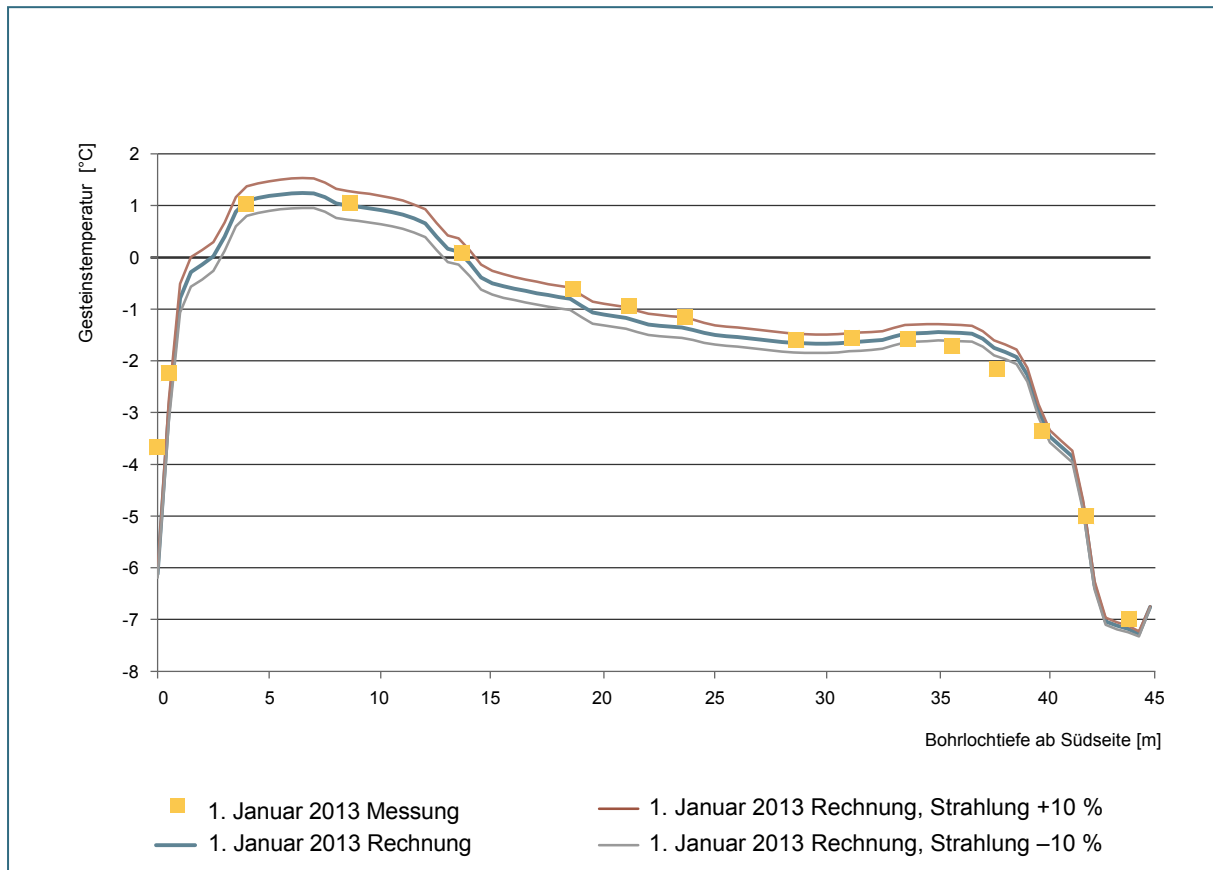


Abb. 5-2: Berechnete Gesteinstemperaturen (auf Basis unterschiedlicher Einstrahlungsdaten) zum Zeitpunkt 1. Januar 2013, 0 Uhr, im Vergleich zu den Messwerten.

Die Abbildungen 5-3 bis 5-6 zeigen die berechneten Temperaturprofile im Gestein zu unterschiedlichen Zeitpunkten im Jahr 1915 im Vergleich zu den entsprechenden Profilen im Jahr 2015. Die Temperaturverläufe im Nahbereich der Gesteinsoberflächen sind stark vom jeweiligen spezifischen jahreszeitlichen Verlauf der Umgebungstemperaturen und Schneebedingungen geprägt. Die Temperaturen im Berginneren reflektieren hingegen die langjährigen Klimabedingungen und zeigen durchgehend eine deutliche Erhöhung um mehr als 1 K, was mit dem allgemeinen Trend der Erhöhung der Umgebungstemperatur in diesem Zeitraum korrespondiert.

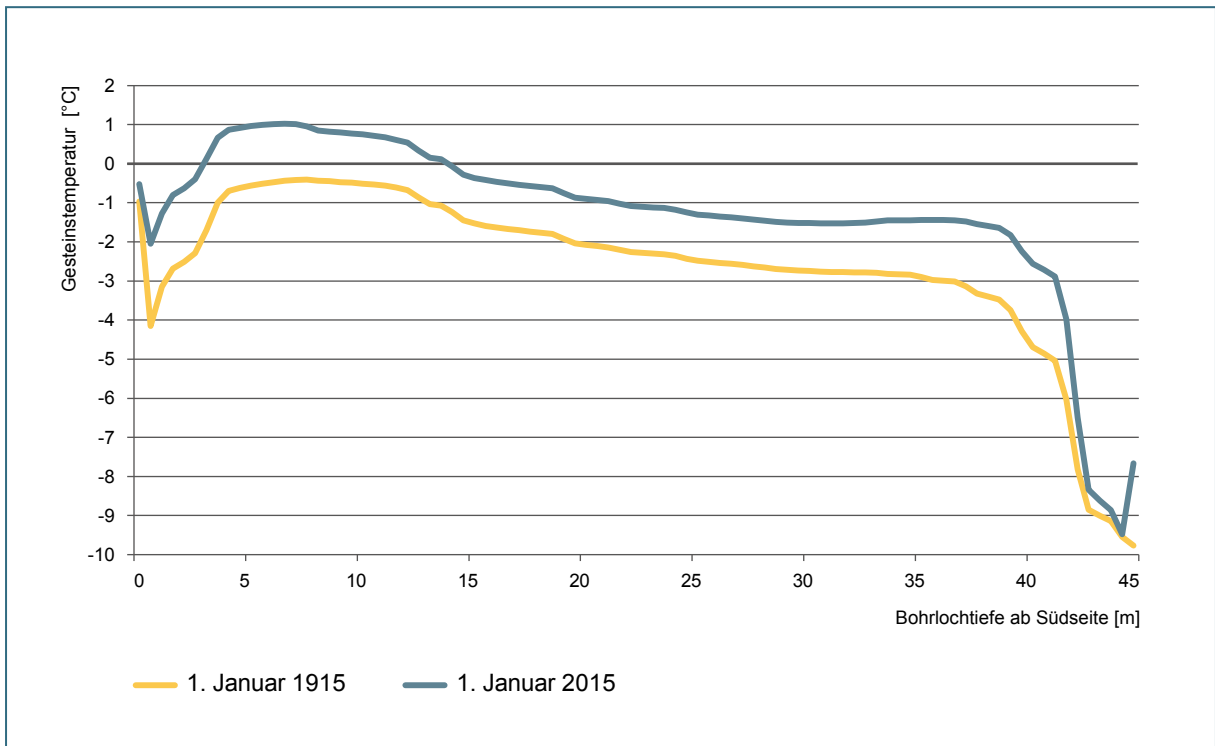


Abb. 5-3: Berechnete Gesteinstemperaturen jeweils zum 1. Januar der Jahre 1915 und 2015.

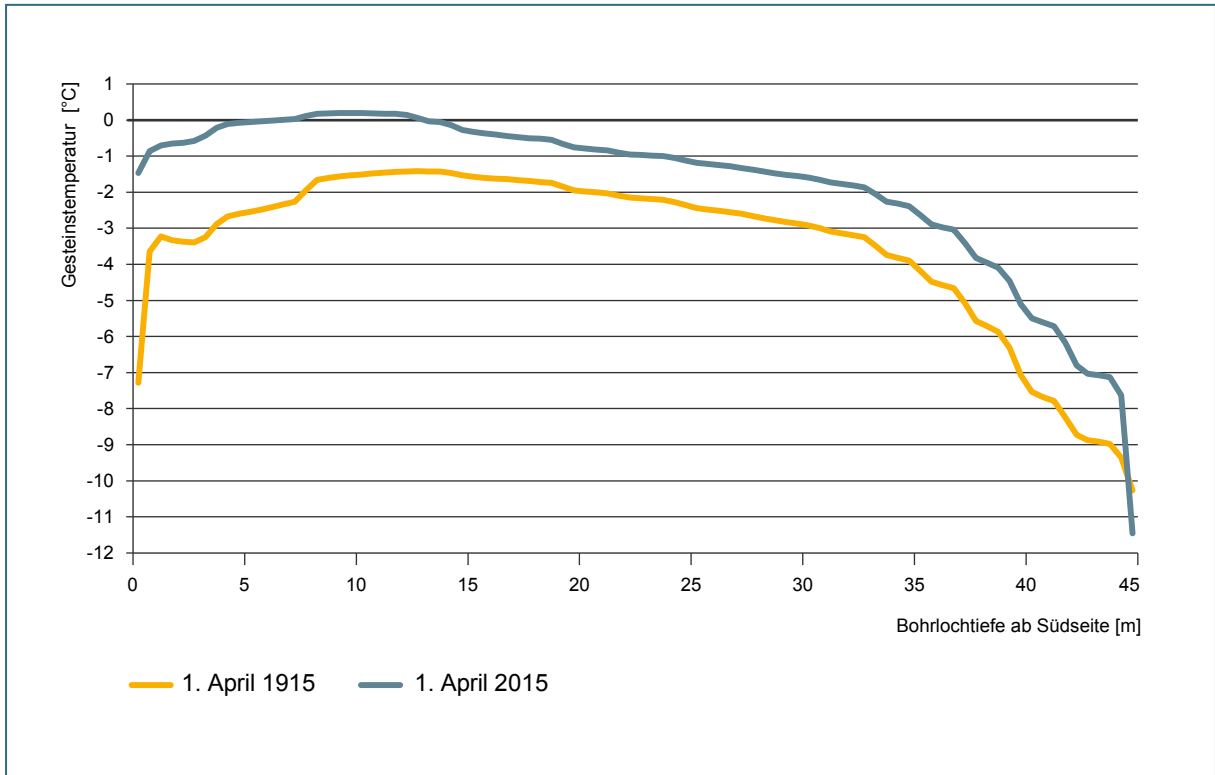


Abb. 5-4: Berechnete Gesteinstemperaturen jeweils zum 1. April der Jahre 1915 und 2015.

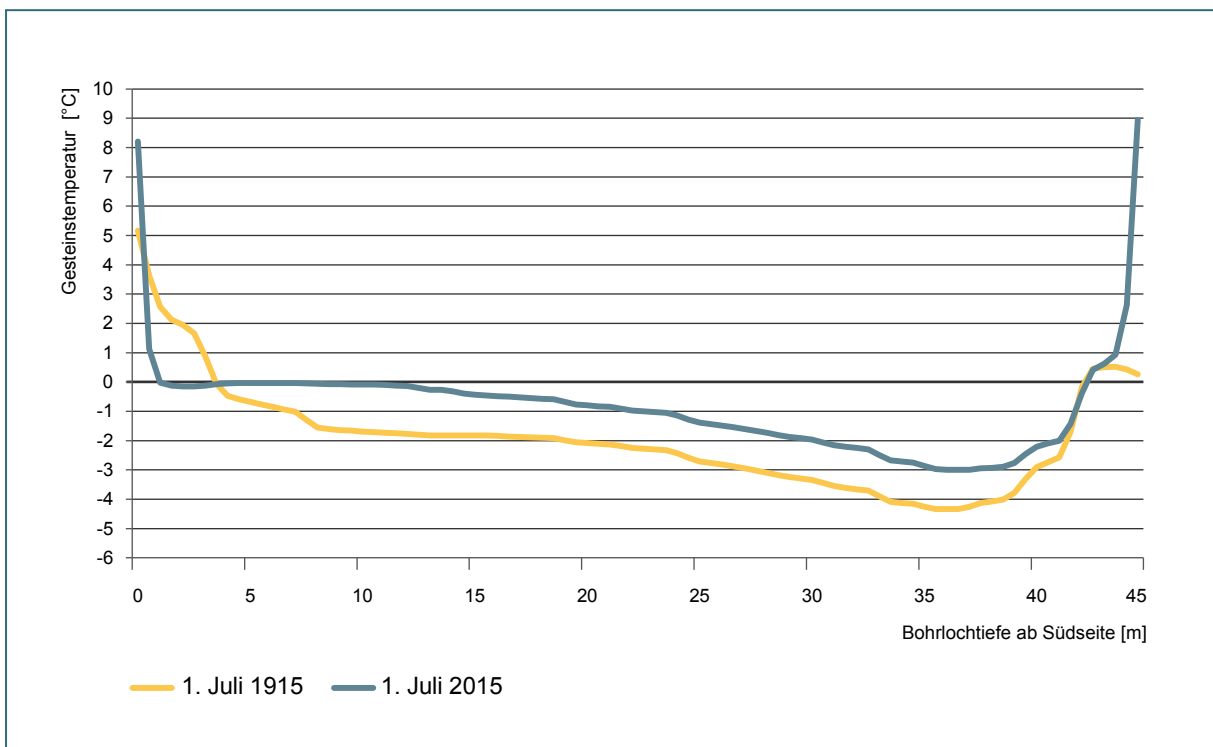


Abb. 5-5: Berechnete Gesteinstemperaturen jeweils zum 1. Juli der Jahre 1915 und 2015.

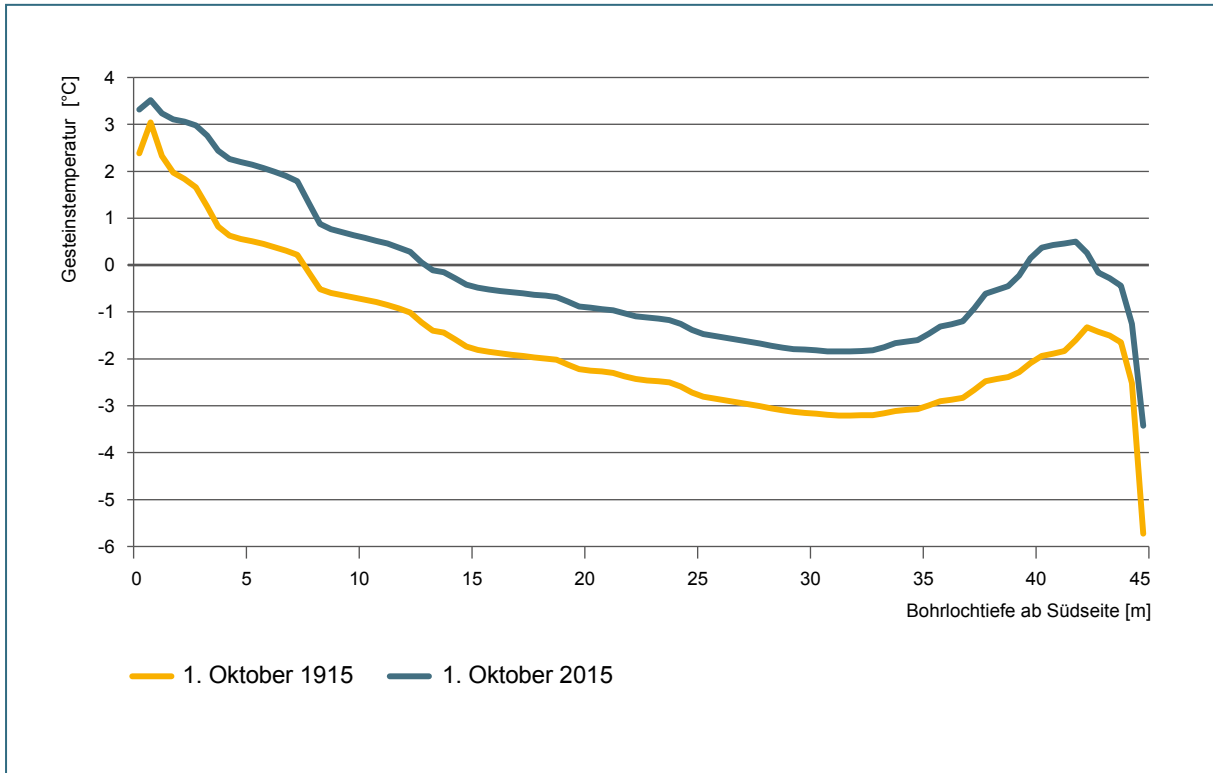


Abb. 5-6: Berechnete Gesteinstemperaturen jeweils zum 1. Oktober der Jahre 1915 und 2015.

Abbildung 5-7 macht deutlich, dass die Jahresdurchschnittstemperaturen im Inneren des Gebirges im Jahr 2015 etwa 1,3 K über dem Wert von 1915 liegen, was annähernd der Differenz des 10-jährigen gleitenden Mittels dieser Jahre von 1,6 K entspricht. An der nördlichen Oberfläche liegt die Differenz in der Größenordnung der Differenz der Umgebungstemperaturen (Jahresdurchschnitt) von etwa 2,7 K. Die geringere Temperaturdifferenz an der Südseite ist vor allem auf den größeren Einfluss der solaren Einstrahlung zurückzuführen. Die Abbildung gibt demnach auch den Einfluss der höheren jährlichen Temperaturdifferenz der Jahre 1915 und 2015 gegenüber dem langjährigere 10-Jahresmittel auf die Temperaturverteilung im Berginneren wieder. Ursache hierfür ist, dass das Jahr 1915 etwas kühler, das Jahr 2015 dagegen deutlich wärmer als der langjährige Durchschnitt der Umgebungstemperaturen im jeweiligen Zeitraum war.

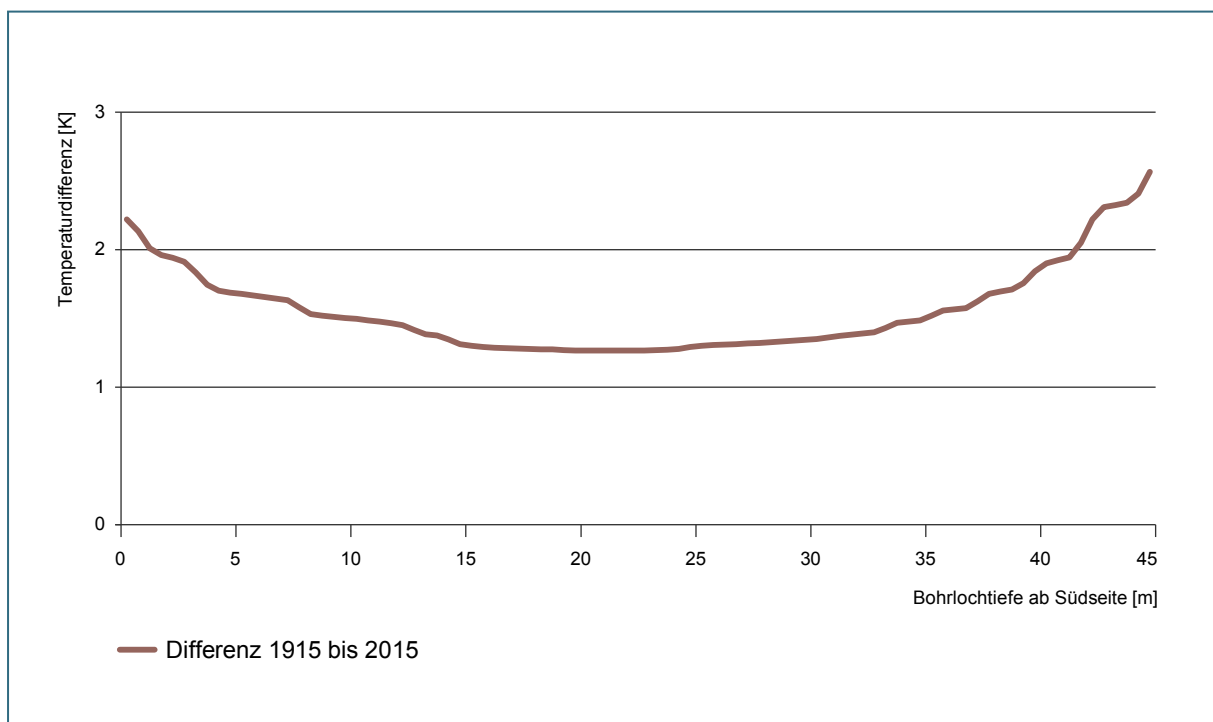


Abb. 5-7: Differenz der Jahresdurchschnittstemperaturen im Gestein 1915 bis 2015.

Abbildung 5-8 zeigt die Anzahl der Tage pro Jahr, an denen die Tagesdurchschnittstemperatur im angegebenen Wegsegment die Nullgradgrenze übersteigt. Dabei wird insbesondere der Einfluss der relativ starken Erhöhung der Umgebungstemperaturen seit 1990 deutlich. Während im Jahr 1915 demnach innerhalb eines Bereichs zwischen 7,5 und 41,5 Metern Bohrlochtiefe – also auf einer Länge von 34 Metern – keine Tagesdurchschnittstemperaturen über 0 °C zu verzeichnen waren, ist dies im Jahr 2015 nur noch im Bereich zwischen 14,5 und 39 Metern (24,5 m Länge) festzustellen. In diesem Zeitraum von 100 Jahren hat sich also laut Modell die Auftauzone auf der Südseite um circa 7 m und auf der Nordseite um circa 2,5 m in das Innere des Berges verschoben.

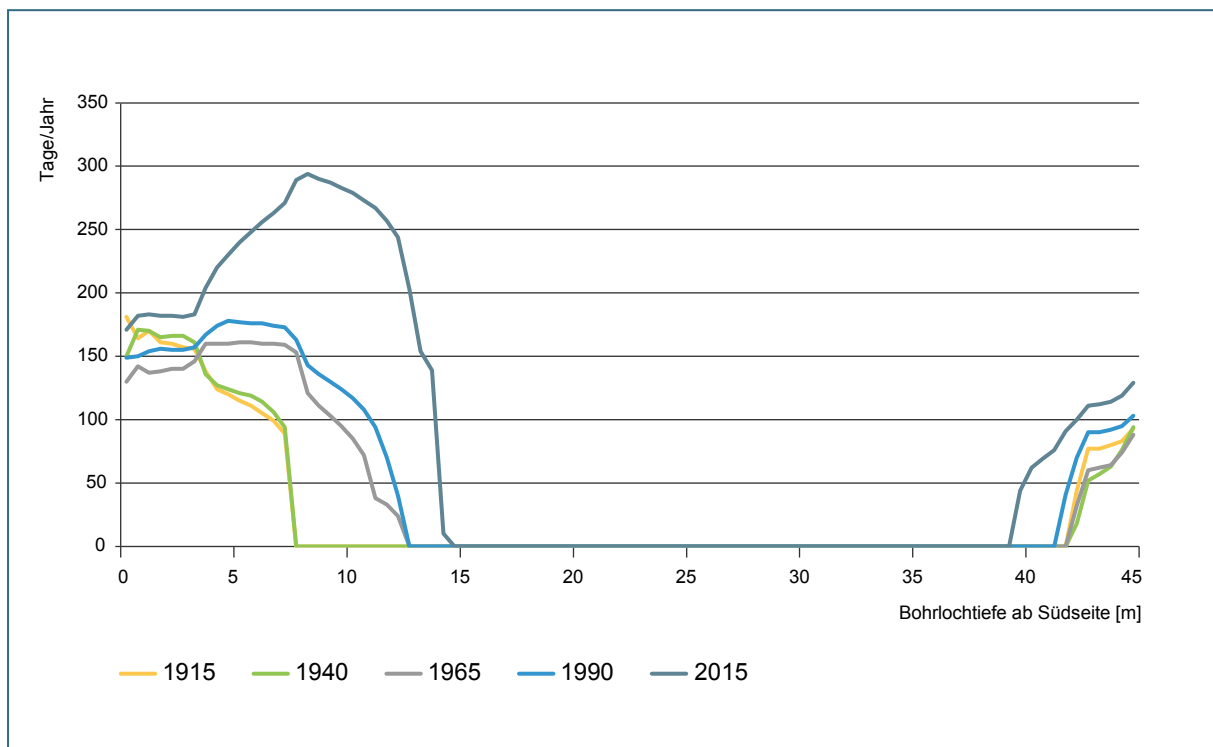


Abb. 5-8: Berechnete Anzahl der Tage pro Jahr mit Gesteinstemperaturen über 0 °C im jeweiligen Wegsegment entlang der Messstrecke der Zugspitzbohrung.

Zur Verdeutlichung der langjährigen Temperaturentwicklung im Gestein zeigen die folgenden Abbildungen 5-9 bis 5-12 die berechneten Temperaturverteilungen jeweils am 1. Januar, April, Juli und Oktober über den Zeitraum von 1915 bis 2015. Zu beachten ist, dass hier kein jahreszeitlicher Verlauf sondern die langfristige Entwicklung der Temperatur über das gesamte Bohrprofil (y-Achse: N-Seite oben, S-Seite unten) über hundert Jahre zu dem jeweils gewählten Stichtag dargestellt ist. Deutlich zu erkennen ist der jeweilige jahreszeitliche Verlauf des Trends ansteigender Temperaturen im Gestein. Der Vergleich der Abbildungen im Winter (1. Januar) und Sommer (1. Juli) zeigt anschaulich, dass die höchsten Temperaturen im Inneren des Gebirges im Winter und die geringsten Temperaturen im Sommer auftreten.

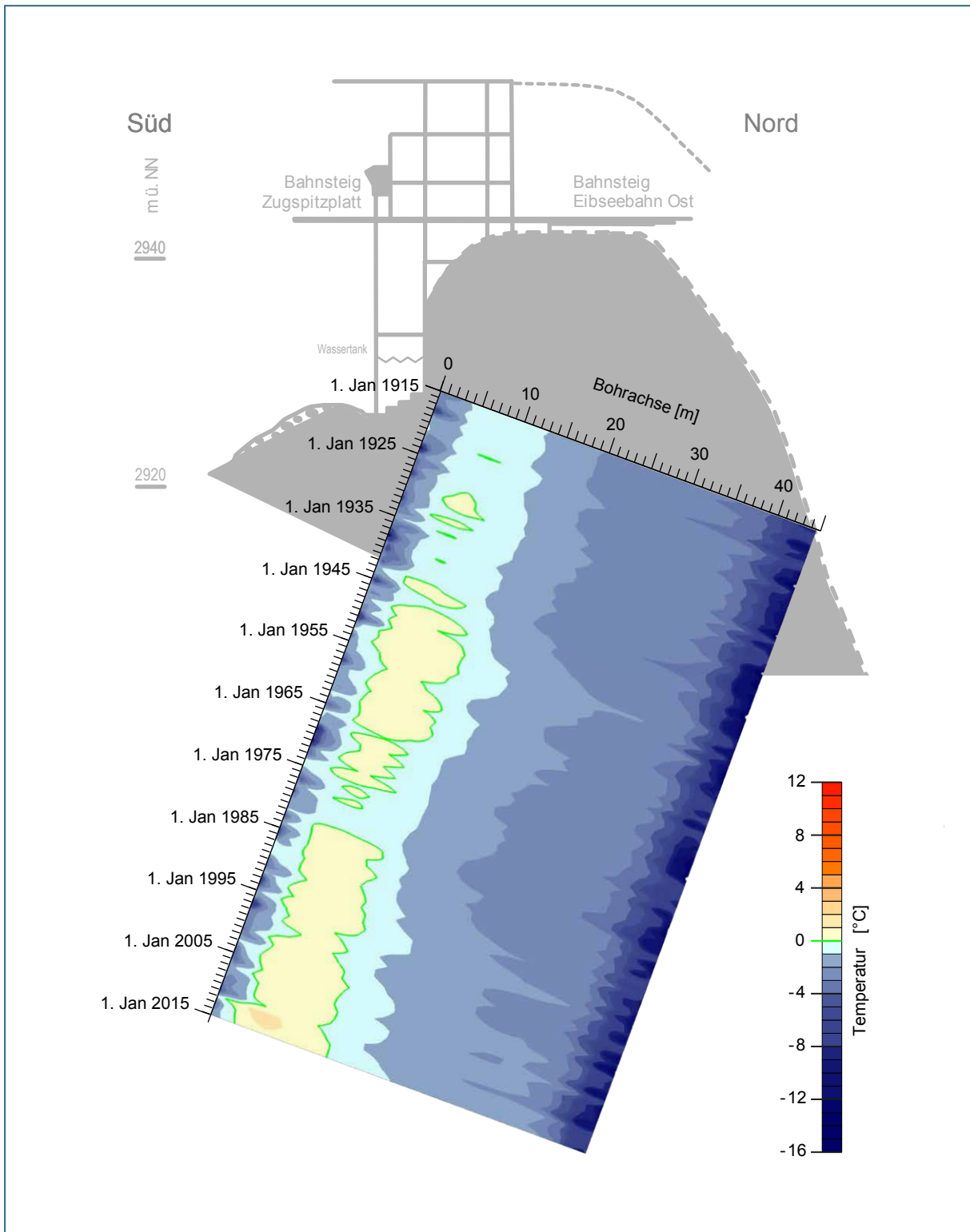


Abb. 5-9: Temperaturverteilung jeweils am 1. Januar der Jahre 1915 bis 2015 [°C].

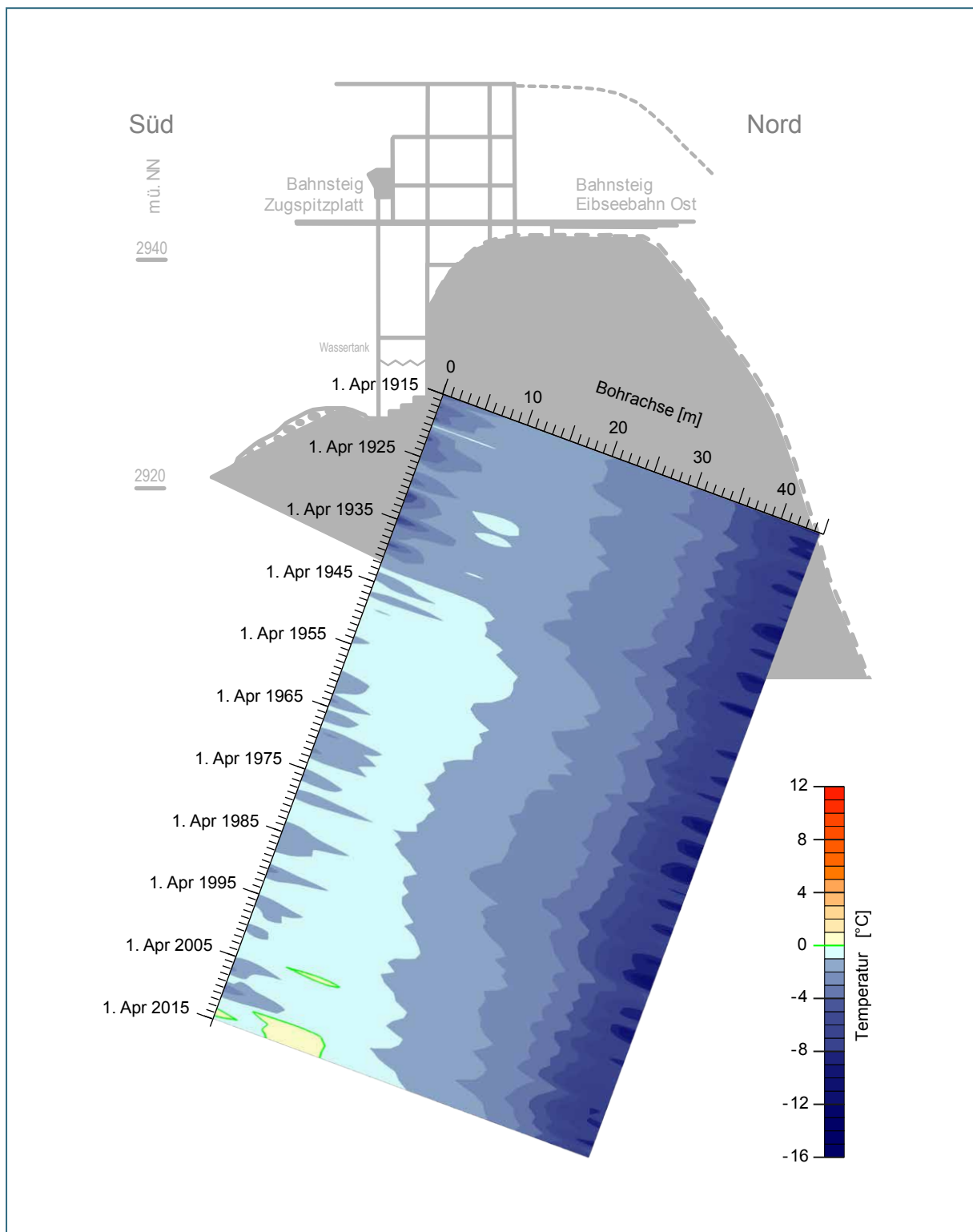


Abb. 5-10: Temperaturverteilung jeweils am 1. April der Jahre 1915 bis 2015 [°C].

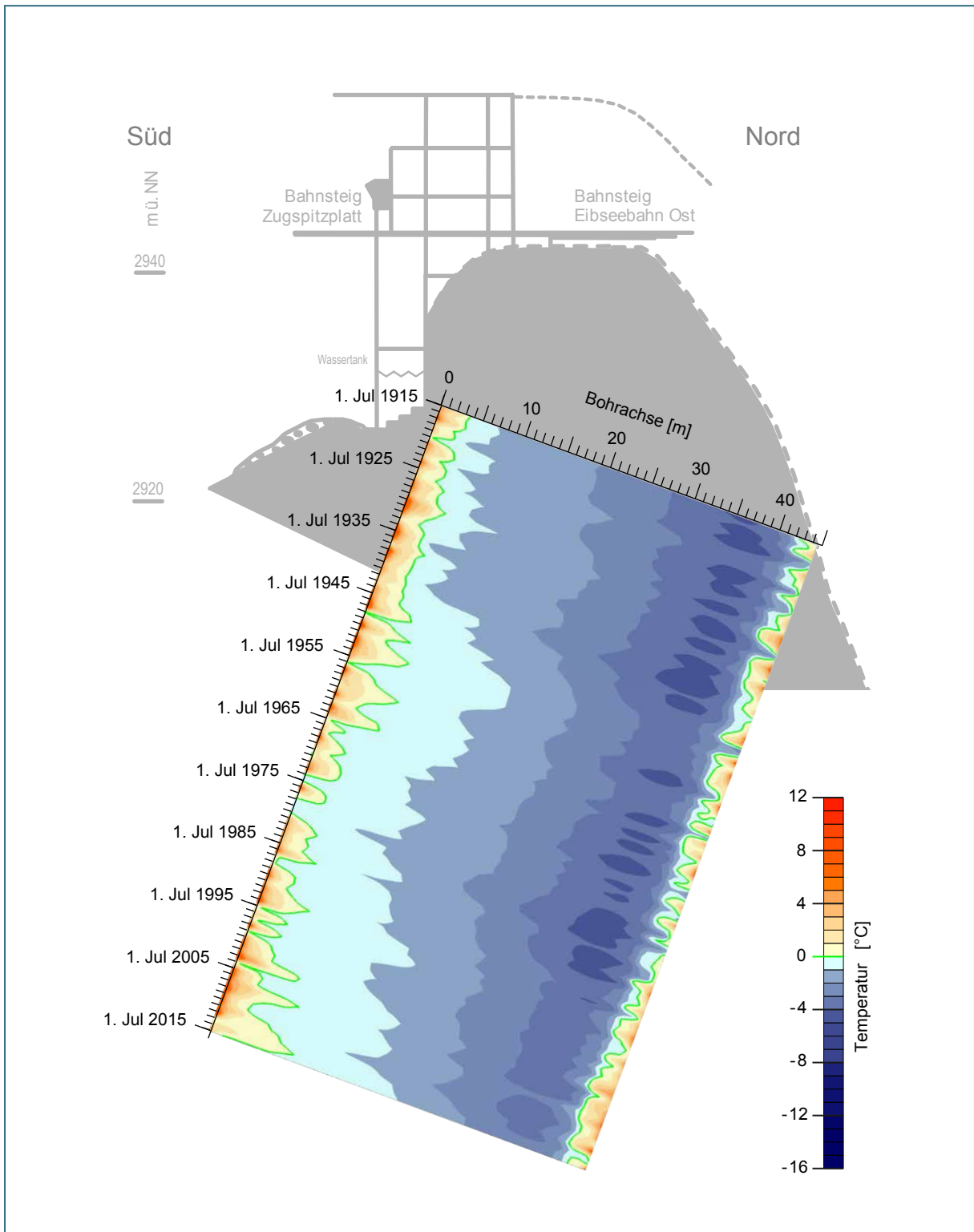


Abb. 5-11: Temperaturverteilung jeweils am 1. Juli der Jahre 1915 bis 2015 [°C].

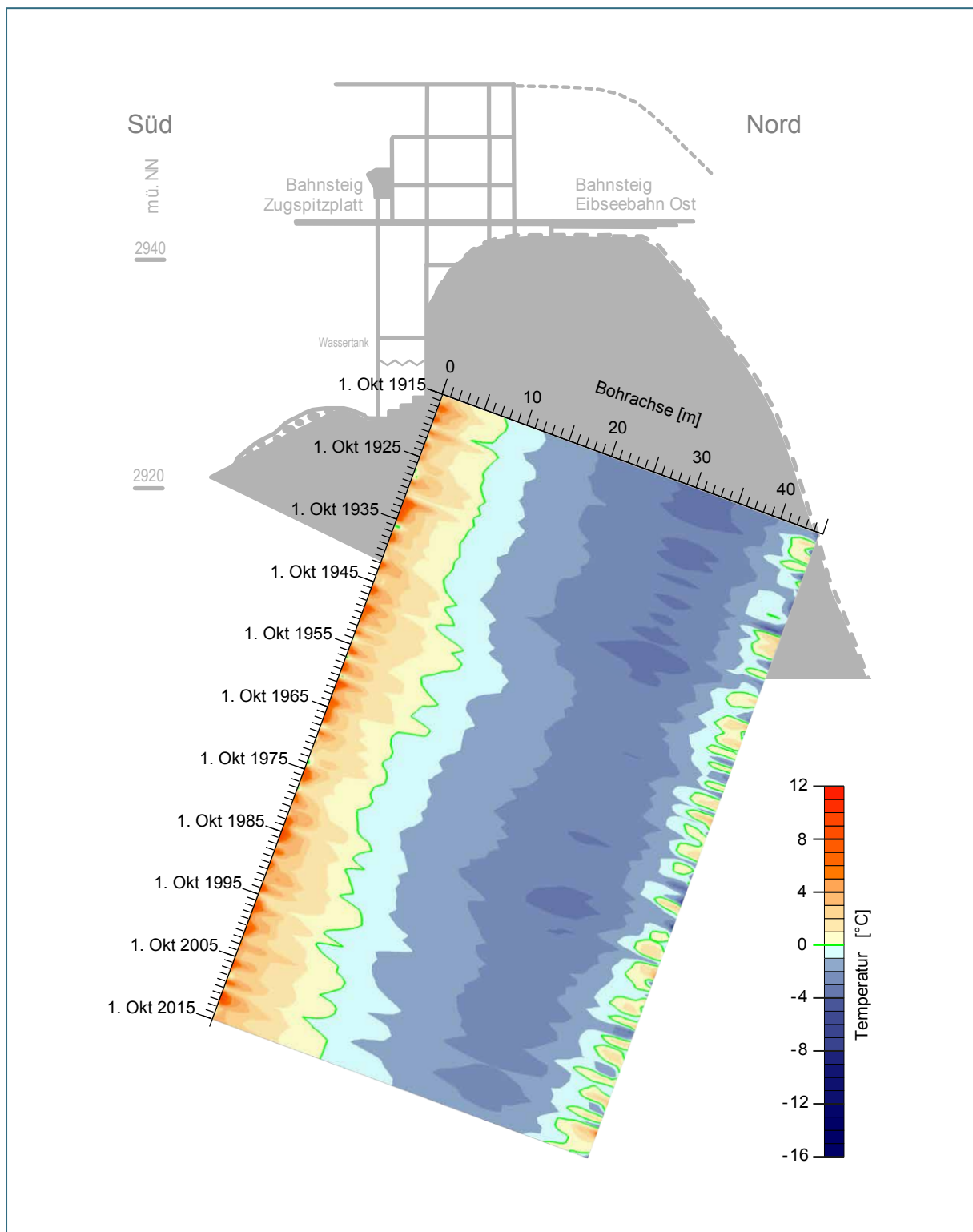


Abb. 5-12: Temperaturverteilung jeweils am 1. Oktober der Jahre 1915 bis 2015 [°C].

5.2 Berechnung bis 2100

Die Modellierung der zukünftigen Entwicklung des Permafrostes erfolgte hinsichtlich der Wetterdaten mit einem Modelllauf des regionalen Klimamodells (RCM – regional climate model) WETTREG2010 (Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH) auf der Basis des Emissionsszenarios SRES A1B des 4. IPCC-Sachstandsberichts. Dieses statistische regionale Klimamodell umfasst 10 einzelne Modellläufe, die sich lediglich aufgrund der statistischen Natur des verwendeten Wettergenerators im Modell voneinander unterscheiden. WETTREG2010 nutzt statistische Zusammenhänge zwischen großräumigen, atmosphärischen Mustern (z. B. Großwetterlagen, Druck, Temperatur) und den Klimadaten vorhandener Messstationen zur Darstellung des regionalen Klimas. Mit diesen Zusammenhängen kann über die Modellergebnisse eines globalen Klimamodells eine mögliche zukünftige Entwicklung des Klimas an den Stationspunkten abgeleitet werden (LFU 2012). Für die Klimastation an der Zugspitze zeigt der Verlauf der Lufttemperatur aus 10 Modellläufen die natürliche Variabilität des Klimas und die nach diesem Modell zu erwartende Temperaturzunahme bis zum Ende des 21. Jahrhunderts (Abb. 5-13).

In der Regel werden für die Analyse der klimatischen Entwicklung einer Region räumlich aggregierte Daten eines Modellensembles verwendet, da somit Unsicherheiten aber auch der Einfluss unterschiedlicher Ausgangsbedingungen in der Modellierung erfasst werden können (LINKE et al. 2015). Demzufolge umfassen die Klimamodellierungen einen gewissen Schwankungsbereich. Der Verlauf der Temperaturänderung des Projektionsensembles bestehend aus 31 RCM des Szenarios A1B für Bayern zeigt eine deutliche Zunahme der Lufttemperaturen um circa 2,3 °C bis 3,6 °C (15. bis 85. Perzentil) bis zum Ende des 21. Jahrhunderts gegenüber dem Referenzzeitraum von 1971 bis 2000 (Abb. 5-14). Es wird deutlich, dass der mittlere Temperaturverlauf aus den 10 Modellläufen der statistischen Projektion WETTREG2010 eine der wärmeren Projektionen für dieses Szenario ist.

Hierbei ist zu beachten, dass die Ergebnisse eines RCM weder zeitlich noch räumlich als punktgenaue Vorhersagen zu verstehen sind, vielmehr charakterisieren sie einen szenarioabhängigen, möglichen mittleren Zustand des Klimas über einen langen Zeitraum (Klimastatistik) und werden in diesem Zusammenhang als regionale Klimaprojektionen bezeichnet (LFU 2012). Die weitere Anwendung von Klimaprojektionen in so genannten Impactmodellen, wie das Modell zur Berechnung des Permafrostes, ist sehr rechenintensiv. Daher wurde in dieser Studie eine exemplarische Rechnung mit den Tagesmitteltemperaturen aus nur einem mittleren Modelllauf der WETTREG2010-Projektion durchgeführt (WETTREG2010_44, siehe Abb. 5-13).

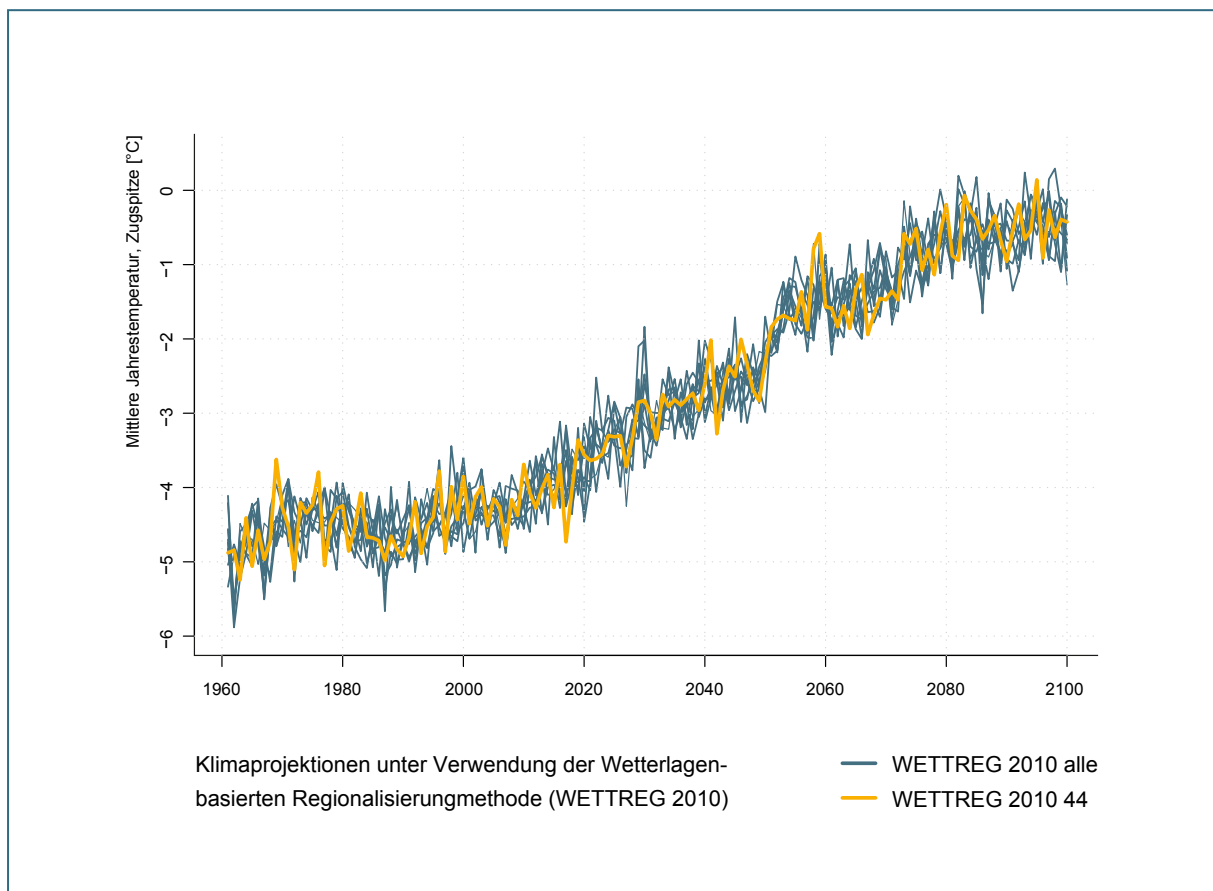


Abb. 5-13: Verlauf der mittleren Jahrestemperatur der verwendeten Klimaprojektion WETTREG2010_44 an der Zugspitze im Schwankungsbereich der natürlichen Variabilität.

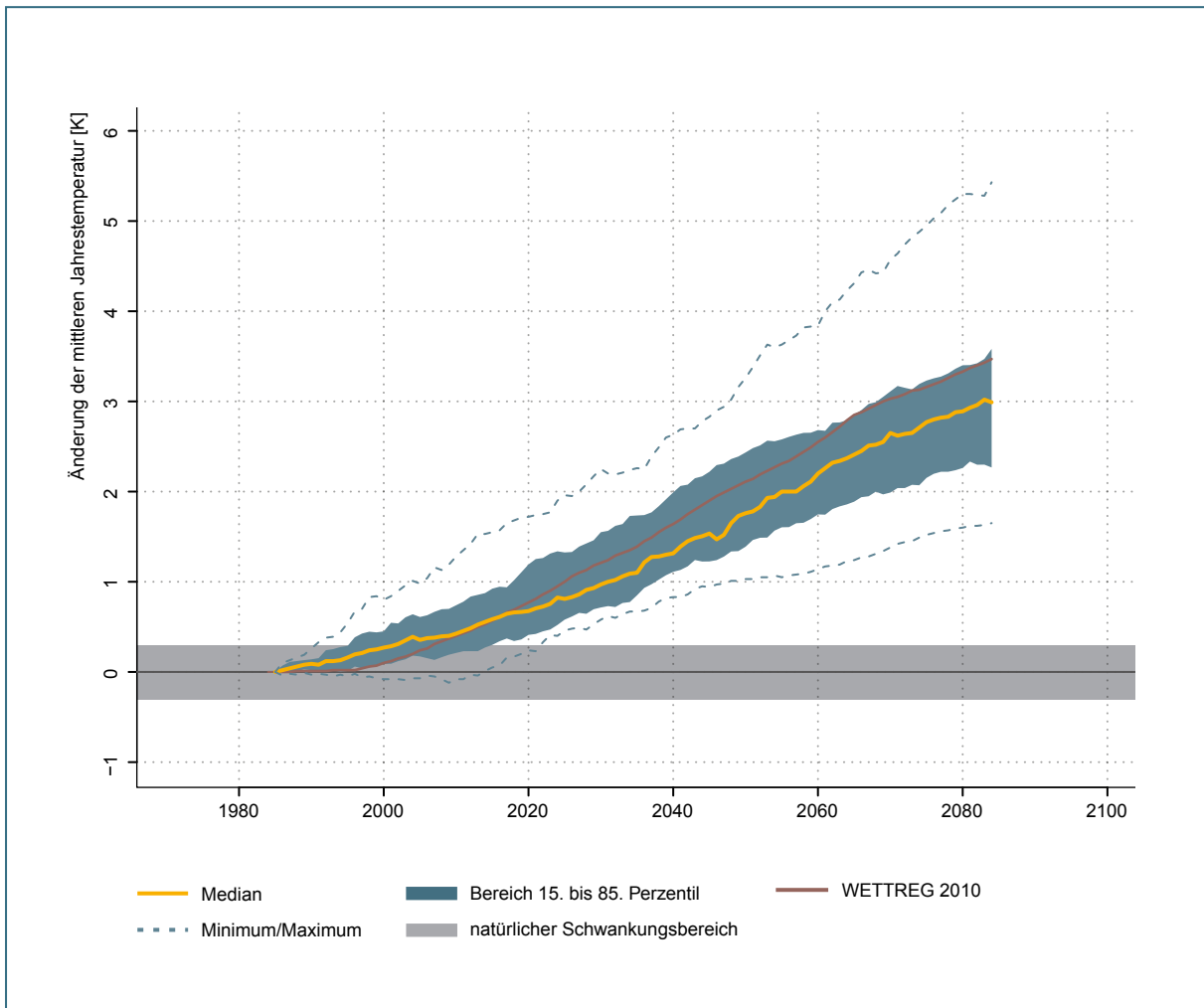


Abb. 5-14: 30jährig gleitendes Mittel der projizierten Temperaturänderung für Bayern gegenüber dem Referenzzeitraum 1971 bis 2000 mit WETTREG2010 (rotbraun hervorgehoben) basierend auf dem Emissionsszenario SRES A1B.

Abbildung 5-15 zeigt den Verlauf der den Modellrechnungen zugrunde gelegten Umgebungstemperaturen als gleitende Durchschnitte über 1, 10 und 30 Jahre. Wie beschrieben, handelt es sich dabei bis Ende 2015 um die Messwerte von der Zugspitze und ab 2016 um die Daten aus dem vorgestellten Klimamodell.

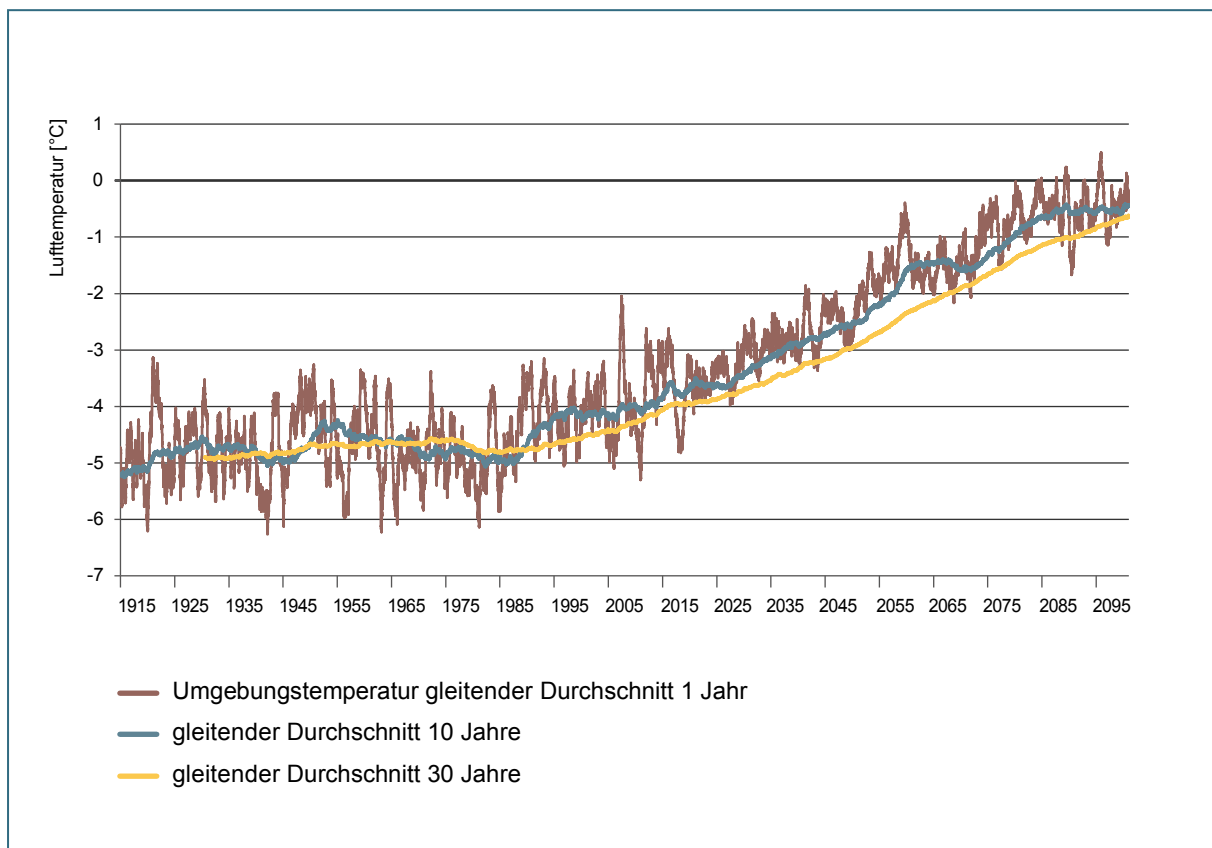


Abb. 5-15: Gleitender Durchschnitt der Umgebungstemperaturen über 1, 10 und 30 Jahre.

Als Grundlage der Modellrechnung ab 2016 dienen zudem die Werte für Globalstrahlung und Schneehöhe von 2015.

In den folgenden Abbildungen wird die berechnete Temperaturentwicklung entlang der Bohrstrecke im Gestein bis zum Ende des Betrachtungszeitraums in 2100 im langjährigen Trend dargestellt. Die Abbildungen 5-16 bis 5-19 zeigen die berechneten Monatsmittel der Durchschnittstemperaturen des Gesteins im Januar, April, Juli und Oktober über unterschiedliche 30-Jahres-Zeiträume gemittelt. Gut zu erkennen ist, dass sich die im Klimaszenario gegenüber dem Messzeitraum seit 1900 projizierte stärkere Erhöhung der Umgebungstemperaturen bis 2100 in einer deutlich stärkeren Zunahme der Temperaturen über das gesamte Gesteinsprofil für die drei Berechnungszeiträume 2011 bis 2100 gegenüber den Zeiträumen 1921 bis 2010 auswirkt. Während z. B. im Zeitraum 1951 bis 1980 im Vergleich zum Zeitraum 1921 bis 1950 in 30 m Entfernung von der Südseite eine um etwa 0,25 K erhöhte Durchschnittstemperatur zu verzeichnen ist, wird dort vom Zeitraum 2041 bis 2070 bis zum Zeitraum 2071 bis 2100 eine Temperaturzunahme um mehr als 1 K ausgewiesen.

Bei den Aprilwerten (Abb. 5-17) zeigen sich deutlich die Auswirkungen der beschriebenen Schneemodellierung auf der Südseite.

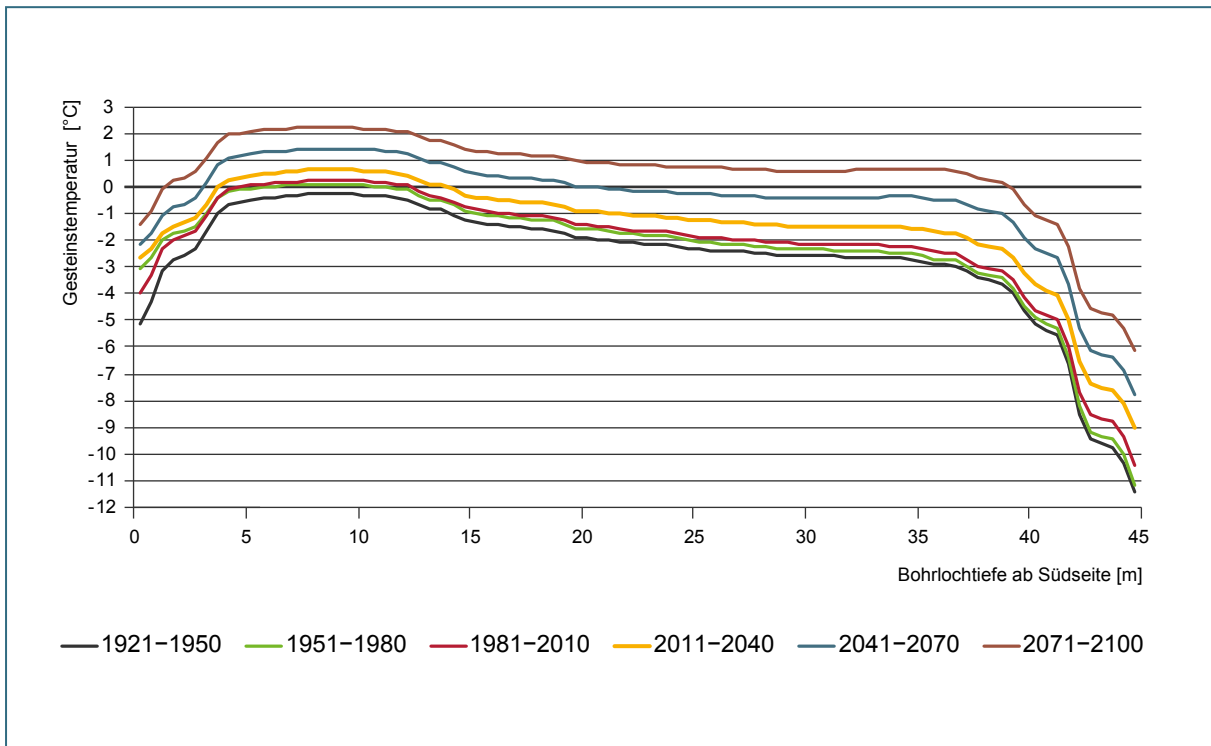


Abb. 5-16: Berechnete Durchschnittstemperaturen des Gesteins im Januar über unterschiedliche 30-Jahres-Zeiträume.

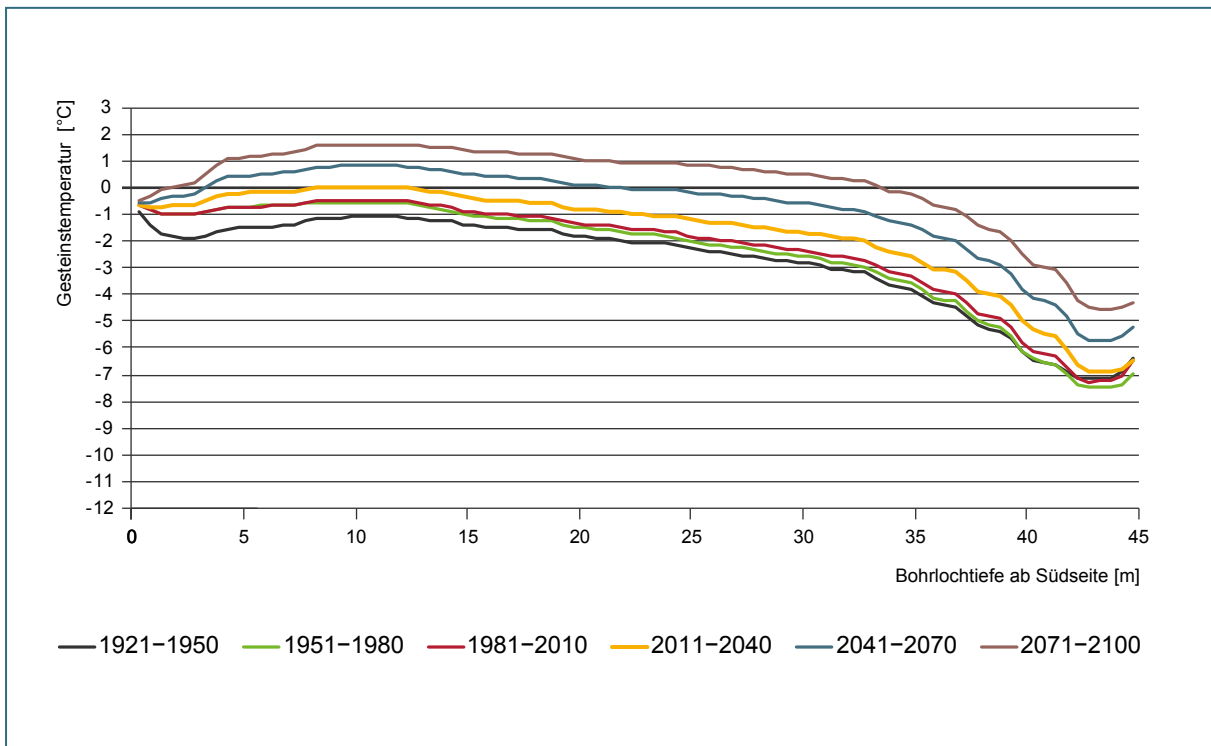


Abb. 5-17: Berechnete Durchschnittstemperaturen des Gesteins im April über unterschiedliche 30-Jahres-Zeiträume.

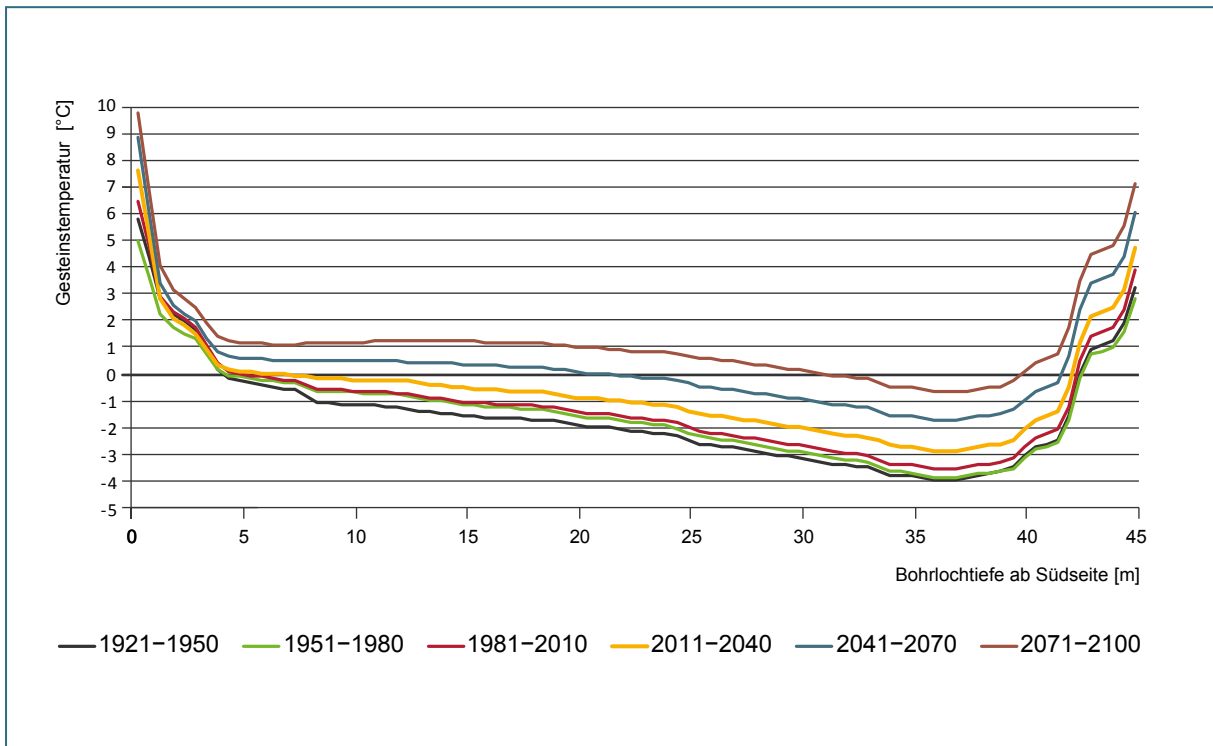


Abb. 5-18: Berechnete Durchschnittstemperaturen des Gesteins im Juli über unterschiedliche 30-Jahres-Zeiträume.

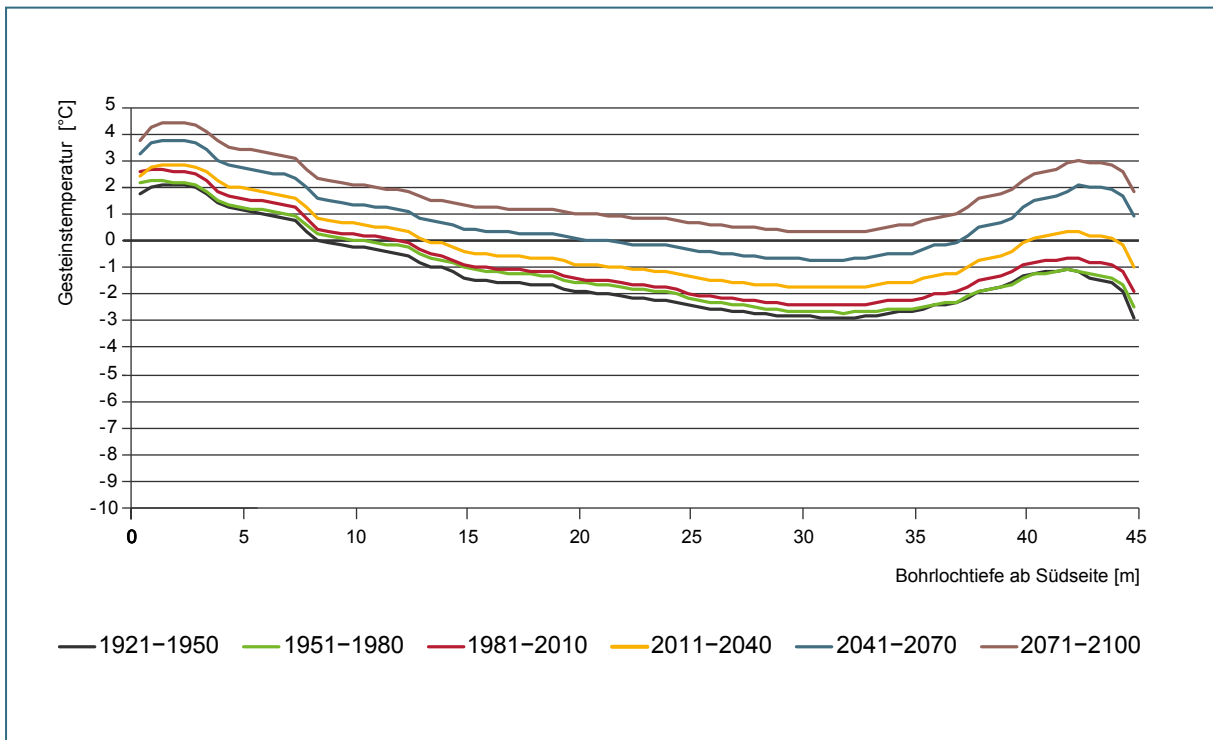


Abb. 5-19: Berechnete Durchschnittstemperaturen des Gesteins im Oktober über unterschiedliche 30-Jahres-Zeiträume.

Abbildung 5-20 zeigt die Anzahl der Tage pro Jahr, an denen die Tagesdurchschnittstemperatur im angegebenen Wegsegment die Nullgradgrenze übersteigt. Im Jahr 2100 würden die Gesteinstemperaturen demnach – je nach Wegsegment – an mindestens 156 Tagen über dem Gefrierpunkt liegen. In einem Bereich zwischen etwa 1,5 m und 33 m Bohrlochtiefe wäre dann im gesamten Jahr kein Frost mehr zu verzeichnen. Der Kurvenverlauf für das Jahr 2065 zeigt, dass der letzte, nur wenige m mächtige Permafrost in etwa 30 m Bohrlochtiefe zu erwarten ist.

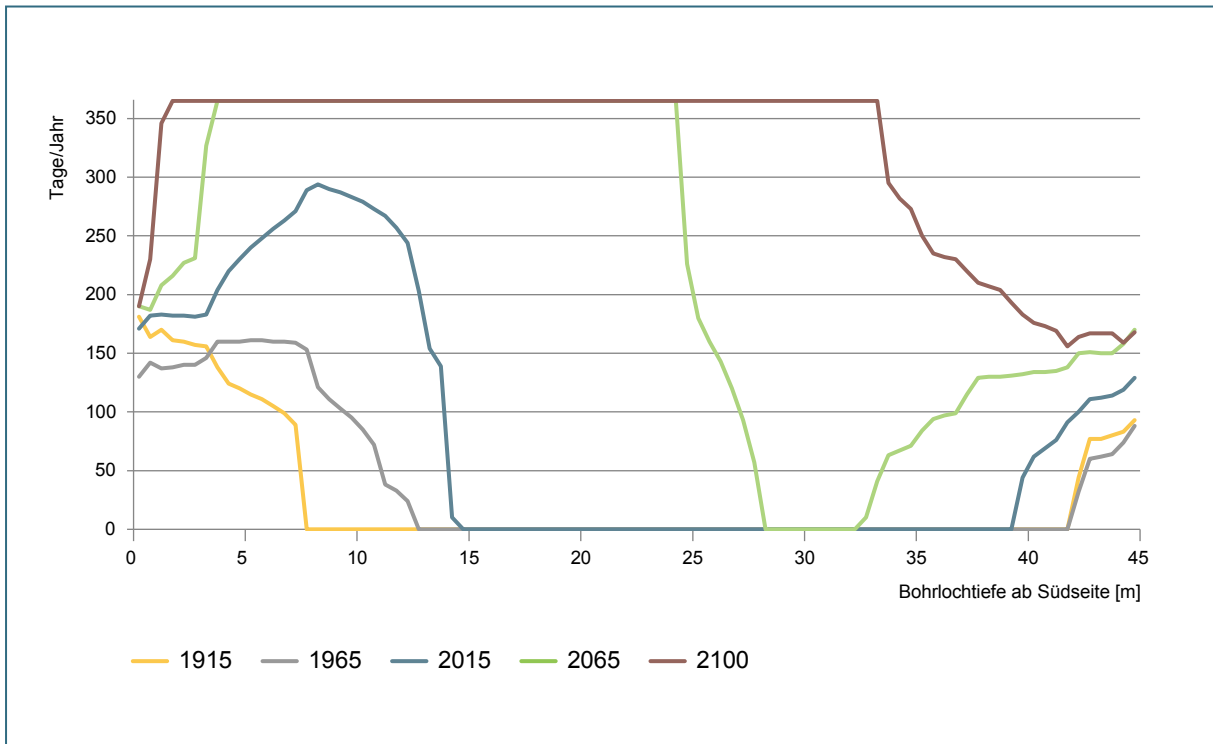


Abb. 5-20: Berechnete Anzahl der Tage pro Jahr mit Gesteinstemperaturen über 0 °C im jeweiligen Wegsegment entlang der Messstrecke der Zugspitzbohrung.

Korrespondierend zu den Abbildungen 5-9 bis 5-12 zeigen die Abbildungen 5-21 bis 5-24 die berechneten Temperaturverteilungen jeweils am 1. Januar, April, Juli und Oktober über den Zeitraum von 2016 bis 2100. Es wird deutlich, dass das Ende der Permafrostphase in etwa 30 m Entfernung von der Südseite unter den beschriebenen Rahmenbedingungen um die Mitte der 2070er Jahre zu erwarten wäre.

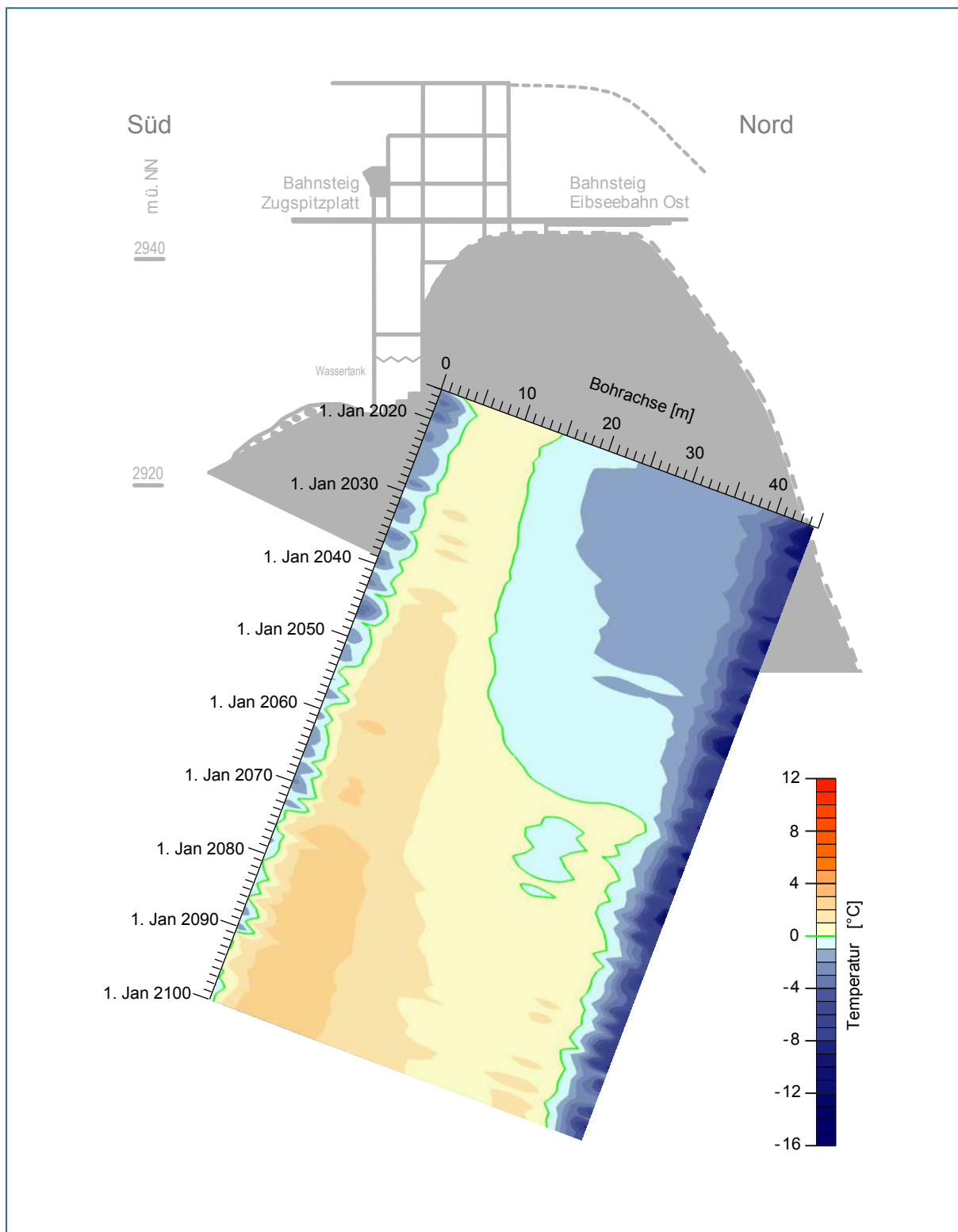


Abb. 5-21: Berechnete Temperaturverteilung jeweils am 1. Januar der Jahre 2016 bis 2100 [°C].

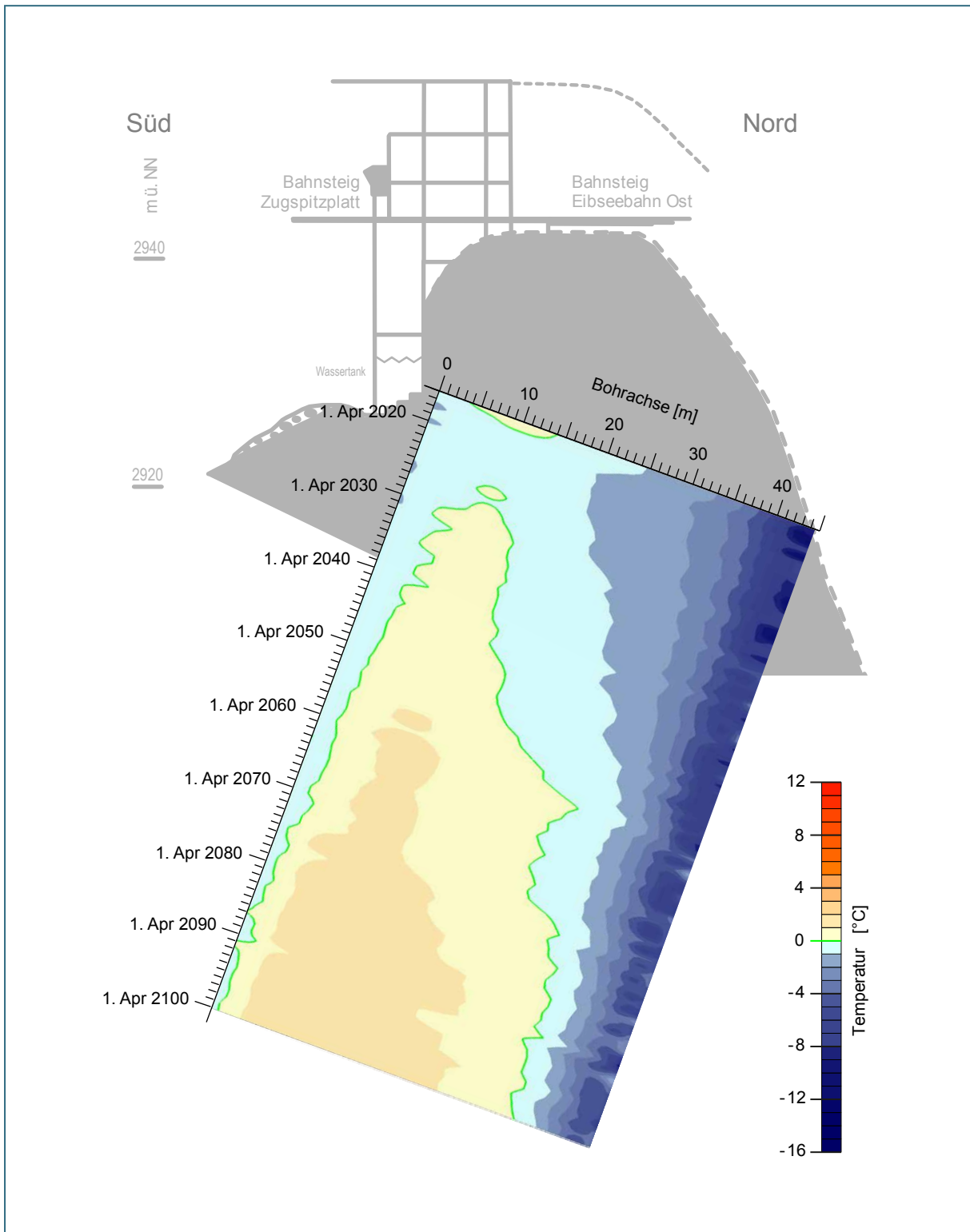


Abb. 5-22: Berechnete Temperaturverteilung jeweils am 1. April der Jahre 2016 bis 2100 [°C].

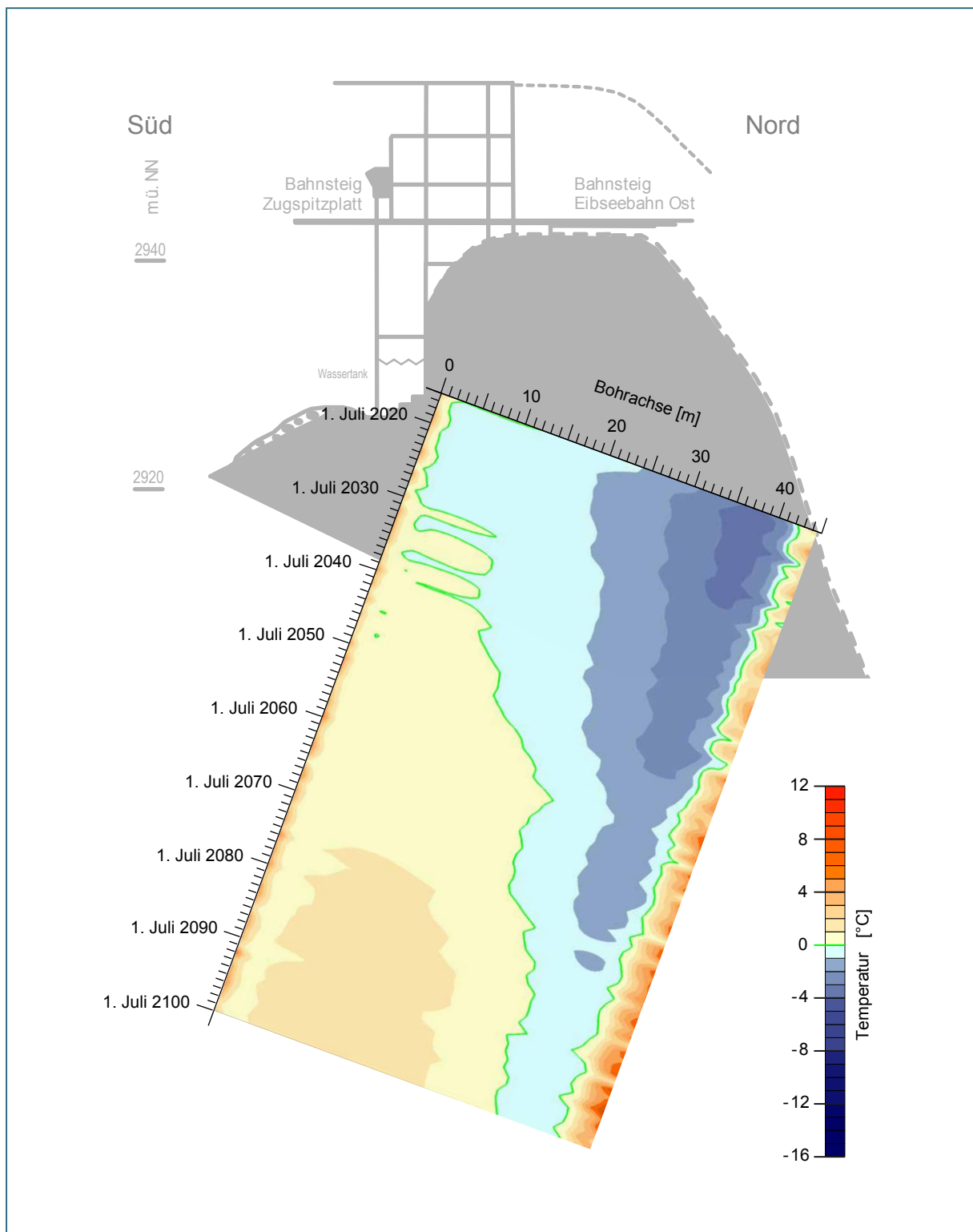


Abb. 5-23: Berechnete Temperaturverteilung jeweils am 1. Juli der Jahre 2016 bis 2100 [°C].

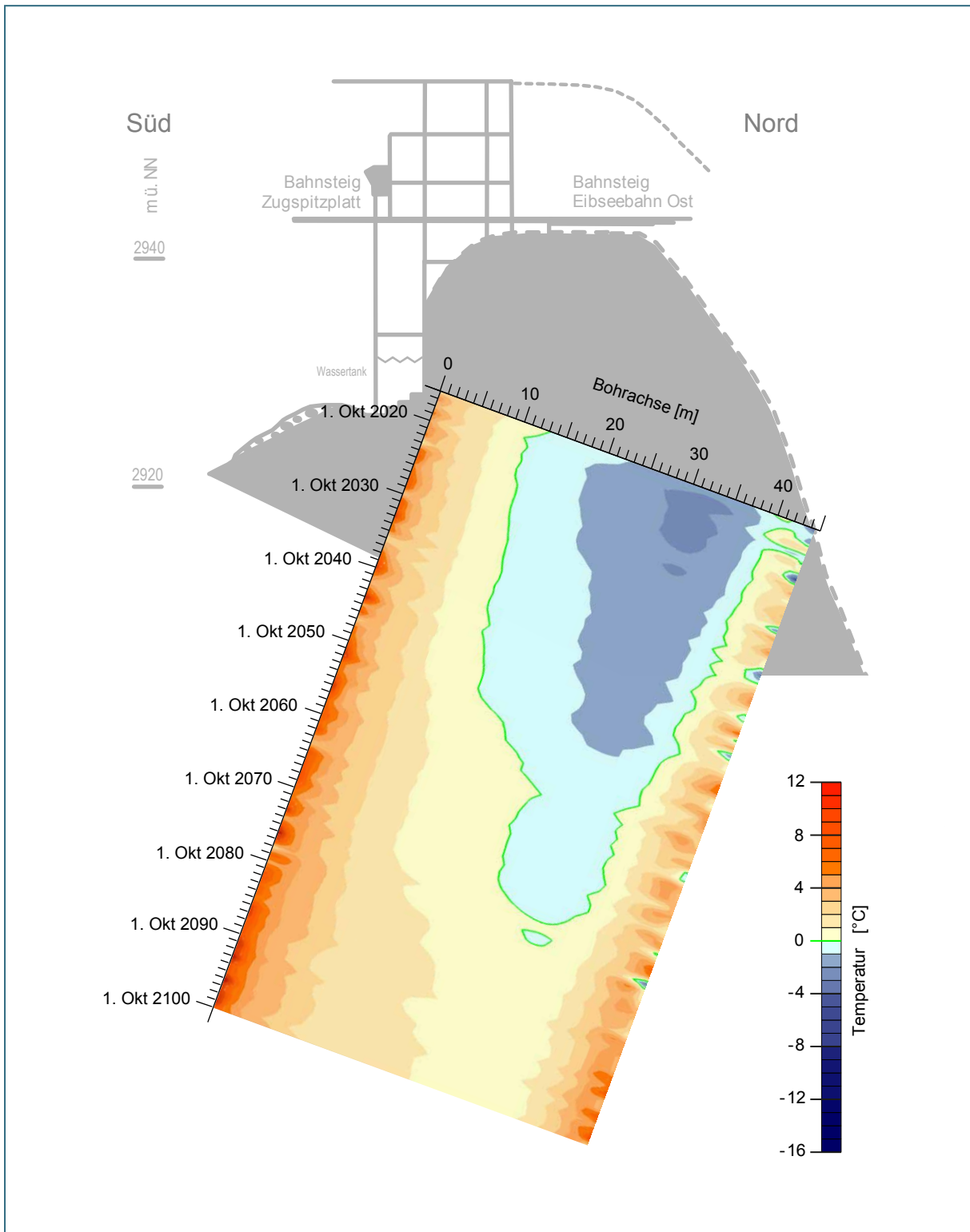


Abb. 5-24: Berechnete Temperaturverteilung jeweils am 1. Oktober der Jahre 2016 bis 2100 [°C].

6 Diskussion

Die in der Permafrost-Messtation an der Zugspitze beobachteten Wärmetransportvorgänge im Gebirge wurden mit einem numerischen Finite-Differenzen-Modell nachgebildet, um die vorliegenden Messergebnisse in einen größeren zeitlichen Zusammenhang zu bringen und Trends in Abhängigkeit von mittelfristigen Klimaveränderungen erkennen zu können. HOELZLE et al. (2001) stellen fest, dass die Umgebungslufttemperatur, Solareinstrahlung und die Schneesverhältnisse sowie die Oberflächencharakteristik des Gesteins die wichtigsten Einflussfaktoren für die Verbreitung des Permafrosts sind. Die entsprechenden Materialkennwerte wurden in der Modellierung berücksichtigt und soweit möglich anhand der vorliegenden Messdaten geeicht. Dabei gibt es die folgenden Einschränkungen für die Modellierung:

Messunsicherheiten

- Fehlende Messwerte und Messfehler der meteorologischen Stationen
- Messfehler bei den Temperaturmessungen im Gebirge, mögliche Randeffekte durch das Bohrloch sowie die eingebrachte Messkette mit den Temperaturfühlern

Unsicherheiten bezüglich der thermodynamischen Wechselwirkungen von Klima und Gestein

- Zur Solarstrahlung an der Zugspitze liegen seit 2013 belastbare Messergebnisse vor; Unsicherheiten gibt es bezüglich der letzten hundert Jahre und möglicher Trends für die Zukunft. GRUBER et al. (2004b) zitieren beobachtete Schwankungen bei langjährigen Zeitreihen in den Schweizer Alpen von $\pm 5\%$ in den letzten Jahrzehnten. Um die Größenordnung der Unsicherheit hinsichtlich der Solarstrahlung zu quantifizieren, wurde eine Modellrechnung mit Abweichungen von $\pm 10\%$ von den Globalstrahlungsmesswerten von 2015 durchgeführt.
- Unsicherheit hinsichtlich der Oberflächenbeschaffenheit und Strahlungs- und Emissionsfaktoren der Gesteinsoberflächen: nach KRAUTBLATTER (2009) sind insbesondere lokale Variationen der kurz- und langwelligen Strahlungsanteile aufgrund unterschiedlicher meteorologischer Verhältnisse, Schneebedeckung, Exposition und Abschattung wesentlich für die dynamischen Prozesse im Zusammenhang mit Permafrost wie z. B. saisonale Fluktuation oder Auftautiefen.
- Unsicherheiten des gewählten empirischen Ansatzes für die Schneemodellierung in Ermangelung genauer Daten der Schneebedeckung am Bohransatzpunkt im Süden. Die Schneebedeckung hat einen wesentlichen Einfluss auf die Verteilung des Permafrosts (HOELZLE et al. 2001, KRAUTBLATTER 2009).

Unsicherheiten hinsichtlich der Wärmetransportvorgänge im Inneren des Gebirges

- Inhomogenitäten des Gesteins: KÖRNER & ULRICH (1965) berichten bei ihren Beobachtungen beim Bau der Zugspitzseilbahn von größeren teils tongefüllten Klüften. Sowohl die genaue Verteilung als auch der Volumenanteil der Klüfte im Bereich der Messstrecke sind unbekannt ebenso wie der wassergefüllte Anteil. POGREBISKIY & CHERNYSHEV (1977) berichten von starken Inhomogenitäten bei den Eisgehalten von Klüften im Permafrostbereich eines granitischen Gebirgsmassivs. Die genauen Werte der thermischen Gesteinsparameter für die Modellierung, insbesondere Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität, Porosität und wasser- oder eisgefüllter Hohlraumanteil werden durch diese Faktoren stark beeinflusst.

- Einflüsse durch Wärmeströme quer zur Messbohrung, insbesondere vom oberhalb gelegenen Berggipfel mit der darauf errichteten Gipfelstation der Zugspitz-Bergbahnen
- Konvektive Wärmeströme durch Grundwasserflüsse in den Gebirgsbereichen ohne Permafrost sowie mögliche Grundwasserbewegung ungefrorenen Wassers im Permafrostbereich. KRAUTBLATTER (2009) weist auf Tunneleffekte in nicht eisgefüllten Gesteinsklüften im Permafrost hin. Poröse Systeme verfügen darüber hinaus auch bei Temperaturen deutlich unter dem Gefrierpunkt von Wasser aufgrund des Kapillardrucks über nennenswerte Anteile ungefrorenen Wassers (TARNAWSKI & WAGNER 1996).

Den Modellunsicherheiten bezüglich der Wärmetransportvorgänge im Inneren des Gebirges wurde durch Einführung der beiden Kalibrierungsparameter $z1$ und $z2$ in die zugrunde gelegte Gleichung (siehe Kap. 4.2) für die Berechnung des konduktiven Wärmetransports Rechnung getragen. Die Parameter wurden durch inverse Eichung für jedes einzelne Volumenelement anhand eines least square Ansatzes durch Berechnung der kleinsten Fehlerabweichung gegenüber der vorliegenden Temperatur-Messreihe in einem simultanen Ansatz für die gesamte Messstrecke ermittelt. Dabei berücksichtigt der Kalibrierungsparameter $z1$ die im eindimensionalen Wärmeleitungsansatz nicht berücksichtigten Quellen und Senken, die z. B. zu konvektiven Wärmeströmen durch Grundwasserfluss oder zu konduktiven Wärmeströmen quer zur Messstrecke führen. Der Parameter $z2$ trägt den Variationen der für die eindimensionale Wärmeleitung relevanten Gesteinsparameter über die Bohrlochtiefe (wie z. B. Wärmeleitfähigkeiten und Hohlraumanteile) Rechnung. Es handelt sich hier also um einen gemischt empirischen und physikalischen Ansatz, der für den Fall der beobachteten Messstrecke zu einer sehr guten Übereinstimmung von Rechnung und Messungen führt, die auch nachweislich außerhalb des Kalibrierungszeitraums gilt. Zu beachten ist, dass das kalibrierte Rechenmodell in dieser Form nur für den spezifischen Standort der Messstrecke Gültigkeit hat; eine Übertragbarkeit auf beliebige andere Standorte ist damit nicht ohne weiteres gegeben.

Eine wesentliche Fragestellung, die mit Hilfe der Modellierung beantwortet werden soll, bezieht sich auf die Dynamik der Reaktion des Permafrosts auf Klimaveränderungen und die Übertragbarkeit der mit der Messstation gewonnenen Erkenntnisse auf die weiteren durch NÖTZLI et al. 2010 ermittelten Permafrostvorkommen in den bayerischen Alpen. HOELZLE et al. (2001) weisen darauf hin, dass es sich bei Permafrost um thermale Systeme mit einer langen Reaktionszeit auf klimatische Veränderungen handelt. So würden einige Vorkommen alpinen Permafrosts in der Schweiz, die mächtiger sind, als es heutige Umgebungstemperaturen erwarten lassen würden, noch vom holozänen Minimum der Temperaturen während der kleinen Eiszeit reflektiert, die ihren Höhepunkt im 19. Jahrhundert hatte. Mit dem geeichten Modell konnte im vorliegenden Fall gezeigt werden, dass für die Permafrost-Messstation an der Zugspitze eine relativ kurze Reaktionszeit gilt, mit einem Equilibrium von Temperaturveränderungen in einer Größenordnung von nur 10 Jahren. Der Grund hierfür ist in der exponierten Lage des Zugspitzgipfels zu suchen, der bei einem relativ geringen Durchmesser von circa 40 bis 50 m gut an das Klimageschehen angebunden ist. Eine deutlich langsamere Reaktion ist z. B. für die Permafrostvorkommen zu erwarten, die 300 m unter dem Zugspitzgipfel beim Bau der Zugspitzzahnradbahn (KNAUER 1933) tiefer im Berginneren angetroffen wurden.

7 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Permafrost-Messstation des LfU im Gipfelbereich der Zugspitze bietet exzellente Beobachtungsmöglichkeiten für Veränderungen im Temperaturregime. Sie war schon beim Einbau im Jahr 2007 als Langfrist-Beobachtung angelegt worden. Nach nun annähernd 10 Jahren Messreihen können bisher nur erste leichte Trends festgestellt werden. Die vorliegende Messreihe der Temperaturen im Gebirge ermöglichte die Kalibrierung eines Rechenmodells, mit dem die beobachteten Messungen mit dem lokalen Wettergeschehen in Einklang gebracht werden können. Mit den ab dem Jahr 1900 vorliegenden Klimamessdaten vom Zugspitzgipfel kann auf diese Weise die Entwicklung des Permafrosts am Standort der Permafrost-Messstation seit dem Beginn des letzten Jahrhunderts nachvollzogen und damit in einem größeren zeitlichen Rahmen beurteilt werden. Darüber hinaus können auf Grundlage von Klimaszenarien Aussagen zur weiteren Entwicklung des Permafrosts in der Zukunft getroffen werden.

Das kalibrierte Rechenmodell kann die beobachteten Temperaturen für den gesamten Querschnitt in einer Genauigkeit nachbilden, die in der Größenordnung der Messgenauigkeit der Temperaturfühler liegt. Eine Bestätigung, dass das Modell auch außerhalb des Kalibrierzeitraums der Kalenderjahre 2013 und 2014 eine zuverlässige Abbildung des Temperaturprofils ermöglicht, stellt insbesondere der Vergleich von Rechen- und Messdaten für die Zeiträume außerhalb des Kalibrierzeitraums (also der Kalenderjahre 2012 und früher sowie 2015) dar, der eine ähnlich gute Übereinstimmung von Rechen- und Messdaten ergibt wie innerhalb des kalibrierten Zeitraums.

Die Zunahme der Umgebungstemperaturen in den letzten hundert Jahren von 1915 bis 2015 beträgt bei Betrachtung der Jahresmitteltemperatur dieser beiden Jahre 2,7 K (1915: $-5,5\text{ °C}$, 2015: $-2,8\text{ °C}$), bei langjährigerer Betrachtung des zehnjährigen Mittels 1,6 K (1915: $-5,2\text{ °C}$, 2015: $-3,6\text{ °C}$). Diese merkliche Zunahme der Umgebungstemperaturen in einem hundertjährigen Zeitraum hatte gemäß den Berechnungen einen deutlichen Einfluss auf den Umfang des Permafrosts:

- Demnach hat sich aufgrund der Erhöhung der mittleren Umgebungstemperatur am Zugspitzgipfel in den letzten hundert Jahren der Permafrost an der Südseite der Bohrung um circa 7 m und an der Nordseite um circa 2 m in das Berginnere zurückgezogen; die mittlere Temperatur im Berginneren erhöhte sich in diesem Zeitraum, der Erhöhung der Umgebungstemperatur folgend, auf einen Betrag von um -1 °C . Die Temperatur des Permafrosts im Gebirge liegt damit deutlich näher zum Bereich der sensiblen Auftautemperatur des Permafrosts im Gebirge von $-0,5\text{ °C}$ als zu Anfang des letzten Jahrhunderts.
- Einen deutlichen Effekt hatte die starke Erhöhung der mittleren Umgebungstemperatur (MAAT) der letzten 25 Jahre auf $-3,9\text{ °C}$ (KRAUTBLATTER et al. 2010: MAAT 1991 bis 2007; aktueller Wert MAAT 1991 bis 2015: $-3,94\text{ °C}$) gegenüber der mittleren Umgebungstemperaturen in den drei vorangehenden 30-Jahresperioden von $-4,7$ bis $-5,0\text{ °C}$; der Rückgang des Permafrosts an der Nordseite lag in diesem Zeitraum mit etwa 2 m ein mehrfaches höher als in den vorangegangenen 75 Jahren (circa 0,5 m).

Für die Abschätzung der weiteren Entwicklung des Permafrosts am Zugspitzgipfel wurde ein anhand vorliegender Klimasimulationsmodelle projiziertes „mittleres“ Szenario für die weitere Entwicklung der Umgebungstemperaturen an der Zugspitze verwendet. Die berechnete Zunahme der Umgebungstemperaturen bis zum Jahr 2100 beträgt bei Verwendung des zehnjährigen Mittels 3,15 K (2015: $-3,6\text{ °C}$, 2100: $-0,45\text{ °C}$), also etwa doppelt so viel wie die Erhöhung der letzten hundert Jahre.

Die daraus errechneten Ergebnisse sind mit einer hohen Unsicherheit behaftet, insbesondere hinsichtlich der Aussagen zum genauen Zeitraum des Verschwindens des Permafrosts an der Zugspitze. Als wesentliches Ergebnis lässt sich jedoch feststellen, dass bei Eintreffen der bis Ende des Jahrhunderts projizierten Klimaveränderungen von einem Verschwinden des Permafrosts am Zugspitzgipfel in der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts auszugehen ist. Bei einem Verschwinden des Permafrosts an der Zugspitze ist auch mit einem weitgehenden Verschwinden der sonstigen Permafrostvorkommen in den bayerischen Alpen zu rechnen. Damit dürfte dann auch eine Zunahme von Massenbewegungen wie Steinschlag und Felsstürzen einhergehen.

Aufgrund der Indikatorfunktion des Permafrosts für Klimaveränderungen ist eine langfristige Fortsetzung des Betriebs der Permafrost-Messstation an der Zugspitze erforderlich. Es ist vorgesehen, die fortlaufenden Messungen regelmäßig durch Modellrechnungen zu ergänzen. Eine Verfeinerung der Klimaprognosen wird in der Zukunft genauere Aussagen zur weiteren Entwicklung des Permafrosts ermöglichen. Durch die Verwendung unterschiedlicher Modellszenarien der weiteren Klimaentwicklung in den Prognoseberechnungen kann eine Quantifizierung der Erwartungsbereiche der Auswirkungen der Klimaveränderungen auf den Permafrost erfolgen.

8 Literatur

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen – ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, **25**: 230 S., München (DAV).
- BAEHR, H.D. & STEPHAN, K. (2013): Wärme- und Stoffübertragung. – 804 S., Springer Vieweg.
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (LFU) (2012): Der Klimawandel in Bayern. Auswertung regionaler Klimaprojektionen; Klimabericht Bayern. – 22 S., im Internet unter: http://www.bestellen.bayern.de/shoplink/lfu_klima_00082.htm.
- BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR UMWELT UND VERBRAUCHERSCHUTZ (StMUV) (2015): Klima-Report Bayern 2015 – Klimawandel, Auswirkungen, Anpassungs- und Forschungsaktivitäten. – 199 S., München.
- BLEDOW, S. & KRAUTBLATTER, M. (2010): The influence of fine-grained fracture infillings on destabilization processes in permafrost-affected rock walls in the Alps. Geophysical Research Abstracts, **12**: EGU2010-4163.
- BÖCKLI, L., BRENNING, A., GRUBER, S. & NÖTZLI, J. (2011a): A statistical permafrost distribution model for the European Alps. – The Cryosphere Discussion, **5**: 1419–1459.
- BÖCKLI, L., NÖTZLI, J. & GRUBER, S. (2011b): PermaNET-BY, Untersuchungen des Permafrosts in den Bayerischen Alpen, Schlussbericht Projekt PermaNET im AlpineSpace Programm. – 60 S., im Internet unter: www.lfu.bayern.de/geologie/massenbewegungen/projekte/permanet_by/doc/permanet_by_schlussbericht_v2komprimiert.pdf
- DAVIDSON, G.P. & NYE J.F. (1985): A photoelastic study of ice pressure in rock cracks. – Cold Regions Science and Technology, **11/2**: 141–153.
- DAVIES, M., HAMZA, O. & HARRIS, C. (2001): The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. – Permafrost and Periglacial Processes, **12**: 137–144.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD) (2015): online veröffentlichte Wetterdaten Zugspitze (www.dwd.de).
- DIN EN ISO 6946 (2008): Bauteile – Wärmedurchlasswiderstand und Wärmedurchgangskoeffizient – Berechnungsverfahren. – 46 S., Berlin (Beuth).
- DUFFIE, J. A. & BECKMAN, W. A. (1980): Solar Engineering of Thermal Processes. – John Wiley & Sons.
- DUFFIE, J. A. & BECKMAN, W. A. (2013): Solar Engineering of Thermal Processes. – 4. Ausgabe, 936 S., John Wiley & Sons.
- FRISCH, J. (1975): Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpenen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. – Jahrb. Geol. Bundesanstalt, **118**: 75–117, Wien (Geologische Bundesanstalt).

- GRÖBER, H., ERK, S. & GRIGULL, U. (1988): Die Grundgesetze der Wärmeübertragung. – 436 S., Springer.
- GRUBER, S., HOELZLE, M. & HAEBERLI, W. (2004a): Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. – *Geophys. Res. Lett.*, **31**: L13504, DOI: 10.1029/2004GL020051.
- GRUBER, S., HOELZLE, M. & HAEBERLI, W. (2004b): Rock-wall temperatures in the Alps: Modelling their topographic distribution and regional differences. – *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**: 299–307.
- GRUNER, U. (2006): Bergstürze und Klima in den Alpen: Gibt es Zusammenhänge?. – *Bull. f. Angew. Geologie* **11/2**: 25–34.
- GUDE, M. & BARSCH, D. (2005): Assessment of the geomorphic hazards in connection with permafrost occurrence in the Zugspitze area (Bavarian Alps, Germany). – *Geomorphology*, **66**(1–4): 85–93.
- HAAS, U., OSTERMANN, M., SANDERS, D. & HORNING, T. (2014): Quaternary sediments in the Werdenfels region (Bavaria, southern Germany), Excursion B. – In: KERSCHNER, H., KRÄINER, K. & SPÖTL, C. (Hrsg.): From the foreland to the Central Alps – Excursion guide of the field trips of the DEUQUA Congress in Innsbruck, Austria, 24–29. September 2014, S. 18–30, Berlin (Geozon).
- HAEBERLI, W. (1992): Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts. – *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**: 111–124.
- HAHN, U. (2007): Physik für Ingenieure. – 996 S., Oldenbourg Wissenschaftsverlag.
- HIRTLEITER, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung. – *Münch. Geogr. Abh. B*, **15**: 1–176, München (Ludwig Maximilians Universität München).
- HOELZLE, M., MITTAZ, C., ETZELMÜLLER, B. & HAEBERLI, W. (2001): Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments. – *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**: 53–68.
- HORNING, T. & HAAS, U. (2017a): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 – Erläuterungen zum Blatt 8531 Zugspitze und 8532 Garmisch-Partenkirchen. – 96 S., Augsburg (LfU).
- HORNING, T. & HAAS, U. (2017b): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8531 Zugspitze & 8532 Garmisch-Partenkirchen. – Augsburg (LfU).
- JERZ, H. & POSCHINGER, A. VON (1995): Neuere Ergebnisse zum Bergsturz Eibsee-Grainau. – *Geol. Bavarica*, **99**: 383–398, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- KEUSCHNIG, M., KRAUTBLATTER, M., HARTMEYER, I., FUSS, C. & SCHROTT, L. (2017): Automated Electrical Resistivity Tomography Testing for Early Warning in Unstable Permafrost Rock Walls Around Alpine Infrastructure. – *Permafrost and Periglacial Processes*, **28**: 158–171. DOI: 10.1002/ppp.1916.

- KLIWA (2008): Langzeitverhalten von Sonnenscheindauer und Globalstrahlung sowie von Verdunstung und Klimatischer Wasserbilanz in Baden-Württemberg und Bayern. – KLIWA-BERICHT, **12**: 147 S., Offenbach.
- KNAUER, J. (1933): Die geologischen Ergebnisse beim Bau der Bayerischen Zugspitzbahn. – Sonderdruck „Abhandlungen der Geologischen Landesuntersuchung am Bayerischen Oberbergamt“, **10**: 23–50.
- KÖRNER, H. & ULRICH, R. (1965): Geologische und felsmechanische Untersuchungen für die Gipfelstation der Seilbahn Eibsee-Zugspitze. – Geol. Bavarica, **55**: 404–421, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- KRAUTBLATTER, M. (2009): Detection and quantification of permafrost change in alpine rock walls and implications for rock instability. – Dissertation, Universität Bonn., 162 S., Bonn.
- KRAUTBLATTER, M., FUNK, D. & GÜNZEL, F.K. (2013): Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space. – Earth Surface Processes and Landforms, **38**: 876–887.
- KRAUTBLATTER, M., MOSER, M., SCHROTT, L., WOLF, J. & MORCHE, D. (2012): Significance of rockfall magnitude and carbonate dissolution for rock slope erosion and geomorphic work on Alpine limestone cliffs (Reintal, German Alps). – Geomorphology, **167**: 21–34, DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.04.007, Amsterdam.
- KRAUTBLATTER, M., VERLEYSDONK, S., FLORES-OROZCO, A. & KEMNA, A. (2010): Temperature-calibrated imaging of seasonal changes in permafrost rock walls by quantitative electrical resistivity tomography (Zugspitze, German/Austrian Alps). – Journal of Geophysical Research – Earth Surface, **115**: 1–15, DOI: 10.1029/2008JF001209.
- LINKE, C. et al. (2015): Leitlinien zur Interpretation regionaler Klimamodelldaten des Bund-Länder-Fachgespräches „Interpretation regionaler Klimamodelldaten“. – 55 S., Hannover.
- MAGNIN, F., BRENNING, A., BODIN, X., DELINE, P. & RAVANEL, L. (2015a): Modélisation statistique de la distribution du permafrost de paroi: application au massif du Mont Blanc. – Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement, **21/2**: 145–162, DOI: 10.4000/geomorphologie.10965.
- MAGNIN, F., KRAUTBLATTER, M., DELINE, P., RAVANEL, L., MALET, E. & BEVINGTON, A. (2015b): Determination of warm, sensitive permafrost areas in near-vertical rockwalls and evaluation of distributed models by electrical resistivity tomography. – Journal of Geophysical Research – Earth Surface, **120**: 745–762, DOI: 10.1002/2014jfr003351.
- NÖTZLI, J., GRUBER, S. & HAEBERLI, W. (2006): 3D-Modellierung der thermischen Bedingungen im Bereich des Gipfelgrates der Zugspitze. – Forschungsbericht der Glaciology and Geomorphodynamics Group, 17 S., Geographisches Institut, Universität Zürich, im Internet unter: www.lfu.bayern.de/geologie/massenbewegungen/projekte/permafrost_zugspitze/doc/modellierung_permafrost_zugspitze.pdf
- NÖTZLI, J., GRUBER, S. & POSCHINGER, A. VON (2010): Modellierung und Messung von Permafrosttemperaturen im Gipfelgrat der Zugspitze, Deutschland. – Geographica Helvetica, **65/2**: 113–123. DOI: 10.5194/gh-65-113-2010.

- NOGUÉS-BRAVO, D., ARAÚJO, M.B., ERREA, M.P. & MARTÍNEZ-RICA, J.P. (2007): Exposure of global mountain systems to climate warming during the 21st century. – *Global Environmental Change*, **17**: 420–428, DOI:10.1016/j.gloenvcha.2006.11.007.
- OHLENSCHLÄGER, T. (1984): Zur Geologie des westlichen Wettersteingebirges mit geologischer Kartierung im Maßstab 1 : 10 000. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, 153 S., Frankfurt a. M. (Universität Frankfurt am Main).
- PERMOS (2013): Permafrost in Switzerland 2008/2009 and 2009/2010. – NÖTZLI, J. (ed.) *Glaciological Report (Permafrost)*, Cryospheric Commission (CC) of the Swiss Academy of Sciences (SCNAT), **10/11**: 80 S.
- PETSCHIK, R. (1983): Sedimentpetrographie und sehr schwache Metamorphose mitteltriadischer Beckengesteine der zentralen Westlichen Kalkalpen. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, 248 S., Frankfurt a. M. (Universität Frankfurt am Main).
- POGREBISKIY, M.I. & CHERNYSHEV, S.N. (1977): Determination of the Permeability of the Frozen Fissured Rock Massif in the Vicinity of the Kolyma Hydroelectric Power Station. – *Cold Regions Research and Engineering Laboratory – Draft Translation*, **634**: 1–13.
- PHILLIPS, M., HABERKORN, A., DRAEBING, D., KRAUTBLATTER, M., RHYNER, H. & KENNER, R. (2016): Seasonally intermittent water flow through deep fractures in an Alpine Rock Ridge: Gemsstock, Central Swiss Alps. – *Cold Regions Science and Technology*, **125**: 117–127, DOI: 10.1016/j.coldregions.2016.02.010.
- PRAGER, C., ZANGERL, C., PATZELT, G. & BRANDNER, R. (2008): Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas. – *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **8**: 377–407, Göttingen (Copernicus Publications).
- RAVANEL, L. & DELINE, P. (2011): Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: The north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the ‚Little Ice Age‘. – *The Holocene*, **21/2**: 357–365, DOI: 10.1177/095968361037887.
- SCHROTT, L., HUFSCHMIDT, G., HANKAMMER, M., HOFFMANN, T. & NIEDERHEIDE, A. (2002): Auf der Suche nach dem Alter des Bergsturzes „Steingerümpel“ und anderen geomorphologischen Phänomenen – das Reintal aus geowissenschaftlicher Perspektive. – In: WEHRLE, C. (Hrsg.): *Das Reintal – Der alte Weg zur Zugspitze*: 152–157, Köngen (Panico Alpinverlag).
- TARNAWSKI, V.R. & WAGNER, B. (1996): On the prediction of hydraulic conductivity of frozen soils. – *Canadian Geotechnical Journal*, 1996, **33/1**: 176–180, DOI: 10.1139/t96-033.
- ULRICH, R. & KING, L. (1993): Influence of mountain permafrost on construction in the Zugspitze mountains, Bavarian Alps, Germany. – 6th Int. Conf. on Permafrost, Beijing: 625–630.
- VIDAL, H. (1953): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. – *Geol. Bavarica*, **17**: 56–88, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).

Danksagung

Für die umfangreiche logistische Unterstützung beim Bau und Betrieb der Permafrost-Messstation an der Zugspitze geht der Dank an die Bayerische Zugspitzbahn Bergbahn AG.

Die Autoren bedanken sich bei Prof. Dr. Krautblatter (Technische Universität München) für Hinweise und Anregungen zu den Permafrost-Gesteinskennwerten an der Zugspitze sowie für die Durchsicht des Manuskripts und wertvolle Hinweise.

