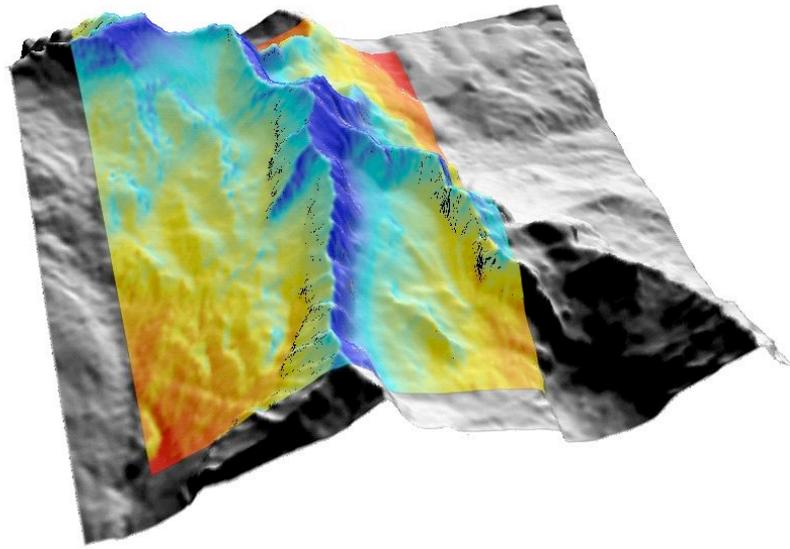




Universität Zürich



3D-Modellierung der thermischen Bedingungen im Bereich des Gipfelgrates der Zugspitze

*Glaciology and Geomorphodynamics Group
Geographisches Institut
Universität Zürich*

Verfasser:
Dipl. geogr. Jeannette Nötzli
Dr. Stephan Gruber
Prof. Dr. Wilfried Haerberli

Inhalt

1	Auftrag	1
2	Permafrost und Untergrundtemperaturen im Hochgebirge	1
3	Vorgehen	2
4	Grundlagendaten	3
	4.1 Geländemodell	3
	4.2 Klimazeitreihen	5
5	Modelle – Grundlagen und Annahmen	5
	5.1 Permafrostverbreitung (PERMAKART)	5
	5.2 Energiebilanz (TEBAL)	6
	5.3 3D Wärmeleitung (COMSOL Multiphysics)	6
6	Permafrostverbreitung	7
7	Oberflächentemperaturen	8
8	Untergrundtemperaturen	10
9	Diskussion und Schlussfolgerungen	12
	Literatur	15
	Annex (CD ROM)	17

1 Auftrag

Im Rahmen des Auftrags des Bayerischen Landesamtes für Umwelt wurde eine 3-dimensionale Modellierung der Permafrostverhältnisse und Untergrundtemperaturen im Bereich des Gipfelgrates der Zugspitze gemacht. Die Resultate sollen zur Unterstützung des Bestimmens eines geeigneten Standortes für eine Permafrost-Bohrung dienen.

Im vorliegenden Bericht werden zuerst kurz einige Grundlagen zum Thema Gebirgspermafrost und Untergrundtemperaturen erläutert. Darauf werden das Vorgehen und die verwendeten Daten und Modelle beschrieben. Es folgen die Darstellung und Diskussion der Resultate sowie ein kurzer Ausblick über mögliche weitere Schritte.

2 Permafrost und Untergrundtemperaturen im Hochgebirge

Permafrost ist Untergrundmaterial wie Fels oder Schutt, dessen Temperatur während mindestens einem Jahr unter null Grad Celsius bleibt. Permafrost ist nur aufgrund der Bodentemperatur definiert und kann deshalb Eis enthalten, muss aber nicht. Permafrost liegt unter einer bis zu mehrere Meter mächtigen Auftauschicht, die im jahreszeitlichen Wechsel positive und negative Temperaturen aufweist. Aufgrund dieser Lage ist Permafrost an der Bodenoberfläche direkt weder sicht- noch messbar. Ein Nachweis und eine genaue Charakterisierung – und damit auch ein langfristiges Monitoring – von Permafrost können nur direkt erfolgen und erfordern z.B. einen Aufschluss oder eine Bohrung. Bohrungen ermöglichen es, die Temperaturen im Untergrund direkt zu messen, sind aber teuer, aufwändig und nur an wenigen Standorten möglich. Mit sogenannten indirekten (geophysikalischen) Methoden wie Geoelektrik, Seismik oder Georadar kann die Struktur des Untergrundes untersucht werden. Eine flächenhafte Abschätzung der Permafrostverhältnisse ist nur mit Computermodellen möglich. Sie ermöglichen auch eine erste Abschätzung der thermischen Verhältnisse in einem Gebiet, über das noch keine Informationen vorhanden sind und in dem später gemessen werden soll oder das schwer zugänglich ist.

Die Existenz und Mächtigkeit von Permafrost wird durch den Wärmehaushalt von Bodenoberfläche und Untergrund (Energiebilanz) bestimmt. An der Bodenoberfläche sind in erster Linie die Lufttemperatur und die direkt einfallende Sonnenstrahlung für die Bodentemperaturen entscheidend. Die Lufttemperatur ändert sich mit der Höhe, die Strahlung ist hauptsächlich abhängig von der Exposition und der Hangneigung. Damit wird die Permafrostverbreitung zu einem grossen Teil von der Topographie bestimmt und lässt sich damit bereits relativ gut beschreiben (wie z.B. im Modell PERMAKART).

Die Schneedecke hat einen starken Einfluss auf die Temperaturen im Untergrund. Eine späte und dünne Schneedecke lässt den Boden auskühlen, eine frühe und mächtige Schneedecke isoliert den Boden gegen kalte Wintertemperaturen. Weiter bedeutet eine grosse Schneemenge im Frühjahr ein spätes Ausapern, was die Zeit verkürzt, in der die sommerliche Wärme in den Boden gelangen kann. Die Bodenart beeinflusst ebenfalls die Untergrundtemperaturen. Grobe Blöcke in Schutthalde haben einen kühlenden Effekt. Steile Felswände ohne grössere Schneebedeckung im Winter sind direkt über die Oberfläche mit der Atmosphäre gekoppelt und reagieren relativ schnell und direkt auf Änderungen der atmosphärischen Bedingungen (*Gruber et al.*, 2004x). Im Hochgebirge können diese Faktoren aufgrund der komplexen Topographie auf sehr kleinem Raum stark variieren und bedingen damit eine räumlich sehr heterogene Verteilung der thermischen Bedingungen.

Die Temperaturen im Untergrund werden in erster Linie durch die räumlichen und zeitlichen Variationen der Oberflächentemperaturen sowie durch den geothermalen Wärmefluss in der Tiefe bestimmt. Weiter werden sie durch die Topographie sowie durch die Eigenschaften des Untergrundes und advektive Prozesse beeinflusst. In erster Näherung können die Effekte von Flüssigkeitsströmungen vernachlässigt werden (*Kukkonen and Safanda*, 2001). Für Untersuchungen der Permafrostverbreitung im Untergrund im steiler Hochgebirgstopographie reicht es nicht, nur die Energieflüsse an der Oberfläche zu betrachten (*Noetzli et al.*, in review). Aufgrund der komplexen Hochgebirgstopographie und räumlich variablen Oberflächentemperaturen existieren im Untergrund laterale Wärmeflüsse, die die Tempera-

turverteilung im Untergrund stark modifiziert (Kohl *et al.*, 1998; Wegmann, 1998; Gruber *et al.*, 2004b, Noetzli *et al.*, in review). In steiler Topographie wird das Temperaturregime im Berg weitgehend durch die Topographie bestimmt: es besteht ein lateraler Wärmefluss von der Süd- zur Nordseite, der Einfluss der Wärme aus dem Erdinnern wird sehr klein. Die Isothermen sind gekrümmt und stellenweise fast vertikal (Abb. 1). Permafrost kann deshalb an Stellen vorkommen, wo aufgrund der Oberflächentemperaturen nicht darauf geschlossen werden kann. Auch für die Interpretation von Temperaturprofilen in Bohrlöchern, ist es wichtig, die 3-dimensionale Situation der thermischen Bedingungen in Betracht zu ziehen: Gekrümmte Temperaturprofile, wie sie sich bei Erwärmung der Oberflächentemperatur entwickeln, können auch alleine durch topographische Effekte bedingt sein (Abb. 2). Für eine Beurteilung der transienten Signale ist es wichtig, diese von den topographischen Effekten zu trennen.

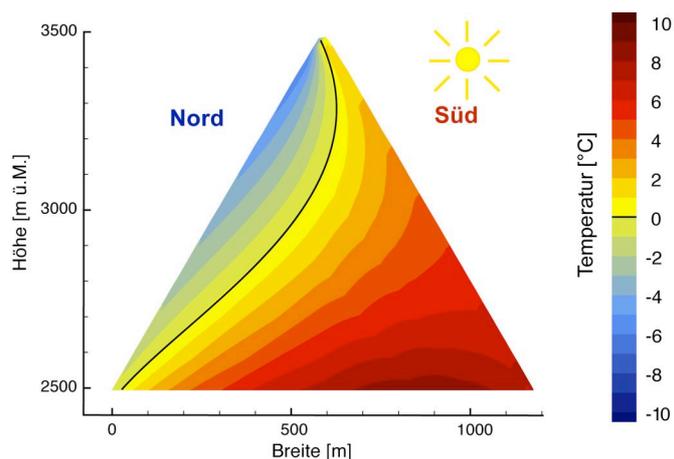


Abb. 1: Querschnittsansicht einer Modellierung der Temperaturverhältnisse im Untergrund eines von West nach Ost verlaufenden Grates. Die in schwarz gezeichnete 0°-Isotherme entspricht der Permafrostgrenze. Aus Noetzli *et al.*, in review.

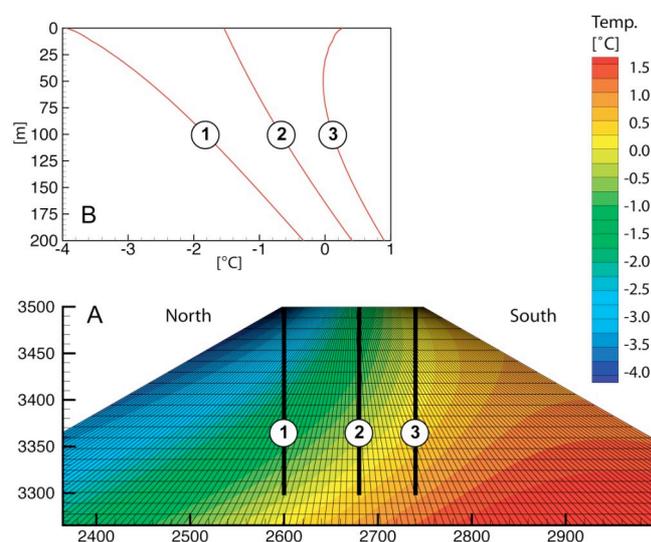


Abb. 2: Temperaturverteilung in einer vereinfachten Geometrie für das Bohrloch auf dem Stockhorn, Wallis, CH (A) und aus dem Temperaturfeld extrahierte Temperaturprofile für die in schwarz dargestellten hypothetischen Bohrlöcher (B). Aus Gruber *et al.* (2004a).

3 Vorgehen

Zur Abschätzung der Permafrostverbreitung und Untergrundtemperaturen im Bereich der Zugspitze wurden verschiedene Modelle und Methoden angewandt: Zuerst wurde eine generelle Übersicht über die Permafrostverbreitung des Untersuchungsgebiets gemacht. Dazu wurde das Modell PERMAKART (Keller, 1994) verwendet. In einem zweiten Schritt wurden mittels eines die Energiebilanzmodells (TEBAL; Gruber, 2005) die mittleren Oberflächentemperaturen berechnet. Diese dienen schliesslich als obere Randbedingung für eine 3-dimensionale Modellierung der Untergrundtemperaturen mit dem Programm COMSOL Multiphysics (COMSOL AB, Stockholm). Diese Modellierkette sowie die Ein- und Ausgabeparameter sind in Abbildung 1 schematisch dargestellt.

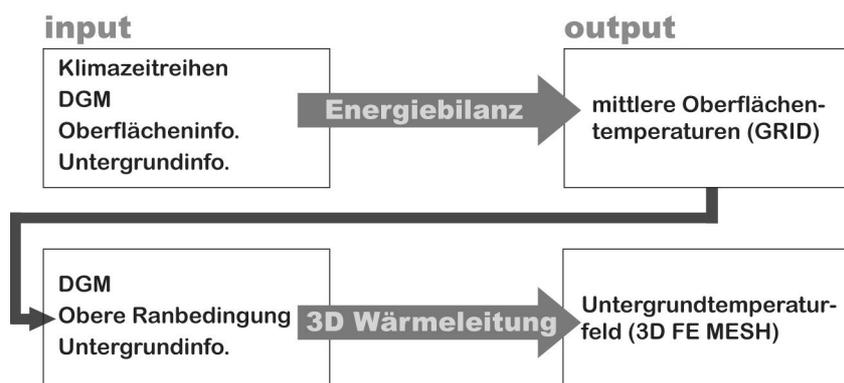


Abb. 3: Schematische Darstellung des Modellierablaufs sowie der Eingabe- und Ausgabeparameter für die 3-dimensionale Berechnung der Untergrundtemperaturen.

Die mittleren Oberflächentemperaturen wurden über einen möglichst langen Zeitraum berechnet. Entsprechend der gelieferten Eingabedaten (vgl. Kapitel 4) ist dies ein Zeitraum von 6 Jahren (2000-2005). Die Untergrundtemperaturen wurden für eine thermische Gleichgewichtssituation bestimmt, d.h. zeitabhängige Effekte und nicht-konduktive Prozesse im Untergrund wurden nicht berücksichtigt. Die berechneten Temperaturen sind modellierte Werte und sind als Annäherung an reale Temperaturen zu verstehen. Um einen möglichen Fehler- oder Schwankungsbereich aufzuzeigen, wird zusätzlich eine Modellierung der Untergrundtemperaturen für -2 °C , respektive $+1\text{ °C}$ abweichende Oberflächentemperaturen gemacht.

4 Grundlagendaten

Als Grundlage für die Modellierungen der Permafrostverbreitung und Temperaturbedingungen werden ein Geländemodell sowie langjährige Messreihen von Klimadaten einer operationellen Klimastation verwendet (Abb. 3). Alle Datengrundlagen wurden vom Auftraggeber zur Verfügung gestellt.

4.1 Geländemodell

Das digitale Geländemodell (DGM) hat eine Auflösung von 20 m und wurde aus digitalisierten Höhenlinien generiert (Abb. 4). Die Höhenlinien wurden im Rahmen einer photogrammetrischen Auswertung der bayerischen Landesvermessung in den 70er Jahren erhoben und mittels Dreiecksvermaschung zu einem DGM verarbeitet. Da der gelieferte Ausschnitt für die Programme TEBAL und COMSOL zu gross ist, wurde der Modellierbereich für die entsprechenden Berechnungen auf den näheren Gipfelbereich eingeschränkt.

Metainformation zum DGM Zugspitze

<i>Xmin</i>	4421490
<i>Ymin</i>	5253400
<i>Zmin</i>	1139 m ü.M.
<i>Zmax</i>	2942 m è.M.
<i>Koordinatensystem</i>	Gauss Krüger im 12° Streifen (Ellipsoid Bessel 1841)
<i>n Zeilen</i>	251
<i>n Kolonnen</i>	226

Ausschnitt für Modellierung TEBAL (*xmin, ymin, xmax, ymax*):
4421790, 5252490, 4425690, 5255290

Ausschnitt für Modellierung COMSOL (*xmin, ymin, xmax, ymax*):
4422590, 5253400, 4425400, 5255200

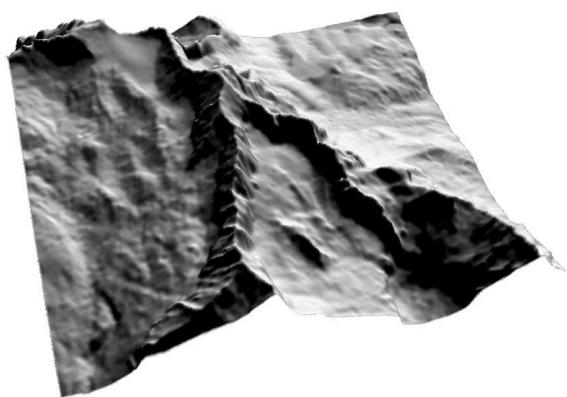


Abb. 4: Schrägansicht mit „hillshading“ des digitalen Geländemodells der Zugspitze.

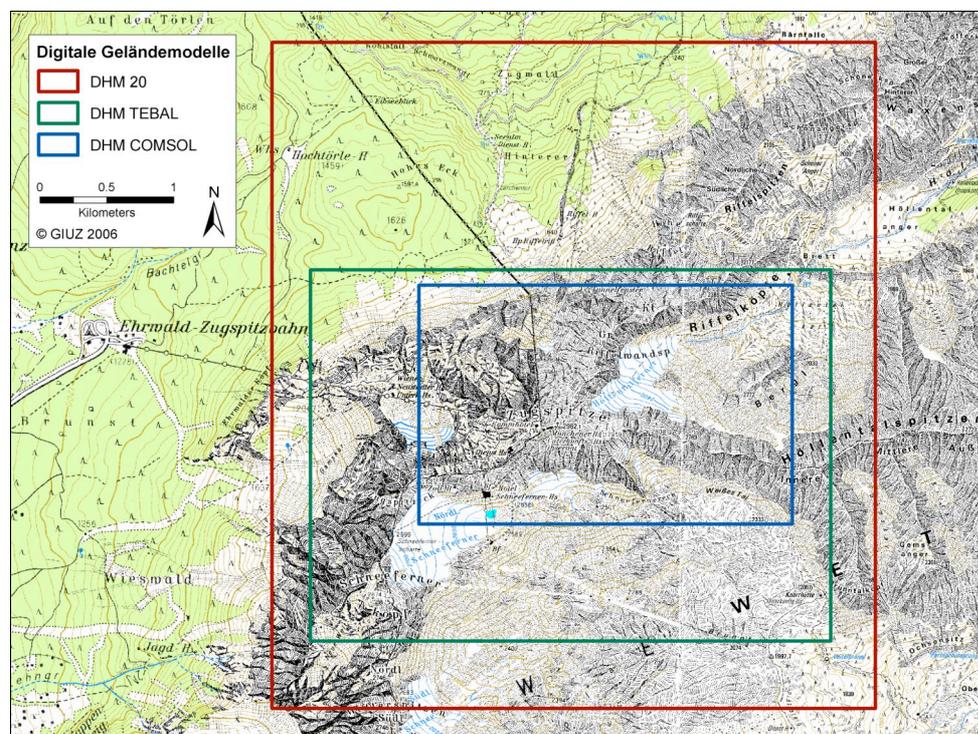


Abb. 5: Verwendete Ausschnitte des digitalen Geländemodells der Zugspitze. Topographische Karte 1:25'000 (TOPO 25) zur Verfügung gestellt vom Bayerischen Landesamt für Umwelt.

4.2 Klimazeitreihen

Für die Berechnung der Oberflächentemperaturen werden lückenlose Klimazeitreihen in stündlicher Auflösung über die Berechnungsperiode benötigt. Folgende Parameter werden verwendet: Lufttemperatur, Luftdruck, Relative Luftfeuchtigkeit, Niederschlag, Windrichtung und -geschwindigkeit und Globalstrahlung.

Stündliche Zeitreihen der Parameter Lufttemperatur, Luftdruck, Relative Luftfeuchtigkeit, Niederschlag, Windrichtung und -geschwindigkeit wurden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) für die Station Zugspitze für die Periode 1991-2006 geliefert. Für vorhandene kleinere Lücken in den Daten (im Bereich von einzelnen Stunden bis einigen Tagen) wurden zwischen dem Werten vor und nach der Zeit des Messausfalls interpoliert.

Stündliche Zeitreihen für die Globalstrahlung werden beim Schneefernerhaus von der Umweltforschungsstation Schneefernerhaus aufgezeichnet. Die Daten decken den Zeitraum von 2000 bis Mitte 2006 ab und bestimmen damit den möglichen Zeitraum für die Temperaturmodellierung. Die Strahlungsdaten enthalten mehrere Messlücken. Kleinere Lücken bis zu 2 Wochen wurden analog zu den Daten des DWD interpoliert. Es existieren aber auch einige grössere Lücken von bis zu mehreren Monaten. Um keine unnatürlichen Klimazeitreihen zu generieren, wurden für diese alle Klimaparameter durch die Werte des nächsten vorhandenen Vorjahres ersetzt. Die Werte des Jahres 2003 wurden dabei wegen der extremen Bedingungen (Schär *et al.*, 2004) nicht verwendet. Die entsprechenden Anpassungen sind unten aufgelistet.

Lücke:	10.01.2000 bis 31.01.2000	ersetzt durch:	10.01.2001 bis 31.01.2001
	12.08.2004 bis 13.07.2005		12.08.2001 bis 13.07.2002
	22.11.2005 bis 22.12.2005		22.11.2002 bis 22.12.2002

5 Modelle – Grundlagen und Annahmen

5.1 Permafrostverbreitung (PERMAKART)

Das Modell PERMAKART (Keller 1992) eignet sich, um einen ersten Überblick über die potentielle Permafrostverbreitung im Zugspitzgebiet zu erhalten. PERMAKART basiert auf den Faustregeln für die Erfassung der Permafrostverbreitung in den Alpen, welche von Haeberli (1975) entwickelt wurden (Abb. 6). PERMAKART bestimmt die topographischen Parameter Höhenlage, Exposition und Neigung in einem DGM und berechnet über die Faustregeln die Permafrostgrenze. Es beinhaltet für Steilhänge in erster Linie expositionsabhängige Strahlungseffekte und höhenabhängige Unterschiede in der Lufttemperatur. Es werden drei Klassen unterschieden (PF wahrscheinlich, PF möglich, PF unwahrscheinlich).

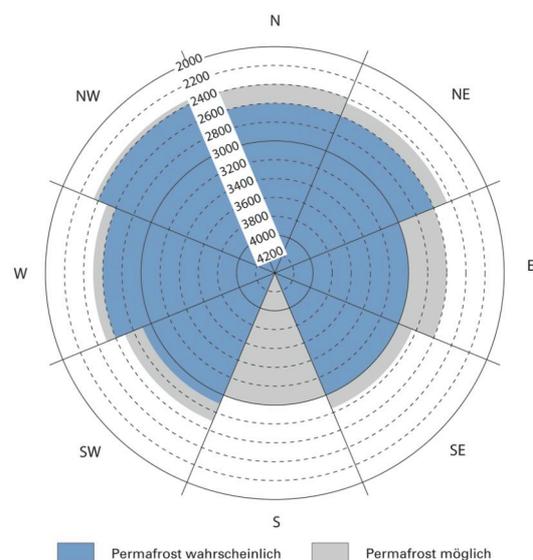


Abb. 6: Schlüssel zur Permafrostverbreitung nach Haerberli (1975).

5.2 Energiebilanzmodell (TEBAL)

Das Modell TEBAL („Topography and Energy BALance“, Gruber, 2005; Stocker-Mittaz *et al.*, 2002) simuliert Zeitreihen von Energieflüssen an der Oberfläche sowie Untergrundtemperaturen in komplexer Topographie. Als Eingabedaten werden Klimazeitreihen sowie topographische Information benötigt. Das Modell basiert auf verschiedenen Algorithmen für die Extrapolation und Parameterisierung von meteorologischen Grössen und Oberflächenenergieflüssen im Hochgebirge (z.B., Corripio, 2003; Erbs *et al.*, 1982; Konzelmann *et al.*, 1994; Plüss, 1997; Plüss und Ohmura, 1997). Der Bodenwärmefluss wird mittels Wärmeleitung bestimmt, die in einem 1-dimensionalen Finite Differenzen Crank-Nicholson Schema gelöst wird. TEBAL ist speziell entwickelt und validiert (Gruber *et al.*, 2004a, Noetzli *et al.*, in review) für die Simulation von oberflächennahen Felstemperaturen im Hochgebirge.

Der Modelllauf wurde basierend auf den oben beschriebenen Gelände- und Klimadaten der Zugspitze für den Zeitraum von 2000 bis 2005 realisiert. Eine Vorlaufzeit von einem Jahr wurde für die Initialisierung des Temperaturprofils angesetzt. Gerechnet wurde mit stündlichen Zeitschritten, da diese auch durch den Tagesgang hervorgerufene Temperatureffekte berücksichtigen. Dies betrifft hauptsächlich die konvektive Bewölkung, die in unterschiedlichen Temperaturen in Ost- und Westexpositionen resultiert. Die Oberflächenbedingungen wurden auf Albedo=0.2, Emissivität=0.96 und Oberflächenrauigkeit=0.0001 mm gesetzt. Die spezifische Wärmekapazität wurde als $2.0 \times 10^6 \text{ Km}^{-3}\text{k}^{-1}$ und die thermische Leitfähigkeit als $2.5 \text{ WK}^{-1}\text{m}^{-1}$ angenommen, entsprechend publizierten Werten in der Fachliteratur (z.B. Cermak und Rybach, 1982; Safanda, 1999; Wegmann *et al.*, 1998).

5.3 3D Wärmeleitung (COMSOL Multiphysics)

Das 3-dimensionale thermale Feld im Untergrund wird in einem homogenen und isotropen Medium betrachtet und kann wie folgt beschrieben werden (Carslaw and Jaeger, 1959):

$$\frac{\delta T}{\delta t} = \kappa \nabla^2 T \quad (1)$$

wobei $T[\text{K}]$ die Temperatur zum Zeitpunkt $t[\text{s}]$ und $\kappa [\text{m}^2\text{s}^{-1}]$ die thermische Diffusivität bezeichnet. In erster Näherung können die Effekte von Flüssigkeitsströmungen vernachlässigt werden (Kukkonen und Safanda, 2001).

Die 3-dimensionale Wärmeleitung im Untergrund wird mittels der Technik der Finiten Elemente im Programmpaket COMSOL Multiphysics simuliert. Dieses erlaubt eine speziell

der Hochgebirgstopographie angepasste Generierung des finite Elemente Meshes. Das Mesh wurde für das oben beschriebene Geländemodell erstellt, mit zunehmender Verfeinerung der Elemente nahe der Oberfläche. Unterhalb der Geometrie wurde eine grob diskretisierte rechteckige Box angefügt, mit keinem Wärmefluss durch die Seiten und einer konstanten unteren Randbedingung von 70 mWm^{-2} (Medici and Rybach, 1995). Als obere Randbedingung wurden die modellierten mittleren Oberflächentemperaturen eingesetzt.

Für eine thermische Gleichgewichtssituation ist die thermische Leitfähigkeit die einzige entscheidende Grösse. Sie wurde auf $2.5 \text{ WK}^{-1}\text{m}^{-1}$ gesetzt (Cermák and Rybach, 1982; Safanda, 1999; Wegmann et al., 1998).

6 Permafrostverbreitung

In Abbildung 7 ist die modellierte Permafrostverbreitung im Zugspitzgebiet dargestellt. Permafrostvorkommen wird demnach in erster Linie auf der schattigen und steilen Nordseite des von Südwest nach Nordost verlaufenden Grates ab einer Höhe von ca. 2300 bis 2400 m ü.M. erwartet, sowie auf der Nordseite des Seitenarms, der von der Zugspitze nach Osten abzweigt. Die Modellierung lässt eher warme Permafrostbedingungen vermuten, da die in PERMAKART enthaltene Klasse „Permafrost wahrscheinlich“ im Gebiet nicht vorkommt. Durch die unterschiedlich warmen Seiten des Grates werden die Untergrundtemperaturen stark beeinflusst. Die Permafrostgrenze innerhalb des Grates kann mittels einer 3-dimensionalen Modellierung der thermischen Bedingungen im Untergrund untersucht werden.

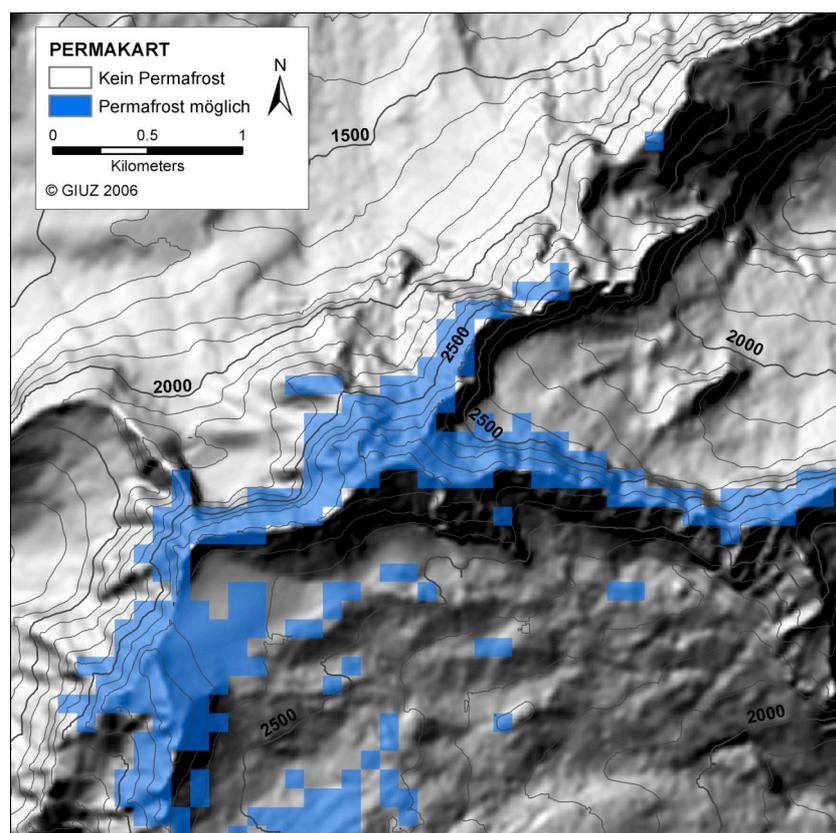


Abb. 7: Permafrostverbreitung im Zugspitzgebiet berechnet nach dem Modell PERMAKART.

PERMAKART ist ursprünglich kalibriert für wenig steile und schuttbedeckte Gebiete im Oberengadin, CH. Das Klima im Wettersteingebirge ist im Vergleich eher randalpin und weist eine stärkere Bewölkung und geringere Durchschnittstemperaturen auf als das Engadin, womit die Permafrostverbreitung tendenziell unterschätzt wird. In steilen und felsigen

Gebirgsflanken wird das Permafrostvorkommen dagegen eher überschätzt, da diese aufgrund der fehlenden Schutt- und Schneebedeckung wärmer sind.

7 Oberflächentemperaturen

In Abbildung 8 sind die modellierten mittleren Oberflächentemperaturen für die Jahre 2000 bis 2006 dargestellt. Zusätzlich ist die 0°C Isotherme eingezeichnet, die im langjährigen Mittel der Permafrostuntergrenze entspricht. In Abbildung 8 sind dieselben Temperaturen klassiert zu sehen. Die berechneten mittleren Oberflächentemperaturen reichen von -2,5 °C in den kältesten bis zu 8,5 °C in den wärmsten Gebieten. Die Gebiete mit negativen Temperaturen sind in den nordexponierten Steilhängen des Grates zu finden mit den kältesten Temperaturen im oberen Bereich des Nordhangs unterhalb des Gipfels der Zugspitze. Die Temperaturdifferenz zwischen der Nord- und Südseite des Grates beträgt ca. 4-5 °C.

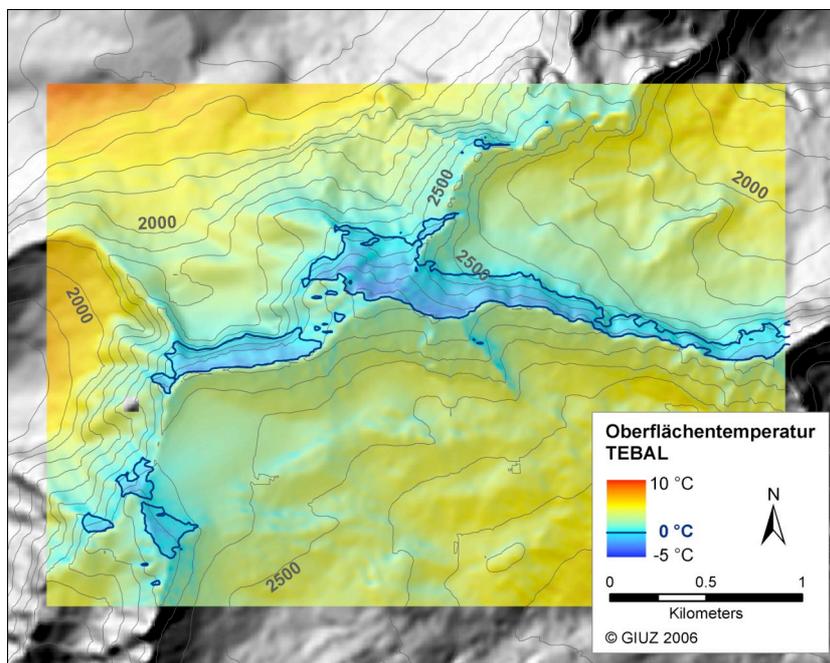


Abb. 8: Mittlere Oberflächentemperatur für die Jahre 2000-2005 im Zugspitzgebiet berechnet mit dem Energiebilanzmodell TEBAL. In dunkelblau ist die 0°C-Isotherme eingezeichnet.

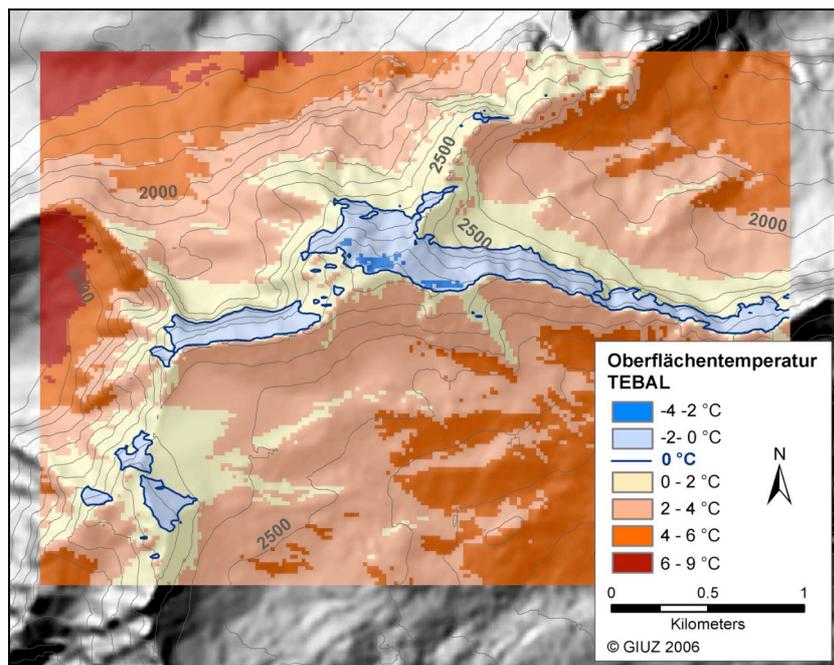


Abb. 9: Klassierte mittlere Oberflächentemperatur für die Jahre 2000-2005 im Zugspitzgebiet berechnet mit dem Energiebilanzmodell TEBAL. In dunkelblau ist die 0°C-Isotherme eingezeichnet.

Folgendes sollte bei der Interpretation der modellierten Temperaturwerte berücksichtigt werden: Das verwendete Energiebilanzmodell ist entwickelt und validiert für steile Felswände und berücksichtigt keine Schneedecke. In flacheren Gebieten (unter ca. 50° Neigung) ist im Winter mit Schnee und teilweise auch mit Schuttbedeckung zu rechnen. Diese haben einen kühlenden Effekt auf die Oberflächentemperaturen. Die betrachtete Zeitperiode von 2000 bis 2005 ist eine im Vergleich zum 20. Jahrhundert warme Periode enthält zusätzlich das Rekordjahr 2003. Dies ist ein weiterer Grund für tendenziell zu hoch modellierte Werte der Oberflächentemperaturen. Weiter wurden für das ganze Gebiet homogene Oberflächenbedingungen angenommen. Um den Unsicherheitsbereich der Modellierungen aufzuzeigen, sind in den Abbildungen 10 und 11 die Oberflächentemperaturen mit um +1 °C bzw. -2 °C korrigierten Werten dargestellt.

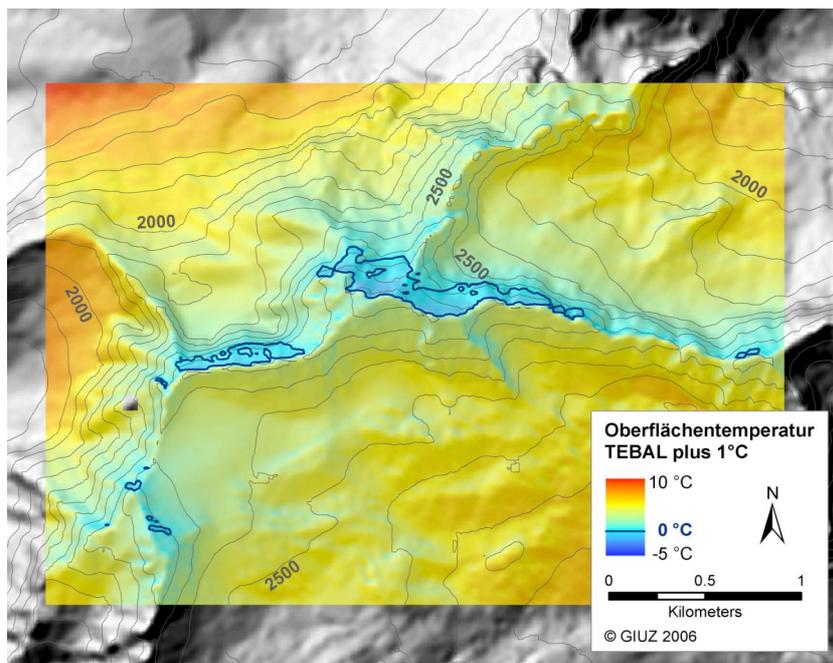


Abb. 10: Berechnete Oberflächentemperaturen plus 1 °C zeigen den unteren Unsicherheitsbereich der Modellierung. In dunkelblau ist die 0°C-Isotherme eingezeichnet.

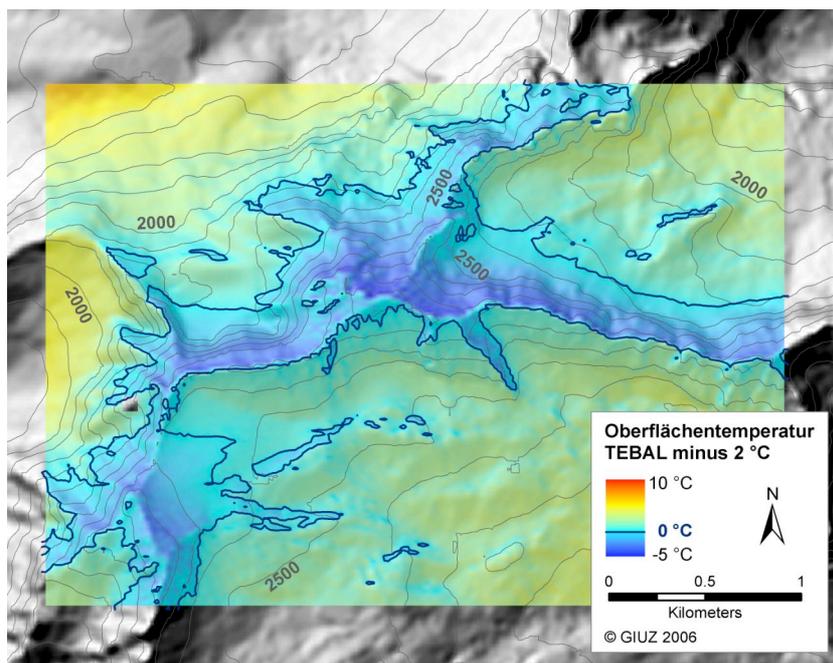


Abb. 11: Berechnete Oberflächentemperaturen minus 2 °C zeigen den unteren Unsicherheitsbereich der Modellierung. In dunkelblau ist die 0°C-Isotherme eingezeichnet.

8 Untergrundtemperaturen

9 Diskussion und Schlussfolgerungen

Die berechnete Permafrostverbreitung und Temperaturen im Gebiet der Zugspitze zeigt wahrscheinliches Permafrostvorkommen in erster Linie auf der Nordseite des Grates, mit den kältesten Temperaturen nördlich des Gipfels der Zugspitze. Auch mit dem wärmsten Szenario, ist in diesen Lagen noch mit Permafrost zu rechnen.

Untergrundtemperaturen sind durch die Gratlage stark vom Relief geprägt und ändern sich innerhalb des Grates in erster Linie mit der Position zwischen den beiden Flanken sowie mit der Höhe. Der grösste Wärmefluss fliesst von der Süd- zur Nordseite.

Die Berechneten Temperaturen sind modellierte Werte, die auf verschiedenen Vereinfachungen und Modellen beruhen. Das Modell ist geeicht und validiert für steile Felswände. Die Hauptunsicherheiten betreffen das nicht Einbeziehen der Schneedecke und die Qualität und Länge der Klimazeitreihe. Die berechnete Periode ist im Vergleich zum langjährigen Durchschnitt eher warm und beinhaltet auch das aussergewöhnlich heisse Jahr 2003.

Das modellierte 3-dimensionale Temperaturfeld entspricht einer thermischen Gleichgewichtssituation. Dabei sind die Effekte von räumlich stark variierenden Oberflächentemperaturen sowie der Topographie berücksichtigt, was ein erster Schritt zum Verständnis der thermischen Bedingungen in einem Gebiet ist. In der Natur ist das Gleichgewichts-Temperaturfeld zusätzlich von transienten Effekten überlagert, die für eine realitätsnahe Modellierung der Temperaturen in grösserer Tiefe in Betracht gezogen werden sollten. So bewirkt zum Beispiel die um ca. 10 °C tiefere Oberflächentemperatur während der letzten Eiszeit (ca. 70'000-10'000 y BP) in einer Tiefe von 1000 m immer noch eine Temperaturdifferenz von mehr als -4 °C verglichen mit Gleichgewichtsbedingungen (Kohl *et al.*, 2001; cf. also Safanda and Rajver, 2001). Die Erwärmung des 20. Jahrhunderts ist noch nicht in grössere Tiefe eingedrungen und beeinflusst erst die oberen Dekameter (Abb. 13).

Die in diesem Auftrag durchgeführten Modellierungen sind eine erste Abschätzung der thermischen Verhältnisse im Bereich des Gipfelgrates der Zugspitze ohne einbezogene Feldmessungen zur Validierung der Resultate und über eine eher kurze Zeitspanne mit z.T. lückenhaften Klimazeitreihen. Als nächsten Schritt kann eine transiente Modellierung gemacht werden, um einerseits den Einfluss vergangener Temperaturschwankungen einzubeziehnen, sowie für Szenarien der künftigen Entwicklung durch sich verändernde klimatische Bedingungen. Weiter können Messungen von Temperaturen und Oberflächen- und Untergrundeigenschaften vor Ort genauere Anhaltspunkte sowie für eine Modellierung liefern. Auch geophysikalische Sondierungen für Eisvorkommen in der Tiefe an der ausgesuchten Stelle fürs Bohrloch vor dem eigentlichen Bohren sind in Betracht zu ziehen, da solche mittels Modellen nicht bestimmt werden können.

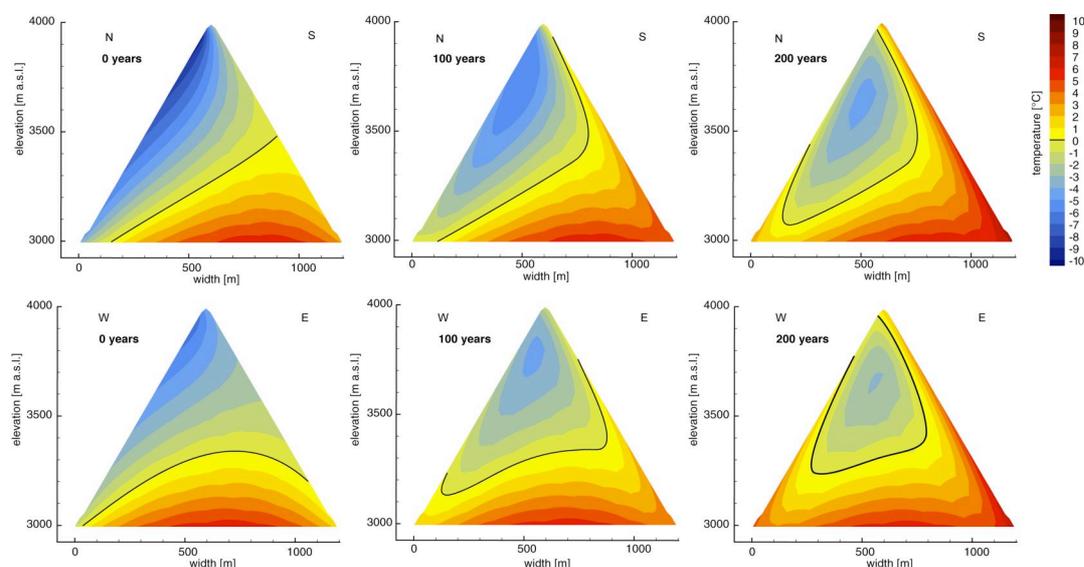


Abb. 13: Beispiel einer transienten Temperaturmodellierung für einen idealisierten Grat mit Süd- und Nordseite (oben) bzw. West- und Ostseite (unten). Für die Berechnungen wurde eine Erhöhung der Oberflächentemperaturen um 3 °C für 100 Jahre angenommen.

Literatur

- Beniston, M., H. F. Diaz, and R. S. Bradley (1997), Climatic change at high elevation sites: An overview, *Climatic Change*, 36, 233-251.
- Carlsaw, H. S., and J. C. Jaeger (1959), *Conduction of heat in solids*, 510pp., Clarendon Press, Oxford.
- Cermák, V., and L. Rybach (1982), Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks, in Landolt-Börnstein Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik, Physikalische Eigenschaften der Gesteine (V/1a), edited by G. Angeneister, Springer, Berlin.
- Corripio, J. G. (2003), Vectorial algebra algorithms for calculating terrain parameters from DEMs and solar radiation modelling in mountainous terrain, *Int J. Geogr. Inf. Sc.*, 17, 1-23.
- Dash, J. G., H. Fu, and J. S. Wettlaufer (1995), The premelting of ice and its environmental consequences, *Rep. Prog. Phys.*, 58.
- Davies, M. C. R., O. Hamza, and C. Harris (2001), The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities, *Permafrost Periglac.*, 12, 137-144.
- Deline, P. (2001), Recent Brenva rock avalanches (Valley of Aosta): new chapter in an old story? *Geogr. Fis. Din. Quarter.*, 55-63.
- Erbs, D. G., S. A. Klein, and J. A. Duffie (1982), Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly average global radiation, *Sol. Energy*, 28, 293-304.
- Gruber, S. (2005), Mountain permafrost: Transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing, Ph.D. thesis, 121pp. University of Zurich, Zurich.
- Gruber, S., M. Hoelzle, and W. Haeberli (2004a), Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 31, doi:10.1029/2004GL0250051.
- Gruber, S., L. King, T. Kohl, T. Herz, W. Haeberli, and M. Hoelzle (2004b), Interpretation of geothermal profiles perturbed by topography: The Alpine permafrost boreholes at Stockhorn Plateau, Switzerland, *Permafrost Periglac.*, 15, 349-357.
- Gruber, S., M. Hoelzle, and W. Haeberli (2004c), Rock wall temperatures in the Alps: Modelling their topographic distribution and regional differences, *Permafrost Periglac.*, 15, 299-307.
- Haeberli, W. (1975), Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden), Mitteilungen der VAW-ETH Zürich, 221 pp., ETH Zürich, Zürich.
- Haeberli, W., M. Wegmann, and D. Vonder Mühl (1997), Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps, *Eclogae Geol. Helv.*, 90, 407-414.
- Harris, C., M. C. R. Davies, and B. Etzelmüller (2001a), The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate, *Permafrost Periglac.*, 12, 145-156.
- Harris, C., W. Haeberli, D. Vonder Mühl, and L. King (2001b), Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: the PACE project in its global context, *Permafrost Periglac.*, 12, 3-11.
- Harris, C., D. Vonder Mühl, K. Isaksen, W. Haeberli, J. L. Sollid, L. King, P. Holmlund, F. Dramis, M. Guglielmin, and D. Palacios (2003), Warming permafrost in European mountains, *Global Planet. Change*, 39, 215-225.
- IPCC (2001), *Third assessment report*, Working Group 1, Cambridge University Press, Cambridge.
- Keller, F. (1992), Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the Geographical Information System ARC/INFO, *Permafrost Periglac.*, 3, 133-138.
- Knutti, R., T. F. Stocker, F. Joos, and G. K. Plattner (2002), Constraints on radiative forcing and future climate change from observations and climate model ensembles, *Nature*, 416, 719-723.
- Kohl, T. (1999), Transient thermal effects at complex topographies, *Tectonophysics*, 306, 311-324.
- Kohl, T., and S. Gruber (2003), Evidence of paleotemperature signals in mountain permafrost areas, 8th International Conference on Permafrost, Extended Abstracts, University of Zurich, Zurich.
- Kohl, T., S. Signorelli, and L. Rybach (2001), Three-dimensional (3-D) thermal investigation below high Alpine topography, *Phys. Earth Planet. In.*, 126, 195-210.

- Konzelmann, T., R. S. W. Van de Wal, W. Greuell, R. Binanja, E. A. C. Henneken, and A. Abe-Ouchi (1994), Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland Ice Sheet, *Global Planet. Change*, 9, 143–164.
- Medici, F., and L. Rybach, (1995), *Geothermal Map of Switzerland 1995 (Heat Flow Density)*, Matériaux pour la Géologie de la Suisse, Géophysique 30. Schweizerische Geophysikalische Kommission.
- Mittaz, C., M. Hoelzle, and W. Haeberli (2000), First results and interpretation of energy-flux measurements of Alpine permafrost, *Ann Glaciol.*, 31, 275–280.
- Noetzli, J., M. Hoelzle, and W. Haeberli (2003), Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors, 8th International Conference on Permafrost, Proceedings, Swets & Zeitlinger, Lisse, Zürich.
- Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N. and Haeberli, W. in review. Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research*.
- Oke, T. R. (1987), *Boundary Layer Climates*, 2nd ed., Routledge.
- Plüss, C. (1997), *The Energy Balance Over an Alpine Snowcover, Point Measurements and Areal Distribution*, Ph.D. thesis, 115 pp., University of Zurich, Zurich.
- Plüss, C., and A. Ohmura (1997), Longwave radiation on snow-covered mountainous surfaces, *J. Appl. Meteorol.*, 36, 818-824.
- Salzmann, N., S. Gruber, M. Hugentobler, and M. Hoelzle, 2006a, The influence of different Digital Terrain Models (DTMs) on alpine permafrost modeling, *Environ Model Assess*, doi 10.1007/s10666-006-9065-3.
- Salzmann, N., J. Noetzli, C. Hauck, S. Gruber, and W. Haeberli (accepted), RCM-based ground temperature scenarios in high-mountain topography and their uncertainty ranges, *J. Geophys. Res.*
- Schiermeier, Q., (2003), Alpine thaw breaks ice over permafrost's role, *Nature*, 424, 712.
- Stocker-Mittaz, C., M. Hoelzle, and W. Haeberli (2002), Permafrost distribution modeling based on energy-balance data: a first step, *Permafrost Periglac.*, 13, 271–282.
- Stott, P. A., and J. A. Kettleborough (2002), Origins and estimates of uncertainty in predictions of twenty-first century temperature rise, *Nature*, 416, 723-726.
- Suter S., M. Hoelzle and A. Ohmura (2004), Energy balance at a cold, alpine firn saddle, Seserjoch, Monte Rosa. *International Journal of Climatology*, 24, 1423-1442.
- Vonder Mühl, D., J. Noetzli, K. Makowski, and R. Delaloye (2004), Permafrost in Switzerland 2000/2001 and 2001/2002. Glaciological Report (Permafrost) No. 4/5 of the Glaciological Commission (GC) of the Swiss Academy of Sciences (SAS) and Institut of Geography, University of Zurich, 80 pp.
- Wegmann, M., G. H. Gudmundsson, and W. Haeberli (1998), Permafrost changes in rock walls and the retreat of Alpine glaciers: a thermal modelling approach, *Permafrost Periglac.*, 9, 23-33.

Annex (CD ROM)

In einer dem Bericht beiliegenden CD sind alle Originaldaten, aufbereiteten Eingabedaten für die Modelle sowie die Resultate der Berechnungen zusammengestellt:

- **Ordner „Klimadaten“**
 - *Ordner DWD:* Originaldaten des Deutschen Wetterdienstes, 1991-2006.
 - *Ordner Strahlung:* Originaldaten der Strahlungsdaten: Stundenmittelwerte der Globalstrahlung gemessen von der Umweltforschungsstation Schneefernerhaus 2000-2006

- **Ordner „Input DHMs“**
 - *dem_zug20.asc:* Geländemodell des Gebiets Zugspitze, ASCII GRID
 - *dem_TEBAL.asc:* Bereich des Geländemodells für die TEBAL Modellierung, ASCII GRID
 - *dem_COMSOL.asc:* Bereich des Geländemodells für die TEBAL Modellierung, ASCII GRID

- **Ordner „Input TEBAL“**
 - *Meteo_Zugspitze00-05:* Klimazeitreihe in stündlicher Auflösung für die Zugspitze für die Jahre 2000-2005.
 - *DEMcube:* Geländeparameter, TEBAL Inputfile
 - *SURFACEcube:* Oberflächeneigenschaften, TEBAL Inputfile
 - *Zugspitze.par* Parameterfile mit den Einstellungen des TEBAL Modellaufs

- **Ordner „Resultat PERMAKART“**
 - *permakart.asc:* Potentielle Permafrostverbreitung, ASCII GRID, 1=kein Permafrost, 101=Permafrost möglich, 102=Permafrost wahrscheinlich

- **Ordner „Resultate TEBAL“**
 - *TEBAL_int* ENVI-file aller berechneten Energieflüsse und der Oberflächentemperaturen
 - *surftemp.asc* Mittlere Oberflächentemperaturen für die Jahre 2000-2005, ASCII GRID
 - *surftemp_p2.asc* Mittlere Oberflächentemperaturen für die Jahre 2000-2005 plus 2°C, oberer Unsicherheitsbereich, ASCII GRID
 - *surftemp_m2.asc* Mittlere Oberflächentemperaturen für die Jahre 2000-2005 minus 2°C, unterer Unsicherheitsbereich, ASCII GRID

- **Ordner „Resultate COMSOL“**
 - *permakart.asc:* Potentielle Permafrostverbreitung, ASCII GRID, 1=kein Permafrost, 101=Permafrost möglich
 - *permakart.asc:* Potentielle Permafrostverbreitung, ASCII GRID, 1=kein Permafrost, 101=Permafrost möglich

- **Ordner „Bericht“**
 - *PermafrostZugspitze.pdf:* Dieses Dokument