Diss. ETH ex. B

Diss. ETH No. 12701

FROSTDYNAMIK IN HOCHALPINEN FELSWÄNDEN

AM BEISPIEL DER REGION JUNGFRAUJOCH-ALETSCH



Abhandlung zur Erlangung des Titels
Doktor der Naturwissenschaften

vorgelegt von
Matthias Rudolf Wegmann
Dipl. Natw. ETH
geboren am 22. April 1963
von Oberrieden (ZH) und Tuttwil (TG)

Angenommen auf Antrag von
Prof. Dr. H.-E. Minor, Referent
Dr. G. H. Gudmundsson, Korreferent
Prof. Dr. W. Haeberli, Korreferent
Dr. H. R. Keusen, Korreferent
1998

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis I
Abbildungsverzeichnis V
Tabellenverzeichnis VIII
Zusammenfassung IX
Abstract XI

1 Einführung **1**

2 Fragestellung **2**

3 Stand der Forschung **4**
3.1 Felstemperaturen im Hochgebirge der Alpen 4
3.1.1 Begriffe 5
3.2 Frostverwitterung 6
3.2.1 Volumenexpansions-Modell 7
3.2.2 Segregationseis-Modell 10
3.2.3 Eiskeile 12

4 Regionale Übersicht **15**
4.1 Aletschgletscher 15
4.2 Jungfraubahnen 16
4.3 Jungfraujoch 3500 m ü.M. 17
4.4 Richtstrahlstation am Ostgrat der Jungfrau 18

5 Geologische Übersicht **19**
5.1 Jungfraujoch 21
5.2 Station Eigerwand 22
5.3 Jungfrau-Ostgrat 22
5.4 Konkordiaplatz 23

6 Datenerhebung **24**

6.1 Installationen Jungfraubahn (GEOTEST) 24

6.1.1 Berghaus, Bahnhoferweiterung 24

6.1.2 Eigerwand 27

6.1.3 Sphinxausbau 27

6.1.3.1 Vorabklärungen 28

6.1.3.2 Überwachung der Bauaktivitäten 30

6.1.4 Felssturz alter Sphinxausgang 30

6.2 Untersuchungen Jungfrau-Ostgrat 32

6.2.1 Frühere Abklärungen 33

6.2.2 Messdispositiv 34

6.2.2.1 Datenerfassung und Datentransfer 35

6.2.2.2 Überspannungsschutz 35

6.2.3 Deformationsmessung 35

6.2.3.1 Technische Daten 36

6.2.3.2 Berechnung der Deformation 36

6.2.4 Temperaturmessung 37

6.2.4.1 Kalibrierung 37

6.2.5 Installationsarbeiten 38

6.2.5.1 Vorabklärungen 38

6.2.5.2 Bohrungen 38

6.2.5.3 Instrumentierung 40

6.3 Untersuchungen Konkordiaplatz 40

6.3.1 Messmethode 40

6.3.2 Installationsarbeiten 41

7 Messresultate **43**

7.1 Sphinxausbau, Felstemperatur- und Deformationsmessungen 43

7.1.1 Temperaturen, Rotationsbohrung Rb 88.01: 43

7.1.2 Messungen Sondierbohrungen SB 1 – SB 4: 44

7.1.3 Messungen Sondierbohrungen SB 10 – SB 13 und Rotationsbohrung Rb 94.01: 47

7.1.4 Zusammenfassung 50
7.2 Station Eigerwand, Temperaturmessungen 51
7.3 Jungfrau-Ostgrat, Felstemperatur- und Deformationsmessungen 52
7.3.1 Vermessung 53
7.3.2 Südseite 54
7.3.3 Nordseite 56
7.4 Konkordiaplatz, Oberflächentemperaturen 58
7.4.1 Sensoren WNW und NW 58
7.4.2 Sensoren SSE, NE, WSW und N 61
7.4.2.1 Rekonstruktion der mittleren Jahrestemperatur 62

8 Interpretationen der Messresultate **65**
8.1 Wärmetransport im Untergrund, theoretische Grundlagen 65
8.1.1 Bohrlochanalyse, Wärmetransport 66
8.2 Sphinxausbau 67
8.2.1 Wärmeflüsse, Rotationsbohrung 88.01 67
8.2.2 Temperatur/Deformationsverhalten 70
8.3 Jungfrau-Ostgrat 73
8.3.1 Südseite 73
8.3.2 Nordseite 81
8.4 Felsoberflächentemperaturen 85

9 Modellrechnungen **87**
9.1 Einleitung 87
9.1.1 Eindimensionale, analytische Lösungen 87
9.1.1.1 Jahreszeitliche Temperaturschwankungen 88
9.1.1.2 Eindringen einer Temperaturänderung 88
9.1.2 Eindimensionale, numerische Lösungen 92
9.1.2.1 Reine Wärmeleitung 92
9.1.2.2 Wärmeleitung und latente Wärmeflüsse 93
9.2 2D-numerische Modellierung, Sphinxgrat 95
9.2.1 Modellannahmen 96

9.2.1.1 FE-Netz 96
9.2.1.2 Randbedingungen 96
9.2.1.3 Materialeigenschaften 97
9.2.2 Modellresultate 97
9.2.3 Interpretation 100
9.3 2D-numerische Modellierungen, Jungfrau-Ostgrat 101
9.3.1 Modellannahmen 101
9.3.1.1 FE-Netz 101
9.3.1.2 Randbedingungen 101
9.3.1.3 Materialeigenschaften 101
9.3.2 Modellresultate 102
9.3.3 Interpretation 104
9.4 Thermische Auswirkungen eines Gletscherrückzugs am Beispiel des Konkordiaplatzes 104
9.4.1 Einleitung 104
9.4.2 Modellannahmen 106
9.4.2.1 FE-Netz 106
9.4.2.2 Randbedingeungen 107
9.4.2.3 Materialeigenschaften 107
9.4.3 Modellresultate 108
9.4.4 Interpretationen 111

10 Schlussfolgerungen und Ausblick **113**

A Bohrkernanalyse Jungfrau-Ostgrat **116**
A.1 Wärmekapazität 116
A.2 Wärmeleitfähigkeit 118

Literatur **121**

Lebenslauf **134**

Dank **135**

Abbildungsverzeichnis

3.1 Gebräuchliche Permafrostbegriffe 6

3.2 Verwitterungstiefe, Frostdauer und Frostverwitterungsprozesse 8

3.3 Volumenexpansions-Modell 9

3.4 Segregationseis-Modell 11

3.5 Kritische Temperatur für zyklisches Spaltenwachstum 12

3.6 Eiskeilbildung in Tundraböden 13

4.1 Übersichtskarte Grosser Aletschgletscher 16

5.1 Zentralmassive der Alpen 19

5.2 Karsthöhle am Jungfraujoch 22

5.3 Geologischer N-S Querschnitt durch die Jungfrau 23

6.1 Geologisches Profil durch den Sphinxgrat 26

6.2 Sphinxterrasse 28

6.3 Überwachungsdispositiv Sphinxerweiterung 31

6.4 Progressive Zunahme der Deformationen vor dem Felssturz am Sphinxgrat 32

6.5 Jungfrau-Ostgrat 33

6.6 Jungfrau-Ostgrat Südseite. Stark zerrütteter Fels in Oberflächennähe . . . 39

6.7 Miniatur-Temperaturdatalogger UTL1 41

6.8 Zerstörter Miniatur-Temperaturlogger 42

7.1 Temperaturen Vertikalbohrung Sphinx Rb 88.01 44

7.2 Felstemperaturen und Deformationen in der Bohrung Sphinx SB 1 45

7.3 Felstemperaturen und Deformationen in der Bohrung Sphinx SB 2 46

7.4 Felstemperaturen und Deformationen in der Bohrung Sphinx SB 3 46

7.5 Felstemperaturen und Deformationen in der Bohrung Sphinx SB 4 47
7.6 Gebirgsdeformationen in der Bohrung Sphinx SB 10 48
7.7 Gebirgsdeformationen in der Bohrung Sphinx SB 11 49
7.8 Felstemperaturen und Deformationen in der Bohrung Sphinx SB 12 . . . 49
7.9 Felstemperaturen und Deformationen in der Bohrung Sphinx SB 13 . . . 50
7.10 Temperaturen Vertikalbohrung Sphinx Rb 94.01 51
7.11 Felstemperaturen Eigerwand 52
7.12 Rohdaten und aufbereitete Temperaturkurve 53
7.13 Felsoberfläche Jungfrau-Ostgrat 54
7.14 Definitionen: Bohrlochtiefe, Felsüberdeckung und Bohrlochneigung . . . 55
7.15 Felsüberdeckung in Abhängigkeit der Bohrlochtiefe am Jungfrau-Ostgrat 56
7.16 Messwerte Südseite Jungfrau-Ostgrat 57
7.17 Messwerte Nordseite Jungfrau-Ostgrat 59
7.18 Konkordiaplatz Thermistor WNW 60
7.19 Konkordiaplatz Thermistor NW 60
7.20 Konkordiaplatz Rohdaten Thermistoren SSE, NE, N und WSW 62
7.21 Konkordiaplatz angepasste Lufttemperaturen Thermistoren SSE, NE, N und WSW 63
7.22 Konkordiaplatz angepasste Felstemperaturen Thermistoren SSE, NE, N und WSW 64

8.1 Temperaturfeld Vertikalbohrung Sphinx 88.01 68
8.2 Gefrierrate H Vertikalbohrung Sphinx 88.01 69
8.3 Temperaturfeld Jungfrau-Ostgrat, Südseite 74
8.4 Gefrierrate Jungfrau-Ostgrat, Südseite 75
8.5 Deformationsrate Jungfrau-Ostgrat, Südseite 76
8.6 Gefrier/Tauvolumen Jungfrau-Ostgrat, Südseite 77
8.7 Deformationen Jungfrau-Ostgrat, Südseite 78
8.8 Kluftverhältnisse Jungfrau-Ostgrat, Südseite 80
8.9 Temperaturen Jungfrau-Ostgrat, Nordseite 81
8.10 Gefrierrate Jungfrau-Ostgrat, Nordseite 82
8.11 Unterschiedliches Temperatur/Deformationsverhalten auf der Nordseite des Jungfrau-Ostgrats 83

9.1 Eindringen einer Temperaturänderung von 1°C bei reiner Wärmeleitung . 89
9.2 Migration der Gefrierfront bei unterschiedlicher Gesteinsfeuchte 90
9.3 Vergleich der analytischen mit der numerischen Lösung des jährlichen Temperaturgangs 93
9.4 Numerische Lösung des jährlichen Temperaturgangs unter Berücksichtigung latenter Wärmeflüsse 95
9.5 FE-Netzgeometrie durch den Sphinxgrat 96
9.6 Berechnete Temperaturverteilung im Sphinxgrat, während den Bauarbeiten 98
9.7 Berechnete Temperaturverteilung im Sphinxgrat, nach den Bauarbeiten . 99
9.8 FE-Netzgeometrie durch den Jungfrau-Ostgrat 102
9.9 Gleichgewichts-Temperaturverteilung und Wärmefluss im Jungfrau-Ostgrat 103
9.10 Temperaturverteilung im Jungfrau-Ostgrat bei maximaler Auftautiefe und Gefrier/Taudeformation 103
9.11 Konkordiahütten am Ende der Kleinen Eiszeit und heute 105
9.12 FE-Netz Konkordiaplatz 106
9.13 Thermisches Szenario T2 108
9.14 Temperaturen nach Gletscherrückzug 109
9.15 Gleichgewichtstemperaturverteilung im Jahr 800 110
9.16 Klimatisch bedingte Temperaturentwicklung 110

A.1 Wärmekapazitätsmessungen, Temperaturangleichkurven 117
A.2 Wärmekapazität in Funktion der Gesteinstemperatur 118

Tabellenverzeichnis

6.1 Felsmechanische Kennwerte aus Bohrung Sphinxgrat 1981 25

6.2 Gefüge des Kerns der Sphinxbohrung Rb 88.01 (aus Steiner et al., 1996) . 28

6.3 Felsmechanische Kennwerte aus der Bohrung Sphinx 1988 29

6.4 Technische Daten der am Jungfrau-Ostgrat eingesetzten Extensometer und Thermistorenketten 36

7.1 Rekonstruierte Jahresmittel der Felsoberflächentemperaturen am Konkordiaplatz 64

8.1 Jahresmittel der Felsoberflächen-Temperaturen in der Aletschregion . . . 85

A.1 Wärmekapazitätsmessungen an Gesteinsproben vom Jungfrau-Ostgrat . . 118

A.2 Wärmeleitfähigkeitsmessungen der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Gneise . 120

Zusammenfassung

Mit der vorliegenden Arbeit werden erstmals Permafrostvorkommen in Felswänden des Hochgebirges systematisch untersucht. Dabei wird nicht die räumliche Verteilung dieses Phänomens untersucht, sondern die darin ablaufenden Prozesse.

Die Felduntersuchungen wurden in der Region Jungfraujoch-Aletsch durchgeführt. Am Jungfraujoch (3500 m ü.M.) befindet sich neben der höchsten Eisenbahnstation Europas eine ausgedehnte touristische und wissenschaftliche Infrasstruktur. Im Auftrag der Jungfraubahnen überwacht die Firma Geotest das geologische und das geotechnische Umfeld der verschiedenen Bauwerke. Im Rahmen der Erstellung von Neubauten sind im Gebirge Sondierbohrungen ausgeführt und darin Deformationen und Temperaturen gemessen worden. Diese Daten durften für die vorliegende Arbeit verwendet werden.
Die Messungen der Jungfraubahnen werden oft thermisch und mechanisch von den Bauwerken gestört. Am Jungfrau-Ostgrat sind deshalb im Rahmen dieser Arbeit Vergleichsmessungen durchgeführt worden. Im Norden und im Süden des Gebirgsgrats ist gegen die Oberflächen je eine zwanzig Meter lange Sondierbohrung ausgeführt worden. Darin wurden Sechsfachextensometer und Thermistorenketten mit je acht Sensoren eingebaut. Eine automatische Dataloggerstation führte die Messungen durch. Die Anlage konnte über das Telefonnetz von der ETH aus gesteuert werden. Das gesamte Messdispositiv, das zu grossen Teilen an der VAW-Glaziologie gefertigt, kallibriert und programmiert wurde, funktioniert seit der Installation im Sommer 1995 einwandfrei.
Als Randbedingung für Modellrechnungen wurden Oberflächentemperaturen von Felswänden verschiedener Höhen und Expositionen der Untersuchungsregion benötigt. Am Konkordiaplatz sind dazu eine Anzahl Miniatur-Temperaturdatalogger installiert worden.

Periodische, jährliche Variationen werden in den Messresultaten der Felstemperaturen und der Gebirgsdeformationen beobachtet. Die Jahresschwankungen der Felstemperaturen sind oft antizyklisch zu den Gebirgsdeformationen. So werden während der Felsabkühlung Extensionen und während der Erwärmung Kontraktionen gemessen. Dieses Deformationsverhalten kann nur mit Gefrier/Tauvorgängen im Gebirge erklärt werden. Die Grösse der Deformation steht in Beziehung zur Lage der Bohrung relativ zum mechanisch aktiven Kluftsystem. Deutliche, jährliche Gefrier/Taudeformationen wurden auf der Nordseite des Jungfrau-Ostgrats selbst in Felsbereichen gemessen, welche Temperaturen zwischen $-4°C$ und $-8°C$ aufwiesen. Bei negativen Celsiustemperaturen existiert im Gebirge neben Fels, Eis und Luft auch unterkühltes Wasser. Phasenübergänge in diesem Restwasser finden auch bei negativen Temperaturen statt. Nach dem Aushub eines 100 m langen Liftschachts durch den Sphinxgrat, öffnete sich das senkrechtstehende Kluftsystem

um 3.5 mm. Um diese Deformationen zu beenden, musste der Ingenieur das Gebäudefundament auf Horizontalspannungen dimensionieren.
Von Bohrlöchern mit mehreren Thermistoren liegen zeit- und tiefenabhängige Temperaturmessreihen vor. Unter der Berücksichtigung der reinen Wärmeleitungstheorie ist daraus die latente Wärmeproduktion beim Einfrieren/Auftauen von Kluftwasser/eis berechnet worden. Damit konnte auf den Eis/Wassergehalt der Gneise am Jungfrau-Ostgrat geschlossen werden. In der Auftauschicht ist er in der Grössenordnung von zwei bis drei Volumenprozenten. Die gemessenen Deformationen sind etwa zehn mal kleiner als aufgrund von Gefrier/Tauprozessen erwartet wird.

Die Feldmessungen und Resultate aus Laboruntersuchungen flossen in verschiedene Modellrechnungen ein. Mit den zeitabhängigen Modellrechnungen wird das thermische und das thermo-mechanische Verhalten einfacher zweidimensionaler Geometrien untersucht. Die thermische Störung während dem Bau des Liftschachts im Sphinxgrat (Herbst 1994) sowie die in Zukunft zu erwartenden, neuen Gleichgewichtszustände wurden analysiert. Im Vergleich dazu ist das thermische und das thermo-mechanische Verhalten des ungestörten Jungfrau-Ostgrats modelliert worden.
Der Einfluss des Gletscherrückgangs auf das Temperaturfeld einer nordexponierten Felswand am Konkordiaplatz wurde untersucht. In die zeitabhängigen Berechnungen floss eine über 1000-jährige Klimageschichte mit wechselnden Oberflächentemperaturen und Gletscherschwankungen ein.
Die Berechnungen zeigen, dass die Veränderungen der Permafrostausdehnung durch den Energieumsatz beim Einfrieren und Auftauen von Kluftwasser/eis (latente Wärme) stark gedämpft wird. Umgekehrt ist die mechanische Beanspruchung des Gebirges durch die Gefrier/Tauaktivität aus demselben Grund gross.

Abstract

The present thesis discusses for the first time systematic investigations of permafrost in rock walls of high alpine mountain regions. However, the focus of this thesis are the physical processes that are taking place within these permafrost occurences rather than their spatial distributions.

Field investigations were carried out in the region Jungfraujoch-Aletsch. At Jungfraujoch (3500 m asl) Europe's highest railway station, tourist facilities and a scientific research station are located. Contracted by the Jungfrau Railway Company the consulting firm Geotest is monitoring the geological and geotechnical properties in the vicinity of the various installations. In connection with new construction activities at Jungfraujoch, boreholes in rock were equipped with thermocouples and deformation sensors. The present thesis is in part based on the resulting data. However, because these measurements are thermally and mechanically affected by the presence of the buildings, we performed comparative measurements at the east ridge of Jungfrau. On both sides of the ridge twenty metres deep boreholes were drilled and equipped with sixpoint-extensiometres and eight thermistors. Data were acquired automatically with a datalogger station which can be controlled via telefon link from ETH. The measurement and data aquisiton system was mainly constructed, calibrated and programmed at VAW-Glaciology and has been in operation since its installation in summer 1995.
As boundary conditions for model calculations, surface temperatures in rock walls at different altitudes and with different geographical orientations were required. For this reason a number of miniature temperature dataloggers were installed in several rock walls around Konkordiaplatz.

Freeze/thaw processes in rock can be identified in the measurements. The annual variations in rock temperatures are frequently 180° out-of-face with the rock deformations such that extensions are measured during cooling and contractions during warming periods. Furthermore, there is a relation between the extent of the strain and the location of the measurement with respect to the mechanically active joint system. Clear annual strain variations were also observed in regions were the bedrock never warms above $-4°C$. Phase changes in rock are therefore not isothermal at 0°C. After excavating a 100 m long elevator shaft through the Sphinx ridge, the vertical joint system opened by 3.5 mm. To inhibit further deformation the building foundations had to be reinforced to withstand horizontal tensile forces.
Boreholes equipped with several thermistors yielded temporal and spatial temperature information. Based on the pure heat conduction theory, this information could be used to

calculate the latent heat production during freezing/thawing of water/ice in the joint system. The calculated ice/water content within the active layer of the gneisses at Jungfrau east ridge is between two to three volume per cent. The measured strain is about ten times smaller than expected from the freeze/thaw processes.

The results of the field and laboratory investigations were used in a variety of model calculations. With these transient model calculations the thermal and thermo-mechanical behaviour of simple two-dimensional geometries was analysed.
The thermal disturbance during excavation of the elevator shaft in the Sphinx ridge (autumn 1994) and the expected future steady-state situation were analysed. For comparison, the thermal and thermo-mechanical behaviour of the undisturbed Jungfrau east ridge were modelled.
The influence of the glacier retreat on the temperature field in a north-facing rock wall at Konkordiaplatz was investigated. The transient heat transfer calculations are based on a climate history which extends back more than 1000 years and incorporates changes in surface temperature and glacier geometry.
The model calculations demonstrate that changes in the permafrost distribution are strongly attenuated by the latent heat production. For the same reason the freeze/thaw activity is considerable.

Kapitel 1

Einführung

Die seit den 70er Jahren intensivierte Erforschung des alpinen Permafrosts beschränkte sich bis anhin fast ausschliesslich auf Verbreitung, Geometrie sowie Bildungs- und Deformationsprozesse eisübersättigter Lockergesteinsmassen. Als *Permafrost* wird Lithosphärenmaterial bezeichnet, das während der Dauer eines Jahres immer negative Celsiustemperaturen aufweist (Haeberli, 1975). Permafrost umfasst somit nicht nur gefrorenes, eisreiches Lockergestein *(frozen ground)*, sondern auch "trockenen", eisarmen Fels, wenn er diese thermische Bedingung erfüllt. Haeberli (1975) schätzte, dass die Verbreitung von Permafrost im anstehenden Felsmaterial bei weitem grösser sei, als diejenige von eisreichen, kriechenden Schuttkörpern (Blockgletschern).

Auf eine Problematik des Permafrosts im anstehenden Gebirge machte bereits Jäckli (1957) in seiner Habilitationsschrift aufmerksam. Er schreibt: *"In der Permafrostzone ist auch der klüftigste Fels kompakt, zähe, wasserdicht und im Stollenbau standfest."* Und weiter: *"Das seit 100 Jahren beobachtete Ansteigen der Klimagrenze hat ein Auftauen des Permafrostes in seinen tiefsten Lagen zur Folge, wodurch sich Steine und Felspartien, die früher durch Permafrost zusammengehalten wurden, loslösen und abstürzen: ein Grund zu Steinschlag und Felsstürzen an warmen Sommertagen."*

Der Anstieg der Umgebungstemperatur seit dem Ende der Kleinen Eiszeit (Mitte letztes Jahrhundert) ist am offensichtlichsten im Rückzug der alpinen Gletscher dokumentiert. Jäckli (1957) weist zudem auf mögliche Folgen dieses Gletscherrückzuges hin: *"Durch das Einsinken der Gletscheroberfläche entstehen Felsstürze und schwere Steinschläge an den Flanken über dem Gletscher, wo bisher der Druck des Gletschereises oder das Eis des Permafrostes in den Gesteinsklüften ein Abbrechen verhinderten."*

Auf die konservierende Wirkung der Firn- und Eisbedeckung hat schon Heim (1885, 1922) mit Nachdruck hingewiesen. Der Schutz vor Verwitterung sei vor allem auf die Temperaturkonstanz im Gletscherbett und das Fehlen des Spaltenfrostes zurückzuführen. Es war wiederum Heim (1932) der in seinem Alterswerk "Bergsturz und Menschenleben" verschiedentlich auf die Häufung von grossen Massenbewegungen im Anschluss an Eiszeiten aufmerksam machte.

Diese unvollständige Aufzählung "alter Weisheiten" dokumentiert, dass die gegenseitige Beeinflussung von Gletscher, Fels und Permafrost schon lange erkannt ist. Es steht noch aus, diese qualitativen Erkenntnisse zu quantifizieren.

Kapitel 2

Fragestellung

Die Erforschung dauernd gefrorener Felswände und deren Dynamik unter wechselnden Randbedingungen wurde bis heute weitgehend vernachlässigt. Mit der vorliegenden Arbeit wird dieser kaum beachtete, wichtige Teilbereich der Alpinen Permafrostforschung erstmals detailliert untersucht. Die drei Ansätze zur Erforschung eines Naturphänomens sind: *Felduntersuchungen, Laborexperimente* und die Interpretation der Resultate anhand von *physikalischen Gesetzen,* die mit numerischen Modellrechnungen untersucht werden können. Um die Frostdynamik in Felswänden möglichst breit angehen zu können, wird in der vorliegenden Arbeit mit allen drei Methoden gearbeitet. Die folgenden Aspekte werden untersucht:

- Mit gezielten Felstemperaturmessungen wird die *Thermik gefrorener Felswände* analysiert.
- Als Grundlage für numerische Modellrechnungen werden die *Felsoberflächen-Temperaturen* der Untersuchungsregion beschrieben.
- Die *Permafrostdynamik* unter wechselnden thermischen Randbedingungen wird analysiert. Insbesondere wird die künstliche Erwärmung des Gebirges durch die Bauwerke am Jungfraujoch untersucht.
- Der *Rückzug von Gletschern* führt zu *Änderungen im Spannungsfeld* in den vom Gletscher freigelegten Felswänden. Diese Felsen werden neu der Atmosphäre ausgesetzt. Mit Modellrechnungen werden die *Veränderungen im Permafrost,* welche durch einen Gletscherrückzug hervorgerufen werden, untersucht.
- Die *Frostverwitterung* von Felswänden ist eine Folge des Gefrierens von Wasser in Gesteinshohlräumen. Während einzelne Studien zur Oberflächenverwitterung vorliegen, wird über Prozesse in grösserer Tiefe noch weitgehend spekuliert. Bis heute fehlten in situ Messungen zur *Tiefenverwitterung.* Anhand von Deformations- und Temperaturmessungen in verschiedenen Bohrlöchern am Jungfraujoch und am Ostgrat der Jungfrau, wird die Tiefenverwitterung untersucht.
- Beim Aushub von Baugruben oder beim Vortrieb von Schächten und Tunnels im Gebirge fuhr man verschiedentlich *eisgefüllte Klüfte* an. Den Prozessen, die zur Bildung solcher Eisanreicherungen führen könnten, wird nachgegangen.

Mit der vorliegenden Arbeit werden erstmals, detaillierte Messungen zum thermischen und mechanischen Verhalten gefrorener Felswände im Hochgebirge erhoben und beschrieben. Dazu mussten Felsbohrungen (im Dekameterbereich) in exponierte Felsflanken im Hochgebirge durchgeführt werden. Die Auswahl potentieller Untersuchungsgebiete ist aus logistischen Gründen auf Lokalitäten mit bereits existierender, minimaler Infrastruktur beschränkt.

Die Firma GEOTEST[1] hat im Auftrag der Jungfraubahnen seit Jahren verschiedene felsmechanische und thermische Untersuchungen im Gebirge am Jungfraujoch (3500 m ü.M.) durchgeführt. Diese Untersuchungen haben der Sicherheitsüberwachung von Baustellen und Gebäuden gedient. Der Felsabtrag für Baugruben, die Abbindewärme von Beton und die geheizten Gebäude führten zu thermisch und mechanisch oft stark gestörten Messwerten. Die Messungen der Jungfraubahnen bilden trotzdem eine wichtige Grundlage dieser Arbeit.

Für die vorliegenden Untersuchungen werden Vergleichsmessungen bei einer weniger stark beeinflussten Lokalität, der Richtstrahlstation Jungfrau-Ostgrat (3700 m ü.M.) erhoben. Felstemperaturen und Gebirgsdeformationen werden dort in zwei 20 m tiefen Bohrlöchern gemessen. Zudem werden Messungen der Oberflächentemperaturen von Felswänden im Grenzbereich des Permafrostes durchgeführt. Sie konnten am Konkordiaplatz (ca. 2750 m ü.M.), dem Zumsammenfluss verschiedener Firngebiete zum grossen Aletschgletscher erhoben werden.

Aufbau der Arbeit

Beim Verfassen der Arbeit wurde darauf geachtet, dass die einzelnen Kapitel in sich abgeschlossene Einheiten bilden. Im Text sind verschiedene Querverweise angebracht. Dies ermöglicht es, Auszüge der Arbeit zu lesen, ohne die Kenntnis der vorhergehenden Kapitel zu haben.

In den einführenden Kapiteln wird zunächst der Forschungsstand dargelegt und danach eine geographische sowie eine geologische Übersicht der Untersuchungsregion gegeben. Im Kapitel Datenerhebung wird beschrieben, welche Feldmessungen wann und wo durchgeführt wurden. Ausserdem werden in diesem Abschnitt auch ältere Untersuchungsresultate zusammengefasst.

In den beiden Kapiteln 7 und 8 werden zunächst die verschiedenen Messresultate beschrieben und danach mögliche Interpretationen erörtert. In die Modellrechnungen fliessen die in den vorhergehenden Kapiteln erarbeiteten Grundlagen ein. Zusammenfassende Schlussbemerkungen und ein Ausblick beenden die Arbeit.

[1] GEOTEST AG, Birkenstrasse 15, 3052 Zollikofen

Kapitel 3

Stand der Forschung

3.1 Felstemperaturen im Hochgebirge der Alpen

Vor über 100 Jahren stellte sich Albert Heim (1896) im Zusammenhang mit den Ursachenanalysen der Eislawine an der Altels die Frage nach den thermischen Bedingungen im Untergrund. Er erkannte, dass die Zunge des Altelsgletschers sich im Bereich der 0°C Isotherme der Bodentemperaturen befand und *"der Altelsgletscher unter normalen Bedingungen am Untergrund angefroren ist"*. Seine Folgerung, dass *"sobald aber der Fels unter dem Gletscher von seinen sonst* 0° *bis* $-1°$ *auf* $+1°$ *bis* 0° *gestiegen war, jeder Halt verloren war und der Gletscher abstürzen musste,"* wird auch aus heutiger Sicht als die wahrscheinlichste Ursache dieser Eislawine angesehen (Röthlisberger, 1981).

Seit den von Heim (1896) und Du-Pasquier (1896) an der Altels gemachten Untersuchungen wird bei Stabilitätsbetrachtungen von Hängegletschern immer wieder auf die stabilisierende Wirkung angefrorener Gletscherbereiche hingewiesen (Röthlisberger, 1974; Alean, 1984; Haeberli et al., 1989, 1997; Lüthi, 1994; Funk, 1995; VAW, 1997; Lüthi and Funk, 1997). Obwohl die Felsthermik im Hochgebirge einen entscheidenden Einfluss auf die Stabilität von Hängegletschern haben kann, fehlen entsprechende Temperaturmessungen noch weitgehend. Dies ist nicht weiter erstaunlich, war es doch bis vor kurzer Zeit nicht möglich, auf logistisch einfache Weise kontinuierlich Felstemperaturen zu messen.

Die Schweizerische Meteorlogische Anstalt (Meteo Schweiz AG) unterhält ein Messnetz von mehr als 40 Stationen zur Registrierung der Bodentemperaturen. Diese Temperaturen werden vor allem für agrarwirtschaftliche und biologische Zwecke erhoben. Leider befinden sich die Messstationen zwischen 197 m ü.M. und 1705 m ü.M. (Defila and Brändli, 1986). Eine Extrapolation der Temperaturgradienten ins Hochgebirge wäre mit grossen Unsicherheiten verbunden.

Nach Brown (1967) sind die mittleren Bodentemperaturen in arktischen Gebieten ca. 3.5°C wärmer als das Jahresmittel der Lufttemperatur. Lütschg (1947) beschreibt für die Schweizer Alpen mit ansteigender Meereshöhe eine zunehmende Abweichung zwischen Luft- und Bodentemperaturen. Demnach lässt sich die Aussage von Brown (1967) nicht a priori auf die Alpen übertragen. Grenzbereiche für das Auftreten von Permafrost in Abhängigkeit der Exposition und der Meereshöhe im Gebiet zwischen dem Flüelapass und dem Piz Grialetsch werden von Haeberli (1975) beschrieben. Nachfolgende Arbeiten

zeigen die Gültigkeit dieser Grenzbedingungen für weitere Regionen in den Schweizer Ostalpen (Hoelzle, 1992, 1994; Keller, 1992, 1994; Hoelzle and Haeberli, 1995). Nach Imhof (1996) herrschen in den Schweizer Westalpen davon leicht abweichende Grenzbedingungen für die Verbreitung von Permafrost. Temperaturmessreihen im alpinen Permafrost wurden auch im Zusammenhang mit detaillierten Bohrlochuntersuchungen in aktiven Blockgletschern (kriechende Eis/Lockergesteinsgemische) des Oberengadins (Vonder Mühll and Holub, 1992; Vonder Mühll, 1992, 1993; Wagner, 1992, 1994) erhoben. Alle diese Temperaturangaben und daraus folgende Permafrostverbreitungen werden aus Untersuchungen von Boden/Lockergesteinstemperaturen abgeleitet, die teilweise stark durch die winterliche, isolierende Schneedecke beeinflusst werden (vgl. Goodrich, 1982; Keller and Gubler, 1993). Aus diesem Grund, aber auch weil die verschiedenen Untersuchungen in unterschiedlichen, klimatologischen Gebieten durchgeführt wurden, können die Angaben für die vorliegenden Studie nicht übernommen werden.

Temperaturen in Felswänden unterschiedlicher Exposition und Höhe sind in jüngster Zeit in den Alpen und im Jura an verschiedenen Orten gemessen worden. In den Französischen Alpen (Briançonais) haben Francou (1988) und Coutard and Francou (1989) detaillierte Temperaturmessungen in den obersten 50 cm von SW-exponierten Dolomitgesteinen (2450 m ü.M.) und N-exponierten Graniten (3000 m ü.M.) erhoben. Kontinuierliche Felstemperaturmessungen an der Oberfläche von N-, S- und W-exponierten Kalkwänden des Juragebirges beschreiben Pancza and Ozouf (1988). Diese Messungen sowie diejenigen von Matsuoka et al. (1997) im Oberengadin sind zum Studium der Oberflächenverwitterung durchgeführt worden. Vereinzelte Felstemperaturmessungen in unterschiedlichen Lithologien, Expositionen, Meereshöhen und klimatischen Regionen (Westalpen, Ostalpen, Jura) sind für die Berechnung von thermischen Höhengradienten der Felstemperaturen im Aletschgebiet nicht geeignet.

Der Wärmetransport im gering geklüfteten Fels findet vor allem durch Wärmeleitung statt (Schärli and Rybach, 1984). Ist eine ausgeprägte Klüftung vorhanden, so wird der konvektive Wärmetransport des Grundwassers immer wichtiger. Im Unterschied zu Böden und Lockergesteinen ist der Wärmetransport im geklüfteten Gebirge höchst anisotrop (Medici and Rybach, 1995). Im Hochgebirge dürften latente Wärmeflüsse im Kluftwasser/eis einen entscheidenden Einfluss auf die Entwicklung des Temperaturfeldes der obersten Erdkruste haben.

3.1.1 Begriffe

Permafrost ist ein thermisches und zeitliches Phänomen. Die *Grundbegriffe,* welche zur Beschreibung eines Vorkommens dienen, werden über die Temperatur und die Zeit definiert. In Abbildung 3.1 sind einige Begriffe der in dieser Arbeit verwendeten Nomenklatur zusammengefasst. Die Temperatur in der obersten Erdkruste ergibt sich aus der Überlagerung des geothermischen Wärmeflusses mit den atmosphärischen Wärmeflüssen. Im Unterschied zum geothermischen Wärmefluss, der während der Dauer eines Jahres kaum grossen Schwankungen unterworfen ist, wirken sich die jahreszeitlichen atmosphärischen Temperaturvariationen bis in die Tiefe der *ZAA ("zero annual amplitude", Abb. 3.1)* aus. Unter dem Begriff der *Auftauschicht* versteht man denjenigen Bereich des Untergrunds, in welchem im Sommer die Temperaturen über 0°C ansteigen. Der eigentliche *Permafrost(körper)* beginnt an der Untergrenze der Auftauschicht, dem sogenannten

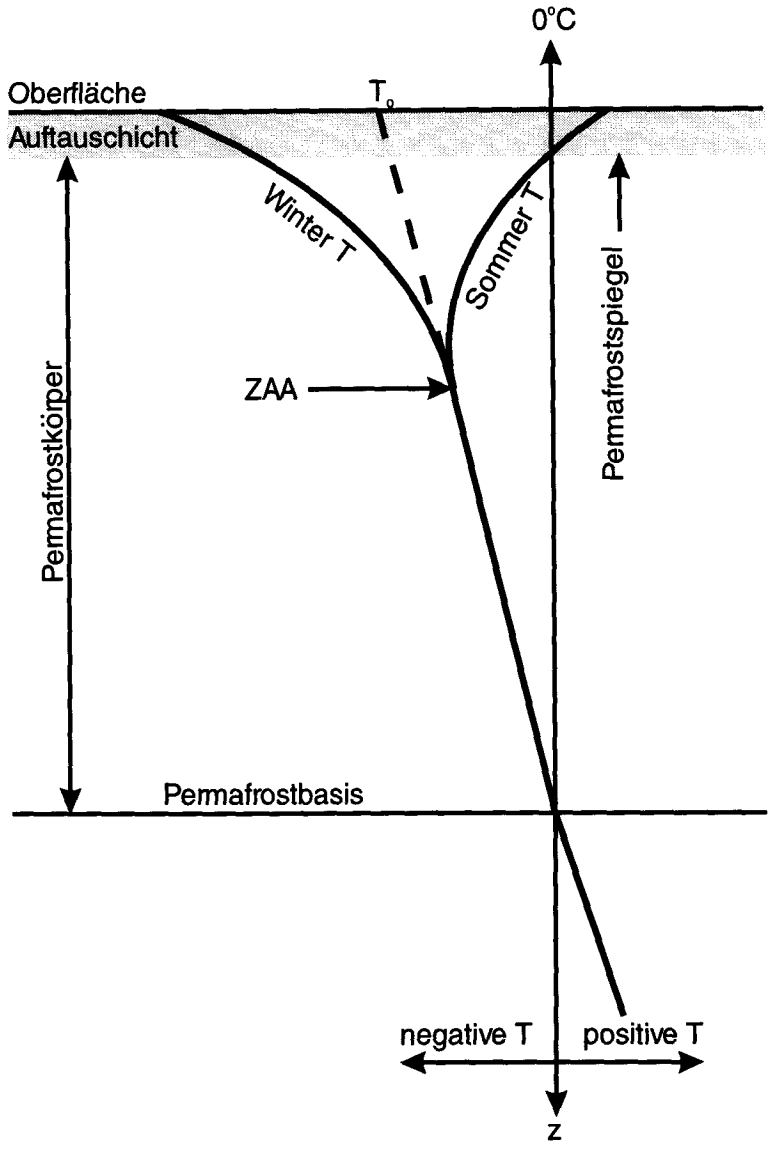


Abbildung 3.1: Gebräuchliche Permafrostbegriffe. T = Temperatur, z = Tiefe, ZAA = "zero annual amplitude", T_0 = mittlere jährliche Oberflächentemperatur. (nach Haeberli, 1985)

Permafrostspiegel und erstreckt sich bis zur *Permafrostbasis* hinunter. Unterhalb der Permafrostbasis herrschen positive Celsiustemperaturen.

Diese und weitere Permafrost-spezifische Fachbegriffe sind im Glossar der "International Permafrost Association" ausführlich definiert und in acht verschiedene Sprachen übersetzt worden (van Everdingen et al., 1994).

3.2 Frostverwitterung

Die wichtigste Verwitterungsform von Fels im Hochgebirge ist die Frostverwitterung (Jäckli, 1957; McGreevy, 1981; Whalley and McGreevy, 1985; Lautridou, 1988). Die Frostverwitterung von Gesteinen ist stark von der jeweiligen Lithologie sowie von den Diskontinuitäten abhängig (Evin, 1987). Schwächezonen (Klüfte, Schichtungs-, Schieferungsflächen, Scherzonen) sind bestimmend für die Grösse und die Form des Abwit-

terungsprodukts. In diesen Zonen ist der Feuchtigkeits- und damit der Wärmetransport erleichtert.

Es existieren heute verschiedene Modellvorstellungen, wie der Prozess der Frostverwitterung ablaufen könnte. Das Einfrieren von Wasser in Hohlräumen des Gesteins ist immer die Ursache der Frostverwitterung.

Zu den beiden wichtigsten Frostverwitterungsformen im Hochgebirge zählen das klassische Volumenexpansions-Modell (Matsuoka, 1991) und das Segregationseis-Modell (Hallet, 1983). Während mit dem Volumenexpansions-Modell vor allem Verwitterungsprozesse an der Felsoberfläche erklärt werden, dürfte die Segregationseis-Verwitterung erst in grösserer Tiefe wirksam sein. Mit zunehmender Tiefe steigt das Volumen des Abwitterungsproduktes an. Stündliche und tägliche Temperaturvariationen an der Felsoberfläche dringen in geringere Tiefenbereiche vor als jährliche oder gar klimatisch bedingte Temperaturänderungen. Die Frostverwitterung ist stark abhängig von der Dauer und der Intensität, während der eine Felswand Frostbedingungen ausgesetzt ist. Welche Form der Frostverwitterung tatsächlich stattfindet, hängt neben den Gesteinseigenschaften vor allem auch vom Temperatur- und Feuchtigkeitsregime einer Felswand ab (Matsuoka, 1991; Prick, 1997). Eine qualitative Zusammenfassung der Zeit-, Volumen-, Tiefenabhängigkeit der Frostverwitterung wird in Abbildung 3.2 gegeben. Ist die Felsoberfläche während einer kurzen Zeit (einige Stunden/Tage) negativen Celsiustemperaturen ausgesetzt, friert die Gesteinsfeuchtigkeit in den äussersten Dezimetern ein. Einzelne Steine können durch die Volumenausdehnung beim Einfrieren abgesprengt werden. Herrschen während einer langen Zeitperiode (Jahre, Jahrhunderte...) an der Felsoberfläche Frostbedingungen, wird die Verwitterung in grösseren Tiefen möglich. Unter diesen Permafrostbedingungen, wird der Transport von unterkühltem Wasser zu diskreten Gefrierfronten erwartet (Segregationseis-Verwitterung). Änderungen im Eis/Wassergehalt in mehreren Dekametern Gebirgstiefe kann eine Mitursache von grossen Instabilitäten sein.

3.2.1 Volumenexpansions-Modell

Die klassische Vorstellung der Frostverwitterung beruht auf dem Volumenexpansions-Modell. Beim Einfrieren von reinem Wasser bei 0°C beträgt die Volumenexpansion ca. 9%, danach steigt sie linear auf ca. 13.5% bei -22°C an. Auch der Gefrierdruck steigt annähernd linear von null bei 0°C auf 207 MPa bei -22°C an (Hobbs, 1974). Die maximale Zugfestigkeit von Gesteinen ist um eine Grössenordnung kleiner als der theoretisch maximale Gefrierdruck von über 200 MPa (bei -22°C). Dort wo niedrige Temperaturen auftreten (Oberflächennähe) herrscht ein niedriger Überlagerungsdruck. In Oberflächennähe führt deshalb die Auskühlung eines wassergesättigten Gesteins auf ca. -2°C bereits zum Bruch. Der Überlagerungsdruck in der Erdkruste erreicht erst in einer Tiefe von über 7 km eine Grössenordnung von 200 MPa. In dieser Tiefe sind Temperaturen von -22°C nicht zu erwarten.

Friert Wasser in Gesteinshohlräumen ein, übt der Gefrierdruck eine mechanische Sprengwirkung aus. Um einen ausreichend grossen Sprengdruck aufzubauen, muss im Gestein eine geringe Wasserdurchlässigkeit und eine grosse Wassersättigung vorhanden sein (White, 1976; McGreevy and Whalley, 1985). Geringe Sättigungen (<90%) können nur

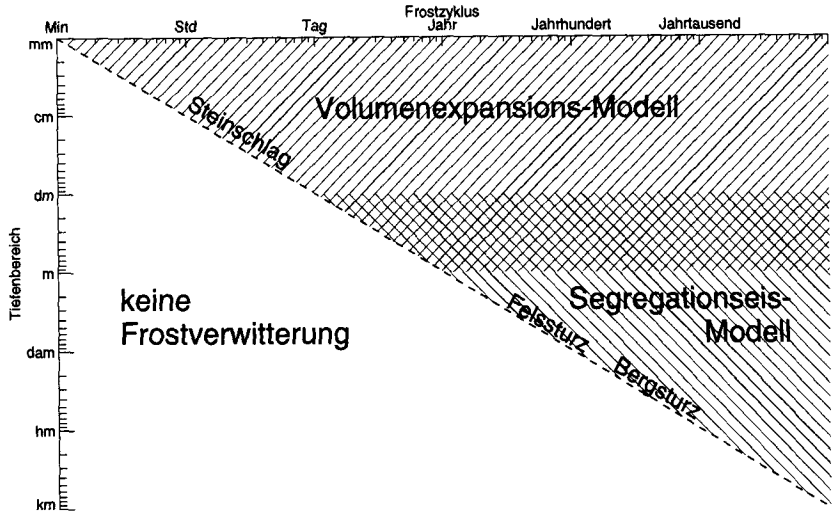


Abbildung 3.2: Tiefenbereiche, in welchen die unterschiedlichen Frostverwitterungsprozesse stattfinden könnten. Die Verwitterungstiefe steigt mit zunehmender Frostdauer an der Felsoberfläche an. Oberflächennah verwittertes Gebirge bildet die Disposition für Steinschläge. Die Tiefenverwitterung könnte eine Mitursache von Fels- und Bergstürzen sein.

dann zur Frostverwitterung führen, wenn die Feuchtigkeit nicht isotrop über den Porenraum verteilt ist und die Gefrierexpansion nicht gegen den Luftraum stattfindet (Abb. 3.3).

Tricard (1956) weist auf die Wichtigkeit der Gefrierintensität (deutlich negative Celsiustemperaturen) und der Gefrierrate (schnelle Abkühlung) hin. Aufgrund qualitativer Feldindizien erkennt er, dass die Frostsprengung in erster Linie bei starker Abkühlung in kurzen Zeiträumen intensiv ist. Battle (1960) vermutet, dass viele Gefrier/Tauzyklen mit tiefen Amplituden zu grösseren Materialermüdungen führen. Er nimmt die "Bergschrundhypothese" von Johanson (1904) auf, welche ausgeprägte Temperaturvariationen mit vielen Gefrier/Tauzyklen in Bergschründen als Grund für eine erhöhte Erosion und die Karbildung postuliert und untersucht das Temperaturregime in Bergschrunden. Bei Messungen am norwegischen Tverråbreen und am Jungfraufirn beobachtet Battle (1960) allerdings nur geringe Temperaturvariationen und lediglich wenige losgesprengte Gesteinssplitter. Weitere detaillierte Untersuchungen zur "Bergschrundhypothese" werden von Gardner (1987) beschrieben. Aus seinen jahrzehntelangen Messreihen vermag er jedoch lediglich qualitative und wenig stichhaltige Schlüsse ziehen.

Die Temperaturwechsel durch 0°C werden von vielen Autoren als Gefrier/Tauzyklen interpretiert und deren Anzahl mit der Intensität der Frostverwitterung korreliert. Auch nach Untersuchungen von Mathys (1974a,b) am Ostgrat der Jungfrau ist der dominierende Faktor der Frostverwitterung vor allem die Anzahl der 0°C-Durchgänge. Insbesondere bei der experimentellen Frostverwitterung werden unterschiedlich wassergesättigte Gesteinsproben möglichst vielen 0°C Durchgängen ausgesetzt. Das "Centre de Géomorphologie du CNRS" in Cean (F) ist auf Verwitterungsexperimente spezialisiert. Die französischen Forscher haben eine starke Frostverwitterung bei wassergesättigten Proben im Temperaturbereich zwischen 0°C und -5°C beobachtet (Lautridou, 1971; Lautridou and Ozouf, 1984). Während tiefere Temperaturen keine wesentlichen Änderungen ergeben, scheinen

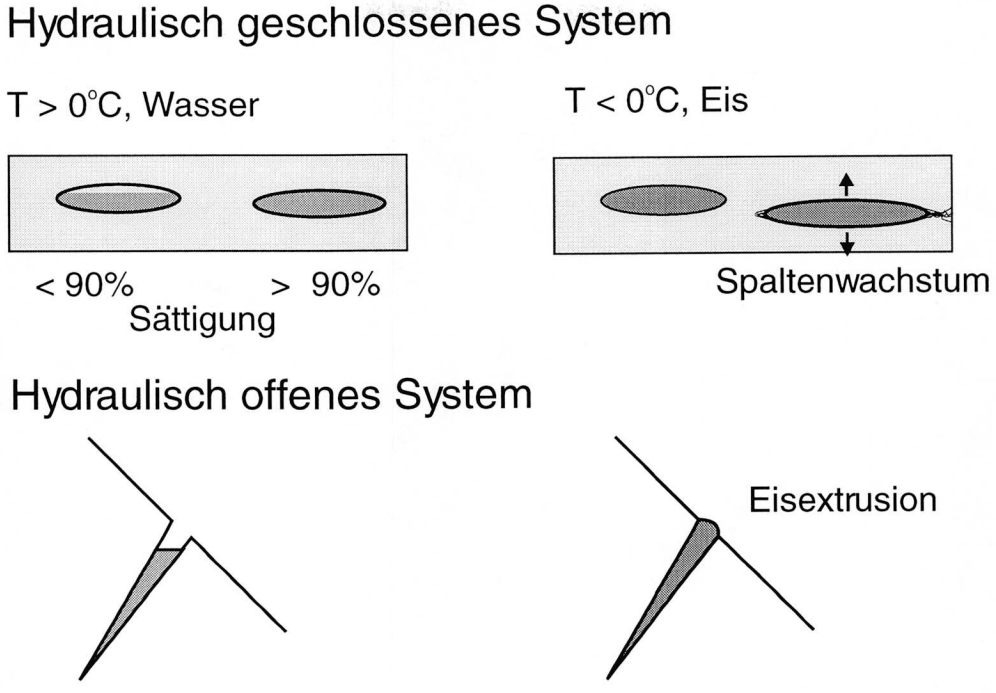


Abbildung 3.3: Damit die Volumenexpansion beim Einfrieren des Porenwassers frostverwitternd wirkt, muss eine ausreichend grosse Wassersättigung und eine geringe hydraulische Durchlässigkeit vorhanden sein.

vor allem hohe Gefrierraten wichtig für die Frostverwitterung. Die schnelle Abkühlung verhindert die Evaporation und die Spaltenextrusion (vgl. auch Davidson and Nye, 1985). In jüngeren Feldstudien und Laborexperimenten der französischen Geomorphologen wird immer mehr auf die Bedeutung anderer Prozesse als die Frostsprengung in der Frostverwitterung hingewiesen (Francou, 1988; Lautridou, 1988; Coutard and Francou, 1989).

Die Erosionsrate von Felswänden aufgrund der Anzahl von Gefrier/Tauzyklen zu quantifizieren, versuchen Matsuoka (1990a,b, 1991) und Matsuoka et al. (1997). Als Grundlage für sein Modell führt Matsuoka (1991) Laborexperimente und Feldstudien durch. Die Laboruntersuchungen zeigen, dass der Gewichtsverlust (r_w) pro Gefrier/Taudurchgang (0°C) von der Zugfestigkeit (S_{r1}) der intakten Gesteinsprobe abhängig ist, wobei $r_w \propto S_{r1}^{-1.5}$. In der Folge ersetzt Matsuoka S_{r1} durch die Zugfähigkeit der geklüfteten Probe (S_{tf}). Diese erhebt er indirekt mit Hilfe seismischer Methoden im Feld. Ist die Wassersättigung (S_r) grösser als 0.5, gilt die Beziehung $r_w \propto S_r^{12}$. Im weiteren hat er an verschiedenen Lokalitäten quadratische Bereiche der Felsoberfläche mit Farbe bezeichnet und die Temperaturen an der Felsoberfläche gemessen. Damit bestimmt er die jährliche Abwitterung der Felsoberfläche (R_s) und die Anzahl der Gefrier/Tauzyklen (N_e). In der folgenden, empirisch gefundenen Gesetzmässigkeit werden die Grössen in Abhängigkeit voneinander gesetzt:

$$R_s = aN_e \left(\frac{S_r^8}{S_{tf}}\right)^b, \quad \text{wobei} \quad a, b \quad \text{Konstannten sind.} \tag{3.1}$$

Matsuokas Untersuchungen in Japan, Svalbard, der Antarktis und der Schweiz zeigen, dass die gefundene Gesetzmässigkeit nur im humiden, permafrostfreien Untersuchungsgebiet Japans Gültigkeit hat.

Wie bereits am Anfang dieses Kapitels bemerkt, ist der Druck, welcher beim Einfrieren von Porenwasser bei 0°C entsteht, vernachlässigbar. Erst bei tieferen Temperaturen (≤ -2°C) bilden sich Gefrierdrücke, welche zur Frostsprengung führen können. Wenn die Anzahl Gefrier/Taudurchgänge mit der Frostverwitterung in Beziehung gesetzt werden soll, muss demnach erst ermittelt werden, bei welcher Temperatur der Phasenübergang im Porenwasser einen ausreichend grossen Gefrierdruck auf das Gestein auszuüben vermag. Dabei müssten je nach Lithologie unterschiedlich tiefe Temperaturdurchgänge ermittelt werden. Zu berücksichtigen wäre ferner, dass die Druck- und die Zugfestigkeit von Gesteinen mit abnehmender Temperatur und zunehmendem Wassergehalt ansteigen (Mellor, 1971). Mit zunehmender Gefrierrate und Gesteinsfeuchte steigt auch die Intensität der Gesteinsdeformationen an (Mellor, 1970). Für die Frostverwitterung, verursacht durch die 9%-Volumenexpansion beim Phasenübergang der Porenfeuchtigkeit, ist neben vielen Gefrier/Tauzyklen im wassergesättigten, hydraulisch schlecht durchlässigen Gestein vor allem eine ausreichend grosse Gefrierintensität und Gefrierrate wichtig. Diese Bedingungen sind allerdings nur in den ersten Dezimetern unter einer Felsoberfäche zu erwarten (Abb. 3.2 und 3.5).

3.2.2 Segregationseis-Modell

Die Frosthebung von Böden in arktischen und hochalpinen Gebieten ist meist bedeutend grösser als die 9% Volumenexpansion von Wasser (vgl. z.B. Taber, 1929, 1930). Ist ein Boden über längere Zeit Frostbedingungen mit konstanten Temperaturgradienten ausgesetzt, so kann unter bestimmten Bedingungen Feuchtigkeit aus dem Untergrund auch gegen die Schwerkraft migrieren und zum Teil grosse Eislinsen bilden. Die kontrollierenden Faktoren der Eissegregation in Böden sind Partikelgrösse, Porenvolumen, Wasserangebot, Sättigungsgrad, Gefrierintensität und Gefrierrate. Die Eislinsenbildung konnte im Labor selbst bei Porenflüssigkeiten, die aufgrund organischer Beimengungen beim Einfrieren kontrahieren, nachgewiesen werden (Radd and Oertle, 1973).

Im Grundbau wird der Untergrund oft für die Durchörterung eingefroren und damit verfestigt. Beim sogenannten Gefrierverfahren muss darauf geachtet werden, dass die Segregationseisbildung gering bleibt. Um unkontrollierte Hebungen und Setzungen zu verhindern, werden die Kühltemperaturen dauernd verändert. So kann die Bildung ausgeprägter Gefrierfronten verhindert werden (vgl. z.B. Huder, 1979; Knutsson, 1997).

Beobachtungen an Kalksteinen, welche entlang eines Seeufers aufgeschlossen sind, lassen Taber (1950) vermuten, dass die Eislinsenbildung auch in Festgesteinen möglich ist. Auf den antarktischen South Shettland Inseln beobachtet Thom (1978) die zyklische Bildung von Eislinsen in stark porösen, horizontal geschichteten Tuffgesteinen. Bei der Verwitterung von arktischen Felsklippen auf Svalbard sind Segregationsprozesse als wichtig beurteilt worden (Ødegård and Sollid, 1993). Auch in Laborexperimenten konnte die Feuchtigkeitsmigration an verschiedenen Tuffproben gezeigt werden (Fukuda, 1983; Akagawa et al., 1988; Akagawa and Fukuda, 1991). Eine erste theoretische Erklärung der Eissegregation in porösen Feststoffen (Beton, Gesteine, etc.) macht Everett (1961). Er deutet die Kapillarwirkung im Porenraum als Hauptursache für die Feuchtigkeitsmigration und weist vor allem auf die Wichtigkeit der Art und der Verteilung der einzelnen Hohläume hin.

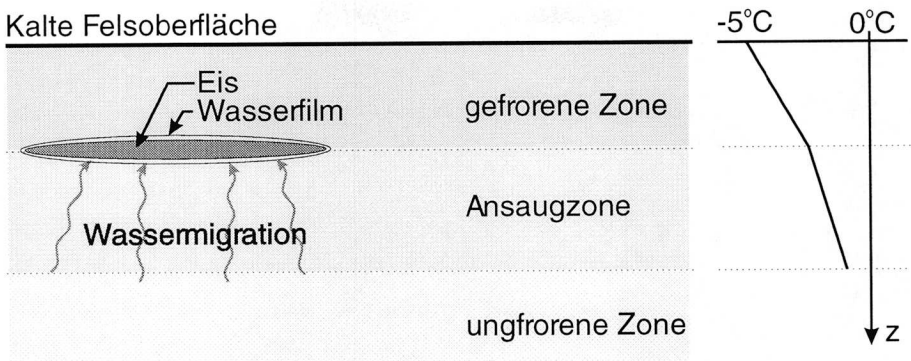


Abbildung 3.4: Beim Segregationseis-Modell wird davon ausgegangen, dass bei gleichbleibenden Temperaturgradienten Gesteinsfeuchte zu einer Gefrierfront migrieren kann und sich dort Eislinsen bilden (nach Hallet, 1983).

Bei negativen Celsiustemperaturen existiert im Porenraum von Gesteinen neben Eis und Luft auch ungefrorenes, unterkühltes Wasser. Kleine Wassermengen konnte Mellor (1970) in Gesteinsproben bei Temperaturen unter $-10°C$ nachweisen. Als Folge seiner Beobachtungen fordert er das Überdenken der klassischen Volumenexpansionstheorie, er meint: *"In view of the demonstrated existence of unfrozen mobile water in cold rocks, reappraisal of frost-damage processes in cold rocks and synthetic porous materials seems indicated. A logical progression in such an investigation would involve study of water migration under potential gradients and water/ice segregation in preferred locations"*.

Zur Frostverwitterung durch die Eislinsenbildung in Festgesteinen wurde eine thermodynamische Theorie entwickelt (Hallet, 1983; Walder and Hallet, 1985, 1986; Hallet et al., 1991). In seinem Segregationseis-Modell geht Hallet (1983) davon aus, dass die meisten Lithologien porös sind und sich in der Folge analog zu Böden verhalten können. Der ungefrorene Wasseranteil, welcher von Mellor (1970) beschrieben wird, befindet sich im Übergangsbereich (ca. $20\mu m$) zwischen dem Gestein und dem Spalteneis (Abb. 3.4). In der unmittelbaren Umgebung von Mineraloberflächen ist das chemische Potential des Wassers erniedrigt (Radd and Oertle, 1973; Gilpin, 1980). Falls Wasser aus dieser Zone gefriert, wird zusätzliches Wasser (falls vorhanden) nachgesogen.

Hallet (1983) hat gezeigt, dass bei fallender Gefriertemperatur der Eisdruck um ca. $-1.14\ \mathrm{MPa°C^{-1}}$ linear ansteigen muss. Die Zugfestigkeit einer frischen Gesteinsprobe liegt im Bereich von ca. 10 MPa. Falls ein Wasserreservoir mit der Gefrierfront hydraulisch verbunden ist, müsste eine Gefriertemperatur von $-9°C$ ausreichen, um neue Gesteinsklüfte zu bilden. Theoretisch würden mit fallenden Temperaturen die Spannungen weiter zunehmen. Die Feuchtigkeitsmigration wird jedoch durch die erhöhte Viskosität des Wassers bei tiefen Temperaturen gehemmt.

Modellrechnungen (Walder and Hallet, 1985) ergeben ein intensives Kluftwachstum bei Marmoren und Graniten im Temperaturbereich zwischen $-4°C$ und $-15°C$. Falls bei Gefrier/Tauzyklen die Abkühlung eine kritische Temperatur unterschreitet, beginnt die Eissegregation zu wirken (Abb. 3.5).

Im Labor sind die theoretischen Überlegungen an einer Sandsteinprobe überprüft worden (Hallet et al., 1991). Dazu ist eine zylindrische Gesteinsprobe an der Basis in Wasserkontakt gebracht und gleichzeitig von oben abgekühlt worden. Zur Überwachung der Temperatur sind auf verschiedenen Probenhöhen Sensoren angebracht worden. Wird die

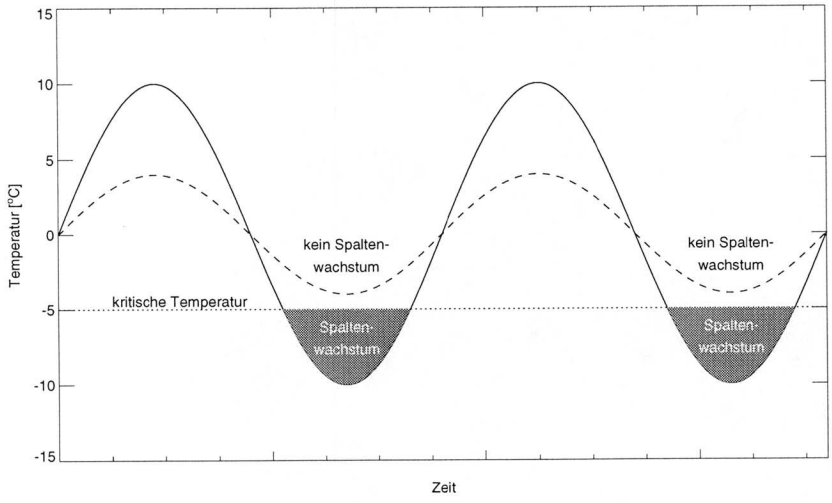


Abbildung 3.5: Bei Gefrier/Tauzyklen ist ein Spaltenwachstum aufgrund der Eissegregation erst unterhalb einer kritischen Temperatur möglich (nach Walder and Hallet, 1986).

Gesteinsfestigkeit im Mikrobereich überschritten, findet der Spannungsabbau unter der Emission von Schallwellen statt. Zur Überwachung dieser akustischen Emissionen (AE) sind auf verschiedenen Probenhöhen AE-Detektoren angebracht worden. Auf diese Weise ist es möglich, die Bereiche, in denen Gefrierprozesse stattfinden, genau zu lokalisieren. Die meisten AE's beobachten Hallet et al. (1991) bei stabilen Temperaturen und Temperaturgradienten auf einer Probenhöhe, welche Temperaturen zwischen $-3°C$ und $-6°C$ aufweist.

3.2.3 Eiskeile

Aktive Eiskeile treten zur Hauptsache im kontinuierlichen Permafrost arktischer Gebiete auf (Washburn, 1979). Eine wichtige Voraussetzung für die Bildung von Eiskeilen im Lockermaterial sind klimatische Bedingungen mit MAAT $\leq -6°C$ bis $-8°C$ ("MAAT = mean annual air temperature") sowie geringe Jahresniederschläge ≤ 200 mm. Da in Felswänden im Hochgebirge ähnliche Umgebungsbedingungen herrschen können, stellte sich die Frage, ob eisgefüllte Felsklüfte allenfalls ähnlichen Entstehungsprozessen unterworfen sein könnten.

Die Entstehung von Eiskeilen und polygonalen Eiskeilnetzen wird von Lachenbruch (1962) umfassend analysiert. Er quantifiziert die von Leffingwell (1915) qualitativ beschriebene thermische Kontraktionstheorie. Im arktischen Winter bilden sich bei der thermischen Kontraktion während der Abkühlung der Oberfläche von Tundraböden vertikale Risse. Obwohl die Öffnung manchmal von "gewehrschussähnlichem" Knallen begleitet wird, ähnlich wie sie vom Einfrieren von Seen bekannt sind, wurden bis anhin nur langsame, konstante Rissöffnungsgeschwindigkeiten gemessen (Mackay, 1993b,a). In die offenen Risse dringt im Frühjahr bei der Schneeschmelze Wasser ein, das im unterkühlten Untergrund unmittelbar wieder einfriert. Im darauffolgenden Winter wird der nun eisgefüllte Riss reaktiviert, da er eine Schwächezone im umgebenden Bodenmaterial darstellt. Durch

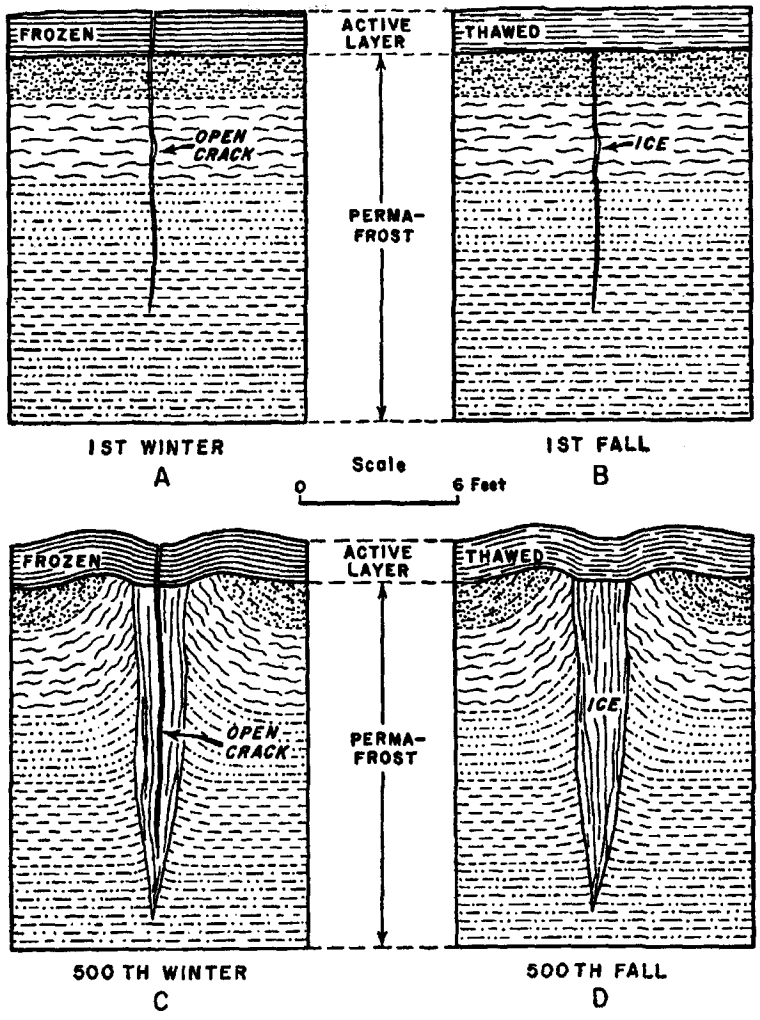


Abbildung 3.6: In Tundraböden können sich aufgrund der thermischen Kontraktion im Winter Risse bilden, die im Frühjahr während der Schneeschmelze mit Wasser gefüllt werden, das unmittelbar wieder einfriert. Die alljährliche Wiederholung dieses Prozesses kann zur Bildung von mächtigen Eislinsen führen (aus Lachenbruch, 1962).

die fortschreitende Wiederholung dieser thermischen Kontraktion und Gefrierdilatation können sich teilweise mächtige Eiskeile bilden (Abb. 3.6). In der Modellvorstellung von Lachenbruch (1962) hat der eisübersättigte Tundraboden isotrope, viscoelastische Materialeigenschaften. Aufgrund bruchmechanischer Überlegungen berechnet er die Spaltentiefe, den Spaltenabstand und deren Anordnung zueinander für polygonale Eiskeilnetze die sich analog zu Auskühlklüften von Basaltgesteinen verhalten (Lachenbruch, 1961). Syngenetische Eiskeile entstehen während der Sedimentation von Lockergesteinsserien, epigenetische Eiskeile in einer späteren Zeitperiode (Dostovalov and Popov, 1966). Für eine detaillierte Zusammenstellung der Genese, Geometrie und klimatischen Randbedingungen, welche für Eiskeile im Lockermaterial von Bedeutung sind, wird auf die Bücher von Washburn (1979), Church and Slaymaker (1985) und Williams and Smith (1989) verwiesen.

Die thermische Kontraktionstheorie der Eiskeilbildung basiert auf Untersuchungen von isotropen, eisübersättigten Böden. Der Eisgehalt gefrorener Felswände ist sehr viel kleiner. Das Eis ist anisotrop verteilt und in eisgefüllten Klüften angereichert. Ausgehend von der Volumenexpansionstheorie wurden die Spannungen, welche beim Einfrieren von

Wasser in einer randgeschlitzten Probe entstehen, untersucht (Davidson and Nye, 1985). Bei schneller Abkühlungsgeschwindigkeit der Probe von oben bildete sich zuerst ein Eispfropfen, welcher die Eisextrusion minimierte (Abb. 3.3) und dadurch den Eisdruck erhöhte und so das Spaltenwachstum ermöglichte. Theoretisch nötige Randbedingungen für das Kluftwachstum aufgrund der Eiskeilbildung in Festgesteinen wurden von Thrap (1987) analysiert. In seiner bruchmechanischen Untersuchung hat er verschiedene Kluftgeometrien berücksichtigt. In der Modellvorstellung von Thrap (1987) wird der Eisdruck aufgrund der Gefrierexpansion sowie adsorbtiver Kräfte (Eissegregation, vgl. Hallet, 1983) aufgebaut, wobei er eine gleichzeitige Spannungsentlastung durch plastisches Fliessen und Spaltenextrusion miteinbezieht. Um eine Gesteinskluft zu erweitern, muss diese eine minimale Länge aufweisen. Diese Minimallänge nimmt mit sinkender Gefriertemperatur ab. Zudem ist das Kluftwachstum vom Verhältnis der Kluftöffnung zur Kluftlänge abhängig. Im Vergleich zu den geometrischen scheinen die zeitlichen und thermischen Randbedingungen von untergeordneter Wichtigkeit zu sein (Thrap, 1987).

Kapitel 4

Regionale Übersicht

Das Landschaftsbild der Untersuchungsregion wird durch die bekannten Berner Berge Eiger, Mönch und Jungfrau sowie durch den Grossen Aletschgletscher geprägt. Diese Naturlandschaft ist im Norden mit der Jungfraubahn erschlossen. Von Süden gelangt man am einfachsten via Riederalp, Bettmeralp oder Fieschertal in die Aletschregion. Zur Zeit werden Anstrengungen unternommen, diese einmalige Hochgebirgslandschaft als 4. Schweizer Objekt in die UNESCO-Liste der Weltkultur- und Naturgüter aufzunehmen (Rodewald, 1997).

4.1 Aletschgletscher

Der Grosse Aletschgletscher ist der grösste Alpengletscher (Abb. 4.1). Am Konkordiaplatz (ca. 2750 m ü.M.) konvergieren verschiedene Firngebiete zum Grossen Aletschgletscher. Von der Lötschenlücke, der Ebene Flue (3962 m ü.M.) und dem Gletscherhorn fliesst eine grosse Eismasse durch den Grossen Aletschfirn zum Konkordiaplatz. Der Kranzberg trennt dieses Firngebiet vom Jungfraufirn ab, welcher von der Jungfrau (4159 m ü.M.) und dem Mönch (4099 m ü.M.) in südöstlicher Richtung zum Konkordiaplatz führt. Die nächste Firnscheide gegen Osten bildet der Trugberg. Dahinter fliesst das Ewigschneefeld vom Mönchsjoch zunächst gegen Süden an den Fiescherhörnern vorbei, bevor es dann am Fuss der Grünhörner seine Richtung gegen Südwesten ändert und über eine Steilstufe den Konkordiaplatz erreicht. Am Fusse dieses Zusammenflusses kommt es zur Ausbildung markanter Ogiven. Ein weiteres, kleineres Firngebiet, der Grüneggfirn, fliesst von der Grünhornlücke in westlicher Richtung zum Konkordiaplatz.

Der höchste Berg im Einzugsgebiet des Grossen Aletschgletschers ist das Grosse Aletschhorn (4195 m ü.M.) im Südwesten des Konkordiaplatzes. Vom Grossen Aletschhorn fliesst der Mittelaletschgletscher in südöstlicher Richtung zum grossen Aletschgletscher. Gegenüber dieser Einmündung befindet sich das Eggishorn, an dessen Nordfuss die Märjelenseen liegen.

Die Distanz entlang der Fliesslinie von der Ebene Flue zur Gletscherzunge betrug (1973) 24.7 km, diejenige vom Jungfraujoch zur Zunge (1981) 21.7 km. Am Konkordiaplatz hat der Grosse Aletschgletscher eine maximale Eismächtigkeit von über 900 m. Sie wurde mit

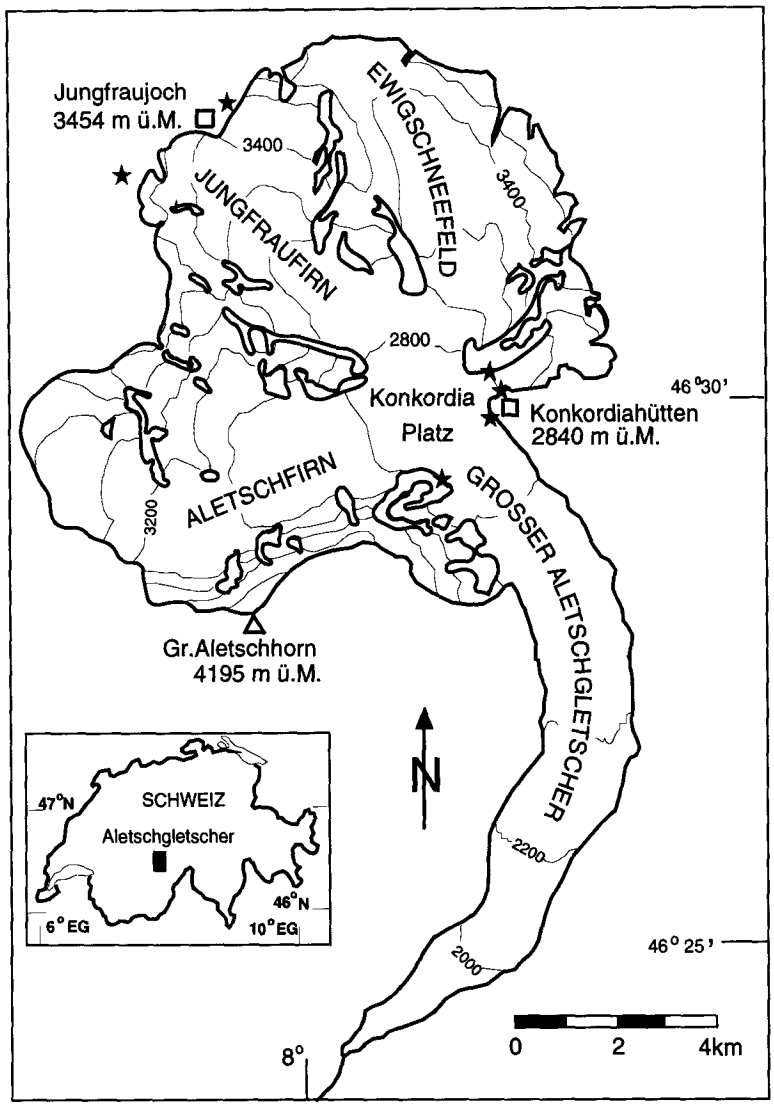


Abbildung 4.1: Übersichtskarte Grosser Aletschgletscher. Bei den mit ★ gekennzeichneten Lokalitäten sind Messgeräte im Fels installiert.

seismischen Methoden (Thyssen and Ahmad, 1969) bestimmt und durch eine Heisswasserbohrung verifiziert (Iken, 1992). In der Mitte des Ausflusses des Konkordiaplatzes strömt das Eis an der Gletscheroberfläche mit einer Geschwindigkeit von 185-195 m/Jahr.

Das gesamte Einzugsgebiet des Grossen Aletschgletschers bedeckt eine Fläche von 194.7 km^2. Davon waren (1973) 128.6 km^2 (66%) vergletschert. Seit Anfang Jahrhundert wird die Massenbilanz des Einzugsgebiets mit der hydrologischen Methode ermittelt. Die mittlere Reservenänderung während der bald 100-jährigen Reihe beträgt -26 cm/Jahr (max: 126 cm/Jahr, min: -235 cm/Jahr) (Aellen and Funk, 1990).

4.2 Jungfraubahnen

Die touristische Erschliessung dieser faszinierenden Hochgebirgswelt wurde um die Jahrhundertwende in Angriff genommen. Der Bahnpionier Adolf Guyer-Zeller, ein Textilunternehmer aus dem Zürcher Oberland, erhielt 1894 die Konzession zum Bau einer Eisen-

bahnstrecke auf den Gipfel der Jungfrau. Die Erstellungskosten waren auf 10 Mio. Franken voranschlagt. Im Jahre 1896 begannen die Bauarbeiten, der Gipfel der Jungfrau sollte nach siebenjähriger Bauzeit erreicht werden. Nach 16 Jahren Bauzeit und Kosten von 15 Mio. Franken wurde das Jungfraujoch erreicht. Extreme Umweltbedingungen, technische Probleme sowie Versorgungsengpässe waren dafür ausschlaggebend, dass damit die Endstation erreicht war (Gurtner, 1986).

Die 7.1 km lange Tunnelstrecke beginnt südlich der Kleinen Scheidegg bei der Station Eigergletscher und verläuft entlang der Felsoberfläche des Eigers und des Mönchs. Schotterstollen in der Eigerwand und zwischen Eiger und Mönch (Station Eismeer) dienen heute als Aussichtspunkte.

4.3 Jungfraujoch 3500 m ü.M.

Die Einweihung der Jungfraubahn am 1. August 1912 erfolgte im Beisein des Gesamtbundesrates der Schweiz. Damals stand den Touristen ein bescheidenes *Touristenhaus* zu Verfügung. Diese Hütte vermochte lediglich 100 Besucher zu beherrbergen. Wegen des Grossandrangs verpflichtete das Eidg. Eisenbahndepartement die Jungfraubahn zum Bau einer grösseren Unterkunft (Hirni, 1987). Im Jahre 1924 wurde das *"Haus über den Wolken"*, ein dazumals modernes Spitzenhotel, eröffnet. Am 21. Oktober 1972 brannten beide Gebäude bis auf die Grundmauern nieder. Als Übergangslösungen wurde zunächst ein provisorisches Restaurant in der Bahnhofshalle erstellt und 1975 ein kleines Gletscherrestaurant eröffnet. Das *"Top of Europe"*, ein modernes, fünfstöckiges Touristenhaus, konnte nach zweijähriger Planung und fünfjähriger Bauzeit im Jahre 1987 eröffnet werden.

Zur Erhöhung der Kapazität erstellte man zwischen 1990 und 1992 eine zusätzliche Bahnhofhalle. An schönen Sommertagen reisen zur Zeit gegen 5000 Besucher auf das Jungfraujoch. Der grosse Andrang machte einen Ausbau der Aussichtsplattform auf der *Sphinx* nötig. Lange Zeit konnte die bestehende Aussichtsterrasse nur über eine in den 30er Jahren erstellte Liftanlage erreicht werden. Das Gebäude des Sphinxobservatoriums ist den Forschern vorbehalten. Zwischen 1993 und 1996 wurde eine neue 100 m lange Doppelliftanlage und einen Anbau an die Sphinx mit Wintergarten erstellt.

Auch das Forschen hat auf dem Jungfraujoch bereits eine lange Tradition. Mit der Konzessionserteilung im Jahre 1894 wurde die Jungfraubahn-Gesellschaft verpflichtet, nach Abschluss der Bauarbeiten an der Eisenbahnstrecke auf dem Jungfraujoch eine wissenschaftliche Station zu errichten. Die Jungfraujoch Kommission der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften wurde allerdings erst im Jahre 1922, zehn Jahre nach Abschluss der Bahnarbeiten, gegründet. Diese Kommission, vorerst unter Leitung des Meteorologen-Geophysikers-Glaziologen Prof. Arnold de Quervin, plante den Bau einer Forschungstation. Sie konnte unter der Leitung des Nachfolgers de Quervins, dem Physiologen Prof. W. R. Hess, zwischen 1929 und 1931 gebaut werden. Das Sphinxobservatorium auf dem Sphinxgrat wurde im Jahre 1937 fertig gestellt.

4.4 Richtstrahlstation am Ostgrat der Jungfrau

Im Jahre 1950 wurde mit der Erstellung einer Richtstrahlstation am Ostgrat der Jungfrau begonnen. Diese höchstgelegene Richtstrahlstation Europas (3705 m ü.M.) nahm im Jahre 1954 den Sendebetrieb auf. Sie wurde seither mehrmals ausgebaut. Zur Hauptsache dient sie der Übertragung von Telefon- und Fernsehsignalen auf der alpenquerenden Nord-Südachse.

Der ein Kilometer lange unterirdische Zugang zur Relaisstation beginnt beim Bahnhof Jungfraujoch. Zwischen dem Hotelfels und der Mathildenspitze verläuft der Stollen auf ca. 150 m durch die Sattelvergletscherung des Guggigletschers. Zur Überwindung der Höhendifferenz zur 3705 m ü.M. gelegenen Anlage wurde im Ostgrat der Jungfrau eine über 400 m lange, 66.6% steile Standseilbahn installiert.

Kapitel 5

Geologische Übersicht

Das Gebiet des grossen Aletschgletschers führt quer durch das *Aarmassiv*, das grösste Zentralmassiv der Alpen. Das Aar-, Tavetsch- und Gotthardmassiv im Osten sowie das Aiguilles Rouges/Arpille- und Mont Blanc-Massiv im Westen sind Teile des alten Europäischen Grundgebirges, welches im Mesozoikum den helvetischen und ultrahelvetischen Ablagerungsraum bildete (Pfiffner et al., 1997). Die Massive sind bedeutend älter als die darauf abgelagerten, mesozoischen Sedimentpakete.

Im äussersten Norden des Aletsch-Jungfraugebiets sind autochtone, *mesozoische Sedimente* sowie Teile der alpin überschobenen, helvetischen Morcles-Doldenhorndecke aufgeschlossen (Collet and Paréjas, 1931). Das südlich folgende Aarmassiv wird in verschiedene geologische Einheiten unterteilt (Abb. 5.1), deren Grundaufbau bereits seit längerer Zeit bekannt ist (Baltzer, 1888; Heim, 1922; Hugi, 1922).

Der *Zentrale Aaregranit*, ein grosser, *variszischer Intrusivkörper*, bildet das Rückgrat des Aarmassivs. Das granitische Magma intrudierte an der Grenze Oberkarbon-Perm (Ab-

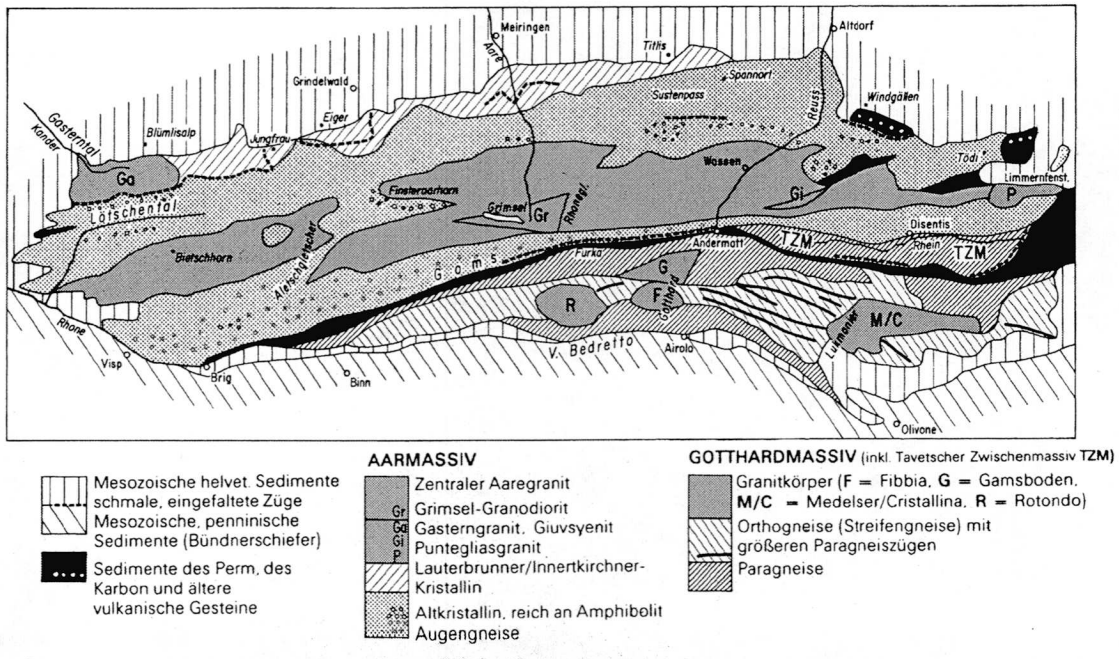


Abbildung 5.1: Zentralmassive der Alpen. (aus Labhart, 1992).

recht, 1994) in das nordost-streichende Kluftsystem des prävariszischen Untergrunds. Die Intrusion erfolgte in ein höheres, abgekühltes Erdniveau, weshalb die rasche Abkühlung und Kristallisation der Schmelze zur Ausbildung einer aplitischen (feinkörnigen) Randfazies mit messerscharfen Kontakten führte (Steck, 1983). Das umgebende Gestein wurde bei der Intrusion nur schwach kontaktmetamorph überprägt.

Nördlich und südlich des Batholiten stehen polymetamorphe Gesteine des prävariszischen Basements an. Diese Serien wurden ursprünglich als kontaktmetamorphe Sedimente interpretiert und als "südliche" und "nördliche Schieferhülle" benannt (Hugi, 1922). Obwohl man heute noch weitgehend dieselbe Grundeinteilung des Aarmassivs verwendet (von Raumer et al., 1993), hat sich das genetische Prozessverständnis fundamental verändert (Abrecht, 1994). Die im Norden und Süden des Zentralen Aaregranits angrenzenden Serien werden heute zusammenfassend als *prävariszisches Basement* oder *Altkristallin* (Labhart, 1977) bezeichnet und in eine *nördliche* und eine *südliche Gneiszone* unterteilt. Die beiden Gneiszonen sind heute nur im Bereich des Grossen Aletschhorns miteinander verbunden (Abb. 5.1).

Der nordöstliche Bereich der *nördlichen Gneiszone* besteht aus migmatischen Gneisen. Diese inhomogenen, oft intensiv geschichteten, stark metamorphen Gesteine sind vielfach sedimentären Ursprungs. Sie werden unter dem Namen Erstfelder-Gneiszone zusammengefasst. Die westliche Begrenzung dieser Einheit ist noch nicht genauer auskartiert, sie dürfte im Bereich Fiescherhorn-Truegberg-Mönch liegen (Abrecht, 1994). Im Lötschental (westlich) zeigen die Gesteine der nördlichen Gneiszone eine generelle Zunahme des Metamorphosegrads, von grünschieferfaziellen Lithologien im Norden zu amphibolithfaziellen und teilweise gar anatektischen Gneisen im Süden. Die zunehmende Metamorphose von Norden gegen Süden wird auch in der Region Oberhasli und Maderanertal beschrieben (Abrecht and Schaltegger, 1988). Westlich des Grimsels, beim Finsteraarhorn befinden sich bis 1500 m mächtige Amphibolitvorkommen (Wyss, 1932). Zwischen der Lötschen- und der Grünhornlücke können die Amphibolitserien in den Felsflanken am Südufer des Grossen Aletschfirns beobachtet werden (Steck, 1983).

Die *südliche Gneiszone* zeichnet sich vor allem durch eine grössere Heterogenität der Lithologien aus. Im Gegensatz zur nördlichen Zone können hier gleiche Fazien nicht mehr über grosse Distanzen in lateraler Richtung verfolgt werden. Der Anteil an Orthogneisen ist im Süden des Zentralen Aaregranites grösser als im Norden. Die metamorphen Magmatite sind als grobkörnige Augengneise ausgebildet und weitverbreitet im südlichen Aletschgebiet (Labhart, 1965; Steck, 1966). Neben den Augengneisen sind auch verschiedene mafische und ultramafische Lithologien beschrieben. Die Gesteine der südlichen Gneiszone wurden im Paläozoikum teilweise hochgradigen Metamorphosebedingungen ausgesetzt, die verschiedentlich zur Anatexis führten.

Im äussersten Nordwesten des Aarmassivs an die nördliche Gneiszone anschliessend befindet sich der *Gasterngranit*, ein weiterer variszischer Intrusivkörper. Der östlich daran anschliessende Kristallinkomplex wird heute als *Innertkirchen-Lauterbrunnen Kristallinzone (ILK)* bezeichet (Abrecht and Schaltegger, 1988). Dieser Nordabschluss des Aarmassivs besteht aus granitischen Gneisen. Ursprünglich wurde die ILK als eine granitische Intrusion gedeutet. Wie Rutishauser (1973, 1974) jedoch zeigte, besteht die ILK aus migmatisierten Serien von Metasedimenten (vorwiegend Sandsteine und Arkosen). Trotz hochgradiger Metamorphose mit partieller Aufschmelzung blieben stellenweise sedimen-

täre Strukturen erhalten. Die Migmatisierung der ILK ist, wie am Intrusivkontakt zum Gasterngranit gezeigt werden kann, prävariszischen Alters. Mit isotopengeologischen Untersuchungen an Zirkonen (U-Pb Methode) konnte ein spätkaledonisches Alter ($\approx$ 445 Ma) der Migmatisierung bestimmt werden (Schaltegger, 1993).

Im *Karbon und Perm* waren die Massive Festland und starker Wüstenverwitterung ausgesetzt. Der kontinentale Abtragungsschutt zusammen mit vulkanischen Auswurfprodukten wurde in Becken angereichert. Diese Sedimente sind heute in Mulden erhalten geblieben. Beispiele dieser Lithologien finden sich im Nordschweizer Permokarbon-Trog, dem Glarner Verrucano aber auch am Südrand des Aarmassivs.

Während der *alpinen Orogenese* unterlagen die helvetischen Decken und deren Basement (die Massive) einer weiteren Metamorphose (Niggli and Niggli, 1965). Die Gesteine des Aarmassivs wurden dabei maximal mittleren grünschieferfaziellen Bedingungen ausgesetzt. Die alpine Überprägung ist im Süden am stärksten und beim Innertkirchen-Lauterbrunnen Kristallin im Norden am geringsten.

Im Anschluss an diesen kurzen Abriss der geologischen Genese des Jungfrau-Aletschgebiets werden die lokalen, geologischen Verhältnisse derjenigen Lokalitäten erläutert, in welchen felsmechanische und geothermische Untersuchungen durchgeführt worden sind.

5.1 Jungfraujoch

Die erste detaillierte Beschreibung der Geologie des Jungfraujochs geben Collet and Paréjas (1931). Sie kartieren im wesentlichen drei verschiedene, flach gegen Südwesten einfallende lithologische Einheiten. Die obersten Meter des Hotelfelsens (westlich des Berghauses) und des Sphinxgrates weisen die selben Lithologien auf wie die Gipfel von Mönch und Jungfrau, sog. Jungfraugranite (Collet and Paréjas, 1931). Im Liegenden folgen unterschiedlich mächtige Zonen von Malmkalken (oberer Jura), die mit Graniten abwechseln. Auf dem Niveau der Bahnstation Jungfraujoch überwiegen dann granitoide Gesteine, die Collet and Paréjas (1931) als Gasterngranite interpretierten.

Aus heutiger Sicht werden die von Collet and Paréjas (1931) als Jungfraugranite bezeichneten Gesteine dem Innertkirchen-Lauterbrunnen Kristallin zugerechnet. Es sind deutlich verschieferte, teilweise augige grau-grünliche Chlorit-Serizitgneise. Die früher als Gasterngranite benannten Lithologien werden heute ebenfalls der ILK zugerechet. Diese Einheit besteht aus migmatischen, granitoiden Gneisen (Rutishauser, 1975). Sie sind mittelkörnig, massig und von hellgrauer Farbe. Während der alpinen Orogenese wurden die Malmkalke (Hochgebirgskalke) teilweise stark verschiefert und zusammen mit den Chlorit-Serizitgneisen (ILK im Hangenden) überschoben, verschuppt und eingefaltet. Beim Bau des neuen Berghauses "Top of Europe" wurde in den parautochtonen Malmkalken ein weitverzweigtes Karsthöhlensystem von über 100 m Länge und einem Hohlraum von mehr als 400 m^3 angefahren (Abb. 5.2) (Keusen and Amiguet, 1987).

Spröde Deformationen, bedingt durch die tektonische Beanspruchung sowie bei der Entlastung des Gebirges durch die Erosion und den eiszeitlichen Gletscherrückzug, führ-

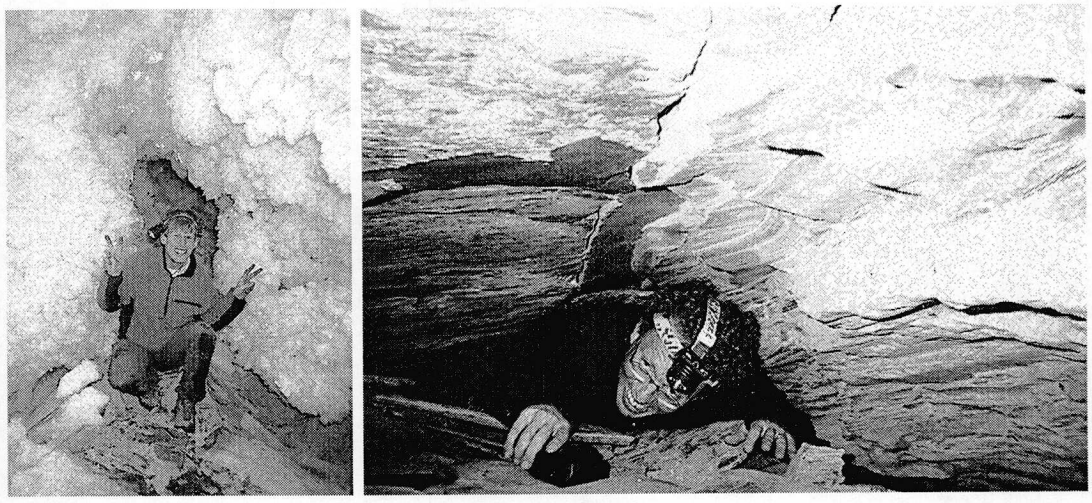


Abbildung 5.2: Karsthöhle am Jungfraujoch. Die wahrscheinlich höchste Karsthöhle der Alpen am Jungfraujoch liegt vollkommen im Permafrost. Da kein Luftzug vorhanden ist, wachsen bis tellergrosse Eis-Einkristalle (links). Der Eingang ist schieferungsparallel und ziemlich verstürzt (rechts).

ten zur Ausbildung von ausgeprägten Kluftsystemen. Ein dominantes, vertikales, südoststreichendes Kluftsystem steht ungefähr senkrecht auf den mit $10° - 25°$ gegen SSW-einfallenden Schieferungsflächen (Steiner et al., 1996). Ein untergeordnetes weiteres Kluftsystem fällt mit ca. $65°$ gegen Südwesten ein. Diese Gefügeverhältnisse beschreiben auch die Geometrie des Felsriegels der Sphinx.

5.2 Station Eigerwand

Autochtone Malmkalke (Hochgebirgskalk) sind die Gesteine, welche den Eiger aufbauen. Die Gipfelgneise der Jungfrau und des Mönchs sind beim Eiger nur auf der Südseite beim Eigerjoch aufgeschlossen. Die Hochgebirgskalke bei der Bahnstation Eigerwand sind relativ massig und kompakt. Senkrechte, WSW-streichende Klüfte führen in der Eigernordwand zu wandparallelen Ablösungen von Felsplatten und zu Stabilitätsproblemen bei der Bahnstation Eigerwand.

5.3 Jungfrau-Ostgrat

Am Ostgrat der Jungfrau sind die von Collet and Paréjas (1931) als Jungfraugranit bezeichneten Gesteine aufgeschlossen (Abb. 5.3). Aus heutiger Sicht handelt es sich dabei um einen überschobenen Teil der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Kristallinzone. Graugrünliche Chlorit-Serizitgneise sind hier vorherrschend. Die Schieferung fällt im Unterschied zum Jungfraujoch etwas steiler ($20° - 40°$) gegen Süden ein und beisst in die steinschlägige Nordwestflanke der Jungfrau aus. Verschiedene, interne Scherhorizonte, die wenig steiler als die Schieferung sind, fallen ebenfalls in südlicher Richtung ein. Offensichtlich wurden diese Lithologien intern stark deformiert und verschuppt. Wie am

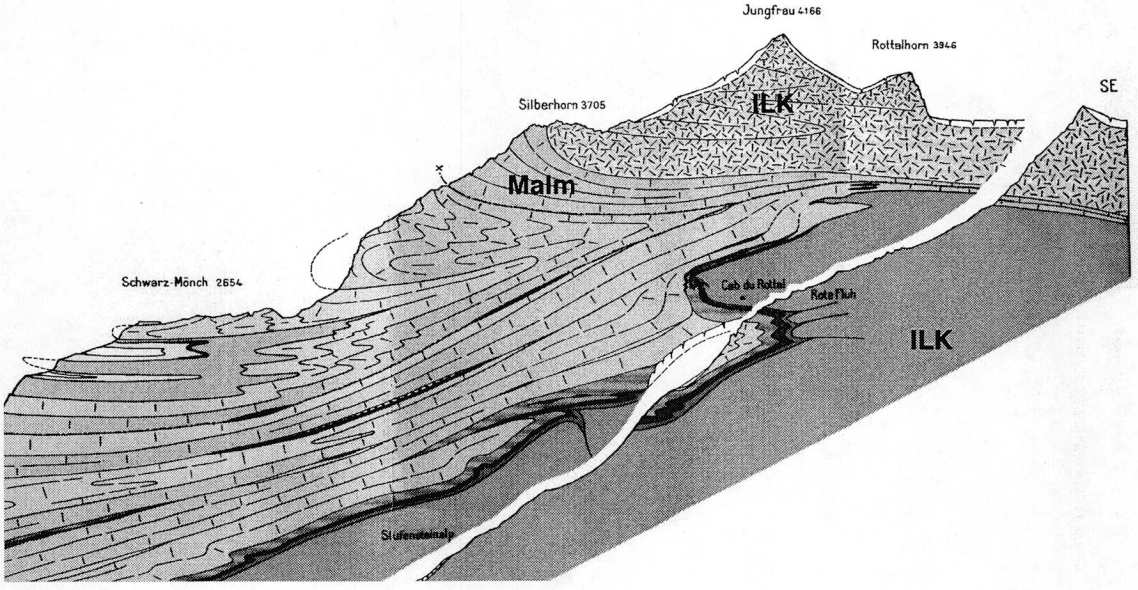


Abbildung 5.3: Geologischer Querschnitt durch die Jungfrau (aus Collet and Paréjas, 1931).

Jungfraujoch streicht das dominante Kluftsystem in nordöstlicher Richtung und steht subvertikal.

5.4 Konkordiaplatz

Der Konkordiaplatz liegt im Kontaktbereich der nördlichen Gneiszone (Altkristallin) mit dem zentralen Aaregranit (Steck, 1966; Labhart, 1977). Die Konkordiahütten stehen auf einem Felssporn des zentralen Aaregranits. Im ersten ausgeprägten Couloir nach dem Fülberg (südöstlich der Konkordiahütten) verläuft ein Intrusivkontakt zum Altkristallin. Die Felsen im Süden des Konkordiaplatzes (beim Vierten Dreieck) und nördlich des Grüneggfirns gehören ebenfalls zum Zentralen Aaregranit. Die Granite sind hier leukokrat, massig und leicht geschiefert. Die Schieferung verläuft parallel zum alpinen Streichen in ENE-Richtung und fällt senkrecht bis steil gegen Süden ein. Von den Konkordiahütten verläuft ein kleines Couloir in westlicher Richtung. Die Felsen nördlich dieser Runse sind im allgemeinen stärker verschiefert. Diese Schieferung sowie ein steilstehendes, nordstreichendes Kluftsystem sind mitverantwortlich für den örtlich erhöhten Steinschlag (GEOTEST and VAW, 1993).

Kapitel 6

Datenerhebung

Die wichtigste Grundlage dieser Arbeit bilden Deformations- und Temperaturmessungen in Felswänden im Hochgebirge. Eine grosse Anzahl von Sensoren ist in Bohrlöchern durch die Firma GEOTEST im Auftrag der Jungfraubahn für die Überwachung von Bauten eingesetzt worden. Ergänzende Untersuchungen sind am Ostgrat der Jungfrau und am Konkordiaplatz durchgeführt worden. Die Messresultate lassen verschiedene Rückschlüsse auf die Dynamik gefrorener Felswände zu.

6.1 Installationen Jungfraubahn (GEOTEST)

Das dauernd gefrorene Gebirge am Jungfraujoch ist schon während des Baus der Jungfraubahn um die Jahrhundertwende als sensibler Baugrund erkannt worden. Bei den ersten Bauwerken wurden zwar noch keine detaillierten Überwachungsmessungen durchgeführt, auf die extremen Umgebungsbedingungen wurde aber bereits damals Rücksicht genommen. So ist beispielsweise die Forschungsstation hinterlüftet worden, um die thermische Störung des Untergrundes möglichst zu vermeiden.

Auch bei allen weiteren Bauwerken mussten die speziellen Bedingungen des Baugrunds berücksichtigt werden. Im Unterschied zu den früheren Bauten werden heute bereits in der Projektierungsphase felsmechanische und thermische Überwachungsmessungen durchgeführt. Anhand dieser Messungen können bauliche Änderungen aufgrund der beobachteten Störungen vorgenommen werden. Bei der Erstellung des neuen Berghauses im Jahre 1987 wurden die Messsensoren noch von Hand abgelesen, beim jüngsten Bauwerk (der Sphinxerweiterung) konnte eine automatisierte Datenerhebung installiert werden. Eine Grundlage für die folgenden Ausführungen bilden eine Anzahl unpublizierter geologischer Gutachten der Firma GEOTEST(1982–1994).

6.1.1 Berghaus, Bahnhoferweiterung

Das alte Berghotel ist am 21. Oktober 1972 ein Opfer der Flammen geworden. Unmittelbar danach begannen die Planungs- und Projektarbeiten für ein neues Berghaus am Jungfraujoch. Ursrünglich war ein Aussichtsrestaurant oberhalb des Bahnhofs auf dem

Tabelle 6.1: Felsmechanische Kennwerte aus Bohrung Sphinxgrat 1981

Gesteinstyp	**Dichte** ρ [t m^{-3}]	**Wärme-Ausdehnungs-koeffizient** α [°C^{-1}]	**Druck-festigkeit** [MPa]	**Reibungs-winkel** Φ [°]
Kalk	2.72	13.2×10^{-6}	130 – 220	38
granitoider Gneis	2.78	9.5×10^{-6}	65 – 80	38

Sphinxgrat vorgesehen. Der Sphinxgrat ist ein Felsgrat mit einer maximal 15 m mächtigen Gratvergletscherung.

Umfangreiche geologische und glaziologische Vorabklärungen mussten für dieses Gratrestaurant *(Projekt "Kristall")* durchgeführt werden. So wurde das geplante Gebäude auf die Kriechdrücke der sich defomierenden Eiskappe dimensioniert und die Permafrostverhältnisse im darunterliegenden Gebirgsgrat mussten untersucht werden (VAW, 1982).

Die Mächtigkeit der Eiskappe wurde mit 34 thermischen Eisbohrungen bestimmt. Die Kriechdrücke der deformierenden Eiskappe auf den projektierten Liftschacht sind mit Modellrechnungen berechnet worden (VAW, 1982). Die Modellparameter wurden an einer Anzahl Pegelmessungen geeicht.

Mit einer im Mai 1981 ausgeführten Sondierbohrung durch die Eiskappe und das darunter folgenden Gebirge wurden die Permafrostverhältnisse abgeklärt (VAW, 1982). Im 70 m tiefen Bohrloch sind Temperaturmessungen und eine Neutron-Neutronsondierung durchgeführt worden. Anhand der Neutron-Neutronsondierung lässt sich der Wasserstoffgehalt und zusammen mit den Temperaturmessungen der Eisgehalt im Gebirge abschätzten. Mitte Mai, Ende August und Anfangs November 1981 wurden die Bohrlochtemperaturen im 10 m-Tiefenintervall gemessen. Für die vorliegende Arbeit war die Wiederaufnahme der Temperaturmessungen im bereits 17 jährigen Bohrloch vorgesehen. Leider wurde das Bohrloch seinerzeit zuwenig gut gesichert. Das Metallrohr, welches ursprünglich aus der Eiskappe hinausragte, konnte nicht mehr gefunden werden. Die Resultate der Sondierbohrung von 1981 mit einer Interpretation der Isothermen sind in Abbildung 6.1 zusammengefasst. Die rasche Temperaturzunahme mit der Tiefe ergibt enorm hohe, vertikale Wärmeflusswerte. Sie wurden mit der thermischen Störung durch des Bahnhof erklärt. Die seinerzeit verwendete Neutron-Neutronsonde war für Felsuntersuchungen nur begrenzt geeignet (VAW, 1982). Eisgehalte von 10–20% in den obersten ca. 12 m Gneis sind aus heutiger Sicht eher überbewertet. Im stark verkarsteten und zerklüfteten Kalk waren während den Bohrarbeiten verschiedentlich grosse Spühlwasserverluste zu beobachten.

Die petrographische Analyse der Bohrkerne hat die GEOTEST vorgenommen. Einige felsmechanische Kennwerte sind im Labor der Firma Terrexpert, Bern bestimmt worden (Tab. 6.1). Aufgrund dieser Analysen haben die Kalke eine deutlich grössere uniaxiale Druckfestigkeit als die Gneise.

Das Projekt "Kristall" wurde von Natur- und Umweltschutzkreisen stark bekämpft. Es liess sich in der Folge nicht realisieren. Für das schliesslich erstellte Berghaus waren umfangreiche Untersuchungen und Überwachungsmessungen notwendig (Keusen and Amiguet, 1987).

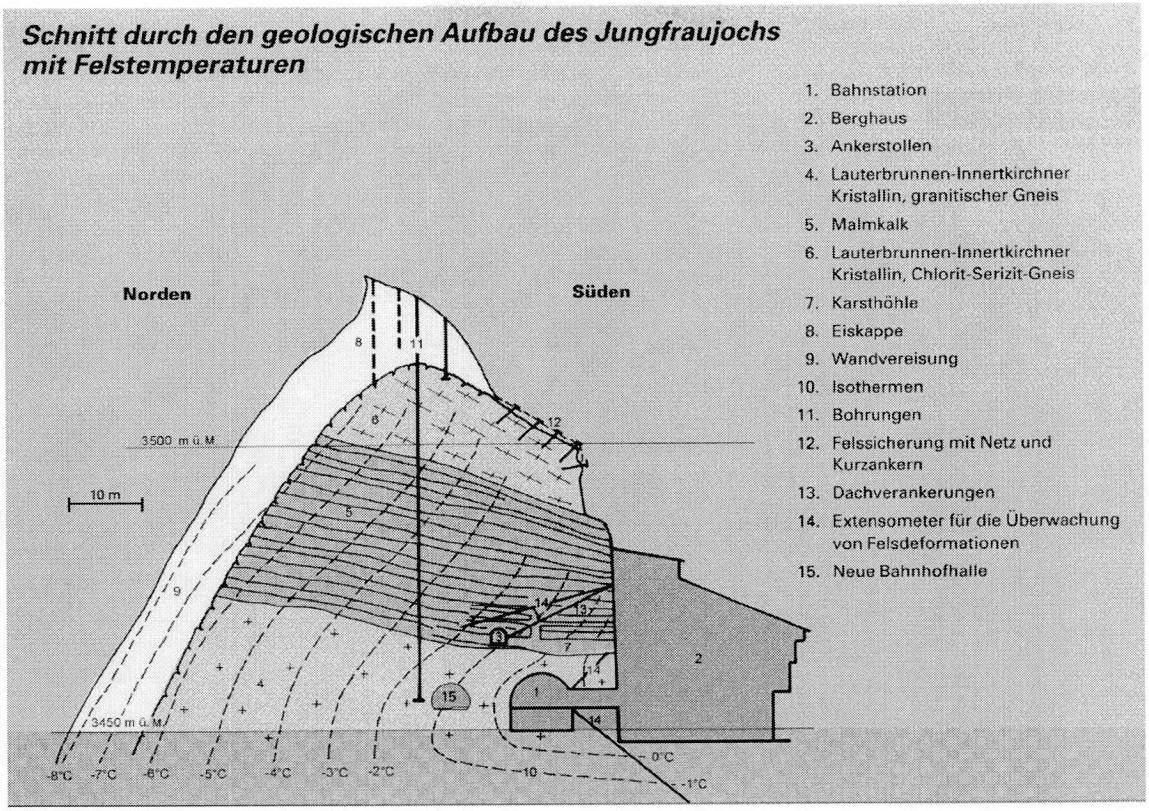


Abbildung 6.1: Geologisches Profil durch den Sphinxgrat. Die Isothermen wurden anhand der Temperaturmessungen von 1981 hineininterpretiert.

Zum thermischen Schutz des Untergrundes wurde das Berghaus vom Gebirge abgetrennt errichtet. Der Steinschlag aus der südexponierten Felswand richtete bereits beim alten Berghaus verschiedentlich Schäden an. Im Gebirge über dem Berghaus waren deshalb umfangreiche Felssicherungsarbeiten mit systematischer Verankerung von Drahtseilnetzen notwendig. Das Dach des Berghauses ist in einem Stollen verankert, der teilweise mit dem Karsthöhlensystem zusammenfällt. Im Unterschied zu den konventionellen Injektionsankern wird mit einer deratigen Verankerung keine Abbindewärme durch das Injektionsgut freigesetzt. Eisgefüllte Klüfte hätten das Eindringen des Injektionsgutes verhindert und wären bei der anschliessenden Erwärmung beim Abbinden unkontrolliert aufgetaut. Deformationen, hervorgerufen durch Spannungsumlagerungen aufgrund des grossen Felsabtrags, wurden mit verschiedenen Messungen überwacht. In den Stollen und in der Bahnhofhalle wurden die Konvergenzen gemessen. Im Gebirgsbereich zwischen der Baugrube und der Bahnhofhalle sowie parallel zu den Gebirgsankern sind in fünf Bohrlöchern Mehrfachextensometer und insgesamt acht Thermistoren eingebaut. Damit wurden thermisch bedingte Deformationen überwacht. Von den 23 Gebirgsankern sind sechs mit elektrischen Kraftmessdosen bestückt. Während der Bauarbeiten wurden die Messsensoren ein- bis zweimal monatlich und anschliessend jährlich abgelesen.

Im Zusammenhang mit dem Bau einer neuen, zweiten Bahnhofhalle (1990-1992) wurden die Messsensoren des Berghauses erneut vermehrt abgelesen. Zusätzliche Konvergenzmessstrecken, fünf weitere Extensometer sowie Erschütterungsmessungen während den Sprengarbeiten gehörten in der Bauphase zum erweiterten felsmechanischen Überwachungsdispositiv.

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung sind alle Thermistoren, welche zur Überwachung der Bauarbeiten am Berghaus eingesetzt wurden, erneut abgelesen worden. Bei den Einzelmessungen am 10. Januar, 9. Februar und 7. Juni 1995 lagen die Felstemperaturen durchwegs zwischen $+2°$ und $+6.5°C$. Saisonale Temperaturvariationen konnten zu den drei Ablesezeitpunkten nicht erkannt werden. Auf eine definitive Wiederaufnahme der Thermistor- und Extensometermessungen wurde deshalb verzichtet.

6.1.2 Eigerwand

Nach der Vergrösserung der Station Eigerwand wurden Deformationen auf dem wandparallelen Kluftsystem beobachtet. Aufgrund dieser stabilitätsmässig ungünstigen Situation musste im Jahre 1988 eine Sanierung ins Auge gefasst werden. Um ein Ausknicken der Pfeiler zwischen den Aussichtsfenstern zu verhindern wurden diese ummantelt und zusammengebunden. Zur Analyse des Deformationsverhaltens wurden verschiedene Kernbohrungen durch die Pfeiler und ins Gebirgsgewölbe ausgeführt.

Die beiden Bohrungen in das Gewölbe der Station sind je ca. 25 m lang und enden in der Nähe der Felsoberfläche. In den Bohrlöchern sind Zweifachextensometer und je zwei Thermistoren eingebaut worden. Die vier Thermistoren wurden zwischen Ende August 1987 und Mitte Januar 1989 in unregelmässigen Zeitabständen insgesamt 37 mal abgelesen.

Die Messungen der Felstemperaturen sind im Zusammenhang mit den hier vorliegenden Untersuchungen wieder aufgenommen worden. Zwischen Januar 1995 und März 1996 wurden vier Handablesungen durchgeführt, danach hat ein Angestellter der Jungfraubahnen die Temperaturen wöchentlich abgelesen.

6.1.3 Sphinxausbau

Das Sphinxobservatorium befindet sich auf einem schmalen Gebirgsgrat 120 m über der Bahnstation Jungfraujoch. Von der Terrasse der Sphinx geniesst der Besucher nicht nur die Aussicht gegen Süden, sondern auch gegen das nördliche Mittelland. Die Sphinxterrasse wurde wegen diesem Rundblick immer öfters von Besuchern aufgesucht. Die alte Liftanlage aus den 30er Jahren kam dadurch an die Grenze der Transportkapazität und ein Ausbau der Sphinx (1993-1996) wurde notwendig (Abb. 6.2).

Das heute realisierte Ausbauprojekt umfasst neben einer Erweiterung der Forschungsstation und der Aussichtsterrasse einen zweigeschossigen Wintergarten, einen Erschliessungsschacht und eine 95 m lange Doppellift-Anlage in einem Schacht mit einem Durchmesser von 6.5 m (Steiner et al., 1996). Zu Beginn der Bauarbeiten für die Aussichtsterrasse wurde ein Schutzhaus um die künftige Baustelle errichtet. Dadurch mussten die Bauarbeiten während Schlechtwetterphasen nicht eingestellt werden. Diese mit Holz verkleidete Stahlkonstruktion war für grosse Windstärken (260 km/h) und tiefe Temperaturen (bis $-35°C$) dimensioniert.

Der Aushub des Lift- und des Erschliessungsschachts im schmalen Gebirgsgrat machten eine detaillierte felsmechanische und thermische Überwachung des sensiblen, gefrorenen

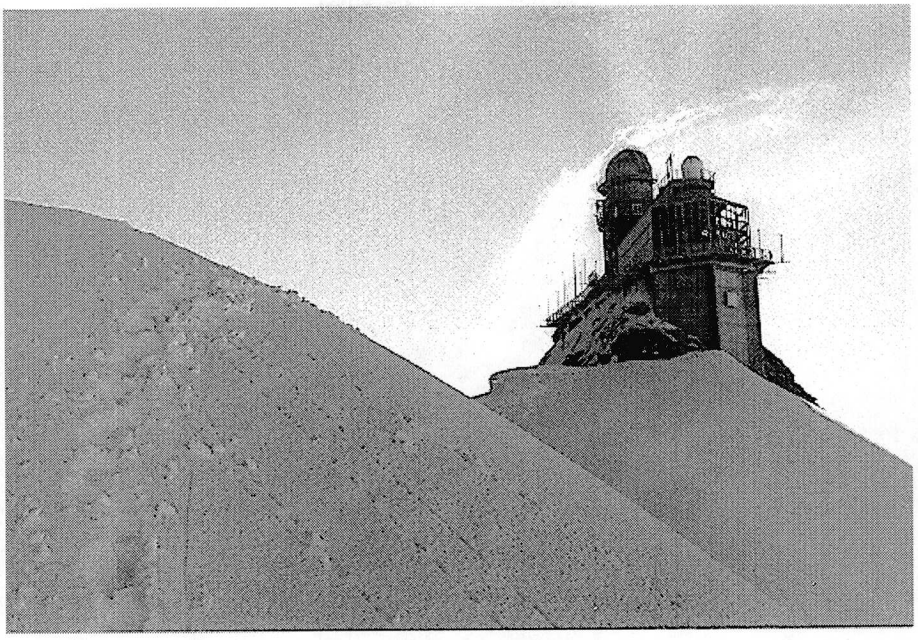


Abbildung 6.2: Das Sphinxterrasse wurde zwischen 1993 und 1996 ausgebaut.

Tabelle 6.2: Gefüge des Bohrkerns der Sphinxbohrung Rb 88.01 (aus Steiner et al., 1996)

Struktur	**Fallazimut**	**Fallen**	**Kommentar**
Kluft K1	135°	90°	penetrativ, z.T. eisgefüllt
Kluft K2	225°	65°	untergeordnet
Schieferung S_1	200°	15° bis 25°	unregelmässig, leicht gewellt

Baugrunds notwendig. Das Verhalten des Gebirges bei einer derartigen Belastung konnte zu Beginn der Bauarbeiten nur abgeschätzt werden. Während der Konstruktionsarbeiten konnte dank der Überwachungsmessungen die Dimensionierung des Gebäudefundaments an die beobachteten Deformationen angepasst werden (Steiner et al., 1996).

6.1.3.1 Vorabklärungen

Die geologischen und felsmechanischen Vorabklärungen begannen 1988 mit dem Abteufen einer 80 m langen Kernbohrung (Rb 88.01, Abb. 6.3) neben dem alten Sphinxgebäude. Die Bohrkernanalyse bestätigte den bereits bekannten geologischen Aufbau des Sphinxgrats (Kapitel 5.1, Seite 21). Granitoide Gneise sind von stark verschieferten Malmkalken überlagert und an der Gratoberfläche stehen Chlorit-Serizitgneise an. Die Gefügeverhältnisse (siehe auch Seite 21) sind in Tabelle 6.2 zusammengefasst.

Die Auflockerung und damit die Gebirgsqualität im Grossverband wird bei Bohrkernen anhand der Kluftdichte oder des RQD-Indexes (Rock-Quality-Designation) beschrieben. Der RQD-Index ist die Summe der Bohrkernstücklängen, welche grösser als 10 cm sind pro beobachtete Kernlänge. Er wird in Prozenten ausgedrückt (Prinz, 1991; Moser, 1986).

Tabelle 6.3: Felsmechanische Kennwerte aus der Bohrung Sphinx 1988

Gesteinstyp	Druckfestigkeit uniaxial [MPa]	Zugfestigkeit Brazilianer / Point Load Test [MPa]		Cerchar Abrasivitäts-index	Bemerkungen
Chlorizit-Serizitgneis	97.0 ± 16.5 111.0 ± 16.0	16.4 ± 1.4 12.0 ± 0.9	8.0 ± 0.7 5.0 ± 0.6	2.6 ± 0.8	⊥ zur Schieferung ∥ zur Schieferung
Kalk	keine Daten 56.5 ± 9.0	20.9 ± 1.9 4.3 ± 0.8	5.5 ± 0.7 0.9 ± 0.3	1.0 ± 0.1	⊥ zur Schieferung ∥ zur Schieferung
granitoider Gneis	109.5 ± 18.0 83.5 ± 4.0	8.7 ± 0.8 4.3 ± 2.1	5.4 ± 0.9 2.7 ± 0.4	3.2 ± 0.6	⊥ zur Schieferung ∥ zur Schieferung

Die obersten 4 m der Vertikalbohrung sind stark verwittert und aufgelockert, der RQD-Wert ist dementsprechend tief. Die darunter folgenden Gesteine sind mit Ausnahme der Malmkalke durchwegs von besserer Qualität. In den Kalken ist der RQD-Index wiederum tief (10%–50%). Bei den Bohrarbeiten traten in den Kalken grosse Spühlwasserverluste ein.

Die felsmechanischen Gebirgseigenschaften (im Grossverband) können auch anhand seismischer Messungen der elastischen Eigenschaften des Untergrunds bestimmt werden. Eine seismische Durchschallung des Sphinxgrats wurde von Knecht und Süsstrunk (1956)[1] vorgenommen und in einem internen Bericht festgehalten. Dafür wurden Geophone im Liftschacht, auf der Sphinx, im Bahntunnel und im Sphinxstollen angebracht. Die Sprengpunkte befanden sich in den nord- und südexponierten Felswänden. Mit Ausnahme einer stark verwitterten, oberflächennahen Zone im Süden der Sphinx sind die seismischen Geschwindigkeiten hoch (zwischen 4.2 und 4.5 km s^{-1}). Aus den P- und S-Wellengeschwindigkeiten wurden die Elastizitätsmoduli berechnet. Sie betragen bei den kristallinen Gesteinen ca. 39'000 MPa und im Kalk ca. 45'000 MPa.

Die Bohrkerne der Bohrung von 1988 (Rb 88.01) wurden im Labor der GEOTEST ausgewertet. Gesteinsdünnschliffe der verschiedenen Lithologien wurden mit dem Polarisationsmikroskop petrographisch analysiert. Zudem wurden weitere felsmechanische Kennwerte der einzelnen Lithologien bestimmt (Tab. 6.3).

Zur Überwachung der Deformationen und der Felstemperaturen wurde das Bohrloch mit verschiedenen Sensoren ausgerüstet. Thermistoren (PT 100) sind in 79.2 m, 64.2 m, 49.95 m, 34.5 m, 19.55 m, 14.45 m, 9.2 m und 4.55 m Tiefe installiert. Mit einem Slope-Indikator Messgerät lässt sich die Neigung entlang der Bohrlochachse bestimmen. Die Genauigkeit dieser Messmethode bewegt sich im Bereich von ca. ±0.25°. Ausserhalb des Inklinometerrohrs wurden in Abständen von einem Meter Metallringe im Gebirge verankert. Bei axialen Bohrlochdeformationen verschieben sich die Metallringe gegeneinander. Mit einem Inkremental-Extensometer (Inkrex) lassen sich die axialen Gebirgsverschiebungen mit einer Messgenauigkeit von ca. ±0.1 mm messen.

Unglücklicherweise wurde das Inklinometerrohr beim Versetzen im unteren Bereich verletzt. Die nachträgliche Zementinjektion hatte das Messrohr unterhalb der Tiefe von 55 m

[1] leider liegen von diesem Gutachten nur einzelne Auszüge vor, weshalb diese Arbeit nicht korrekt zitiert werden kann.

gefüllt. Neigungs- und Deformationsmessungen sind wegen dieses Missgeschicks nur noch im oberen Bohrloch möglich.

Die Sensoren im Bohrloch Rb 88.01 werden wöchentlich von Hand abgelesen. Zwischen den einzelnen Inklinometer- und Inkremental-Extensometermessungen liegen mehrere Monate. Aufgrund der groben zeitlichen Auflösung und der relativ geringen Messgenauigkeit der beweglichen Sensoren sind die Messwerte nicht interpretierbar. Im Kapitel 7.1 Seite 43 werden deshalb nur noch die Temperaturmessungen aus dem Bohrloch Rb 88.01 analysiert.

6.1.3.2 Überwachung der Bauaktivitäten

Bevor mit den eigentlichen Konstruktionsarbeiten begonnen wurde, waren im November 1992 aus dem Kellergeschoss des bestehenden Sphinxgebäudes vier Sondierbohrungen gegen die Felsoberflächen im Norden und Süden des Sphinxgrats ausgeführt worden (SB 1 – SB 4, Abb. 6.3). Diese Bohrlöcher sind mit Thermistoren und Mehrfachextensometern ausgerüstet.

Während des Felsabtrages wurden die geologischen Strukturen kartiert. Auf dem penetrativen Kluftsystem (K1) beobachtete der Geologe verschiedene eisgefüllte Spalten, die Öffnungen bis zu ca. 10 cm aufwiesen. Eine derartige, senkrecht stehende Kluft querte den neuen Liftschacht axial. Diese stabilitätsmässig ungünstige Voraussetzung machte zusätzliche Überwachungsmessungen notwendig. Vier weitere Bohrungen wurden veranlasst. Diese wurden mit Mehrfachextensometern und vereinzelt auch mit Thermistoren ausgerüstet. Die Bohrungen befinden sich unterhalb des Fundaments des Anbaus. Sie verlaufen in horizontaler bis leicht geneigter Richtung (SB 10 - SB 13). Die Extensometer-Fixpunkte wurden derart angeordnet, dass die eisgefüllten Hauptklüfte gut überwacht werden können. In einer weiteren Vertikalbohrung (Rb 94.01) wurden ein fixes Inklinometer und drei Thermistoren (10 m, 20 m, 30 m Tiefe) installiert (Abb. 6.3).

Mit Ausnahme der Sensoren in Rb 88.01 sind alle Messgeräte mit einer zentralen Dataloggerstation verbunden. Die Loggerstation misst und registriert die Felstemperaturen und Gebirgsdeformationen, sie kann über das Telefonnetz von der GEOTEST aus gesteuert und abgefragt werden. Ein derartiges (on line) Überwachungssystem erlaubt ein sofortiges Eingreifen bei problematischen Felsbewegungen.

6.1.4 Felssturz alter Sphinxausgang

Im Frühjahr 1990 wurden im Bereich des alten Sphinxausgangs Risse im Fels beobachtet. In einem geologischen Gutachten beschreiben die GEOTEST eine labile Felsplatte aus granitoiden Gneisen.

Der alte Sphinxausgang befindet sich unterhalb des Genferobservatoriums, welches auf einem kleinen Felsvorsprung steht. Bis im Sommer 1991 befand sich dazwischen ein mehrere Meter mächtiger, ca. 30 m hoher und 30 m breiter, ausladender Überhang. Einzelne, steilstehende, wandparallele Klüfte unterschnitten diese Felspartie, die deshalb abzustürzen drohte. Der labile Wandbereich war mit Kurzankern unbekannter Länge und Festigkeit vernagelt. Aus zwei deutlich geöffneten Klüften trat im Sommer jeweils Wasser aus.

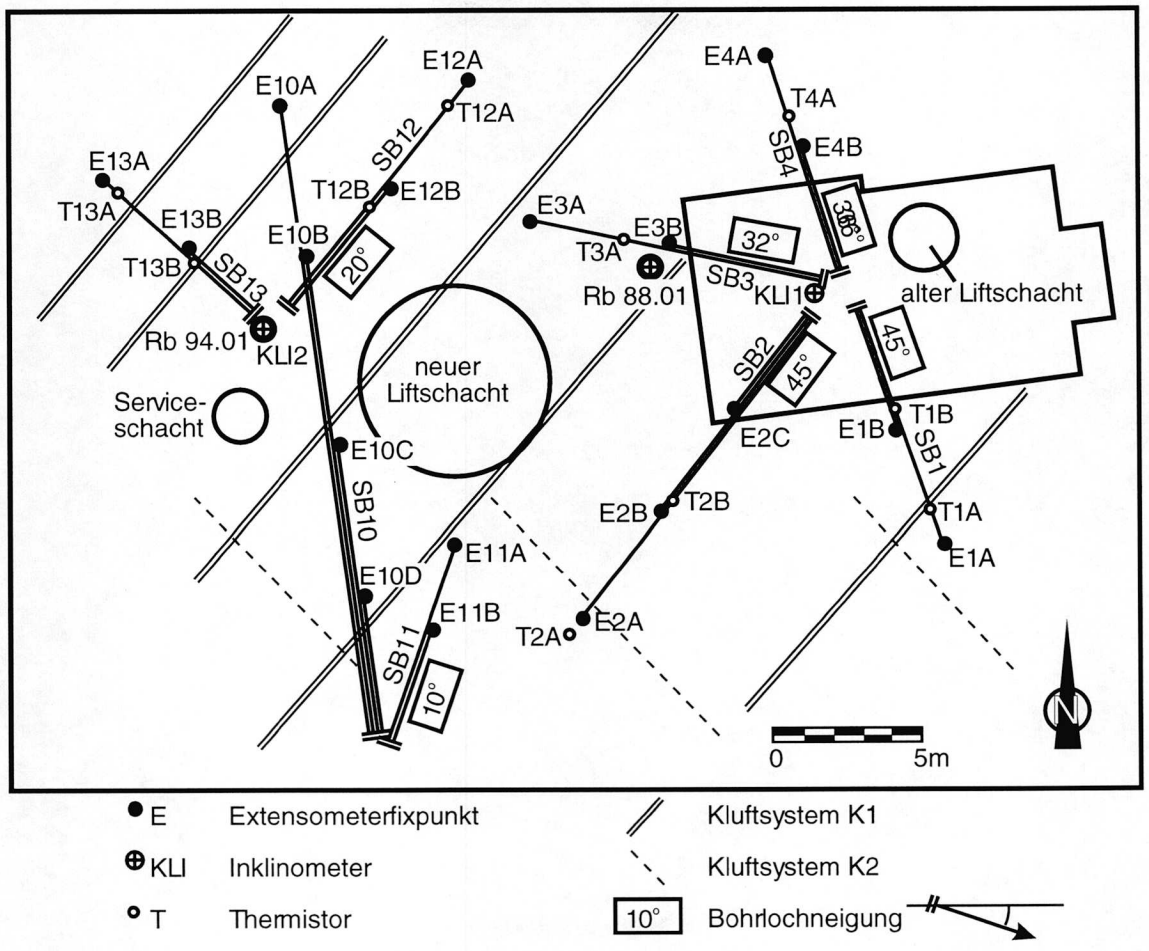


Abbildung 6.3: Überwachungsdispositiv Sphinxerweiterung (nach Steiner et al., 1996). Die Sondierbohrungen SB 1 – SB 4 wurden aus dem Keller des alten Sphinxgebäudes ausgeführt. SB 10 – SB 13 wurden im Anschluss an die Aushubarbeiten auf dem Sphinxgrat erstellt.

Es handelte sich dabei um das Schmelzwasser des Schnees, welches im Winter auf der Felsterrasse beim Genferobservatorium akkumulierte.

Anfänglich sind Kluftöffnungen im Stollen beobachtet und periodisch gemessen worden. Nicht abklingende Öffnungen auf diesen Klüften sowie an Siegeln an der Felsoberfläche gaben den Anlass zur Installation von Extensometern. Anfangs Juni 1991 installierte man zwei die fraglichen Klüfte querende Extensometer, welche mit elektronischen Messköpfen ausgerüstet wurden. Dazu wurden im oberen Bereich der instabilen Platte zwei ca. 3.5 m tiefe Löcher gebohrt. Die Hauptkluft erwies sich als eine ca. 10–20 cm mächtige, wasserführende Schwächezone. Im Sphinxstollen konnten die Verschiebungen der Extensometer mit einer Genauigkeit von $\pm 0,01$ mm abgelesen werden.

Die Steinschlaggefährdung beim alten Sphinxausgang war bekannt bevor sich ein Felssturz deutlich angekündigt hatte. Aus diesem Grund wurde ein neuer Stollen geplant und dessen Bau in Angriff genommen. Als anfangs August 1991 die Deformationen an den Extensometern deutlich zunahmen, wurde der alte Ausgang am 8.August 1991 geschlossen. Drei Wochen später eröffnete die Jungfraubahn den neuen Sphinxausgang. Zu die-

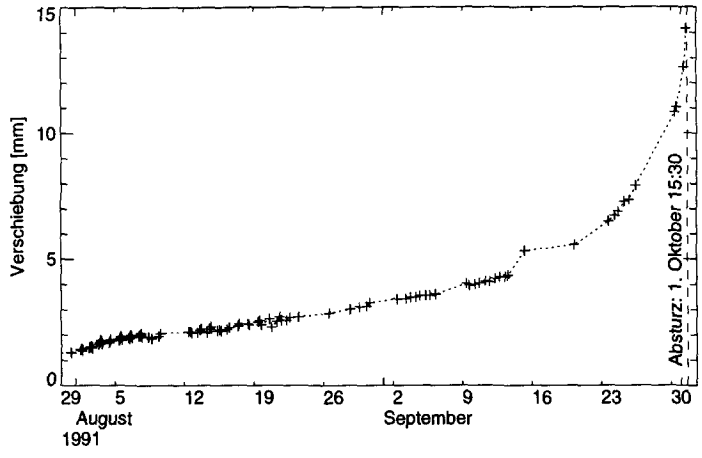


Abbildung 6.4: Progressive Zunahme der Deformationen vor dem Felssturz am Sphinxgrat.

sem Zeitpunkt beobachtete man vor allem am westlichen Extensometer sich deutlich beschleunigende Deformationen (Abb. 6.4). Am 1. Oktober 1991 um 15:30 h stürzte die ca. 5000 m^3 grosse Felsmasse auf den Gletscher. Seit diesem Absturz ist die Steinschlaggefahr beim alten Sphinxausgang deutlich angestiegen, da der früher teilweise schützende Überhang fehlt.

Die progressiven Deformationen, die mit einem Extensometer gemessen wurden, sind in Abbildung 6.4 dargestellt. Der Zeitpunkt des Felsabsturzes kann aufgrund dieser Messungen mit einer geeigneten Extrapolation mehrere Wochen im Voraus geschätzt werden. A. Flotron (Röthlisberger, 1981) hat bei einem Eissturz am Weisshorn (VS) dafür eine Hyperbelfunktion verwendet. In der Folge untersuchte Iken (1977) das Bruchverhalten von Eis und konnte Flotron's empirische Beziehung theoretisch begründen.

6.2 Untersuchungen Jungfrau-Ostgrat

Die bisher beschriebenen Untersuchungen wurden zur Überwachung von Bauwerken der Jungfraubahn erhoben. Die Messresultate werden durch die Bauten thermisch und mechanisch beeinflusst. Diese sehr interessanten Untersuchungen sollten mit Messungen in einem weniger gestörten Standort ähnlicher Höhe, Exposition und Lithologie verglichen werden.

Am Ostgrat der Jungfrau befindet sich auf 3'700 m ü.M. eine Richtstrahlstation (Abb. 6.5). Die Anlage ist mit dem Jungfraujoch durch einen 1 km langen Stollen erschlossen. Der Stollen verläuft auf einer Distanz von ca. 150 m durch die Sattelvergletscherung des Guggigletschers. Danach führt er unter der Mathildenspitze durch. Die Höhendifferenz zur Richtstrahlstation (ca. 250 m) wird mit einer Standseilbahn im Ostgrat der Jungfrau überwunden. Auf halber Höhe der Stollenbahn wurden während der Bauarbeiten im Norden und Süden Fenster zur Gratoberfläche ausgebrochen. Die Fenster befinden sich in einem thermisch gering gestörten Bereich und sind deshalb bestens für Vergleichsuntersuchungen geeignet.

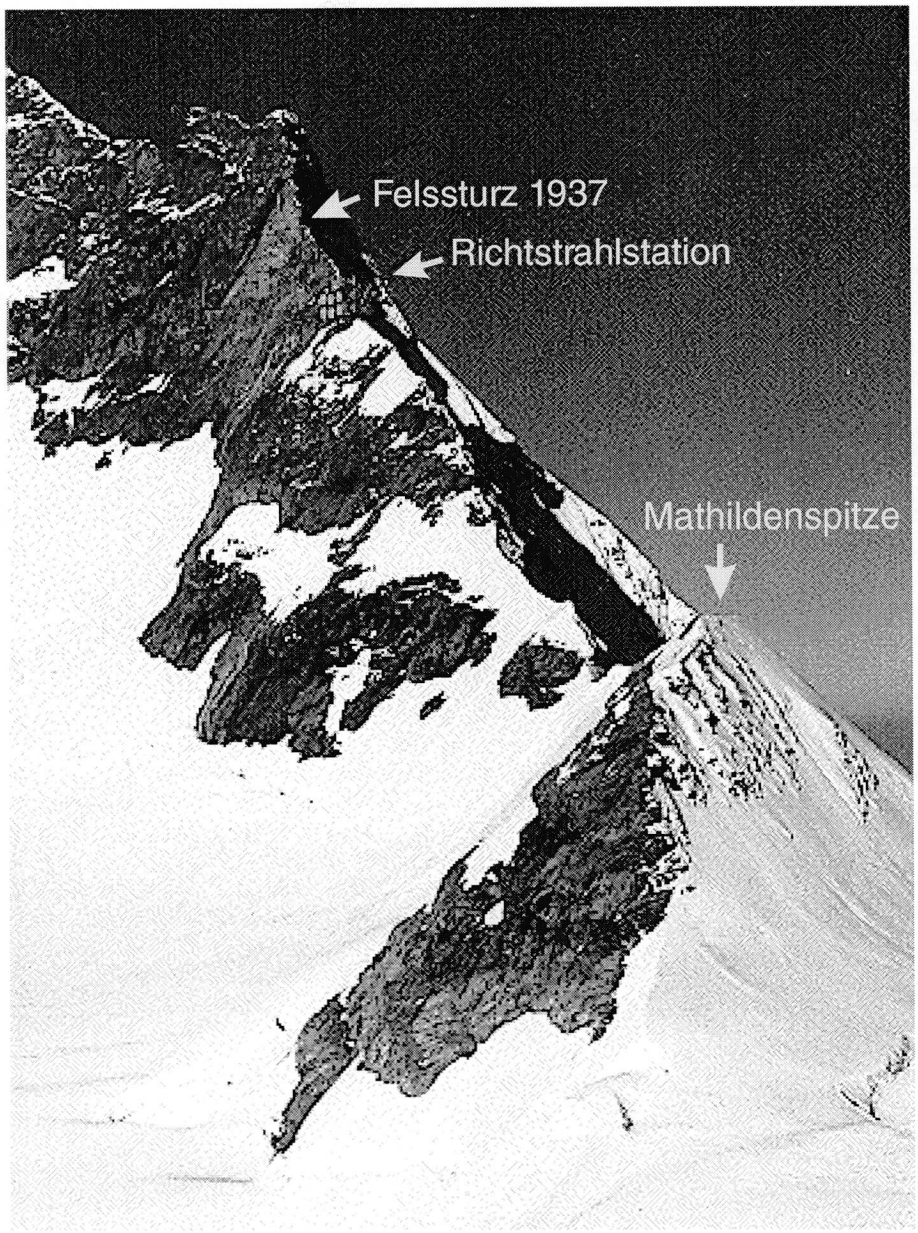


Abbildung 6.5: Blick vom Hotelfels (Jungfraujoch) auf den Jungfrau-Ostgrat. Im Bereich der Ausbruchnische des Felssturzes von 1937 ist die Felsoberfläche nur schwach angewittert und deshalb von hellerer Farbe. In den Felswänden unterhalb der Richtstrahlstation werden Deformations- und Temperaturmessungen durchgeführt.

6.2.1 Frühere Abklärungen

Vom Ostgrat der Jungfrau ereignete sich am 6. Oktober 1937 ein Felssturz mit einem Volumen von ca. 150'000 m^3 (Mercanton, 1938). Das Material löste sich in der Höhe von 3'800 m ü.M. und stürzte auf den Jungfraufirn ab. Möglicherweise haben die tiefgründige Frostverwitterung und das Ansteigen der Umgebungstemperatur seit dem Ende der Kleinen Eiszeit dieses Ereignis eingeleitet. Noch heute ist die Ausbruchnische von 1937 gut sichtbar (Abb. 6.5). Sie bildet einen Bereich geringerer Oberflächenverwitterung. Die Reichweite der Sturzmasse war vermutlich vergleichbar mit derjenigen von Eislawinen unter gleichen Bedingungen (Alean, 1984).

Während des Baus der Stollenanlage zwischen dem Jungfraujoch und der Richtstrahlstation am Jungfrau-Ostgrat, wurden im Bereich des Eistunnels umfangreiche glaziologische Studien durchgeführt. Das rheologische Verhalten von kaltem Firn und Eis wurde in speziell eingerichteten Querstollen erforscht (Nye, 1953; Haefeli and Brentani, 1955; Haefeli, 1963). Neben Grundlagenforschung wurden auch praktische, glaziologische Abklärungen durchgeführt. So ereigneten sich bereits während der Erstellung des Eistunnels im Oktober 1950 zwei gefährliche Wassereinbrüche. Als sich im Sommer 1958 aus der Wand des Querstollens erneut eine Wassertasche entleerte, wurden Prof. Haefeli, Dr. Müller (VAWE) sowie Dr. Vögtli (PTT Forschungs- und Versuchsanstalt) beauftragt, die Eiskappe und den Felsuntergrund genauer zu erkunden (Vögtli et al., 1959). Das Ziel der Abklärungen war, die Möglichkeit einer Verlegung des Stollens in den Felsuntergrund zu prüfen. Zur Bestimmung der "Mächtigkeit einer allfälligen Permafrostzone" wurde mit Eisbohrungen der Verlauf des Gletscherbetts bestimmt. In den Bohrlöchern wurden Temperaturmessungen am Felsbett sowie geoelektrische Tiefensondierungen durchgeführt. Die Temperaturen am Gletscherbett unterhalb des Stollens betrugen $-2.2°C$ und ca. 20 m südlich davon $-1.3°C$. Die geoelektrischen Abklärungen zeigten, dass der spezifische, elektrische Widerstand vermutlich weniger durch die Kälte als durch das Austrocknen der Gesteine erhöht wird. Eine ca. 18 m mächtige Gebirgsschicht unter dem Gletscher mit einem hohen spez. Widerstand von $\rho_a = 2\,\mathrm{M\Omega m}$ wurde als *"gefriergetrocknete" Permafrostschicht* interpretiert.

Der Eisstollen wird heute noch unterhalten. Dieser Bereich wurde nie in den Felsuntergrund verlegt. Wegen der Eisdeformation muss er regelmässig erneuert werden. Wassereinbrüche treten zeitweise ein. Der Autor wurde Mitte September 1997 Zeuge eines (kleineren) Ereignisses. Durch den Rückgang der Eisüberdeckung werden in Zukunft im Eisstollen vermehrt Probleme auftreten.

Anfangs der siebziger Jahre ist die Richtstrahlstation am Ostgrat der Jungfrau bereits einmal als Standort für Frostverwitterungsexperimente gewählt worden (Mathys, 1974a,b). Mathys (1974b) hatte während der Monate September 1972, Februar 1973 und Juni/Juli 1973 die Temperaturen in 1, 5, 10, 20 und 40 cm Felstiefe auf der Nord- und Südseite des Ostgrates gemessen. Die Felstemperaturen wurden mit den klimatischen Messungen der Messstation Jungfraujoch verglichen.

6.2.2 Messdispositiv

Für die vorliegende Arbeit werden am Ostgrat der Jungfrau in *zwei 20 m tiefen, neuen Bohrlöchern Daten über Gebirgsdeformation und Temperatur* erhoben. Dazu sind in unterschiedlichen Tiefen je sechs Deformations- und acht Temperatursensoren im Gebirge angebracht.

Die Bohrungen sind von Fensterstollen unterhalb der Richtstrahlstation gegen die Felsoberflächen der Nord- und der Südseite des Jungfrau-Ostgrates vorgetrieben worden. Der Bohrlochkopf ist im Berginnern, das Bohrlochende (20 m) ist in der Nähe der Felsoberfläche.

6.2.2.1 Datenerfassung und Datentransfer

Ein programmierbarer Datalogger vom Typ CR10 (Campbell Scientific Inc.) steuert das Messdispositiv, misst und speichert die Resultate. Eine Steuerleitung führt zu den beiden Multiplexerstationen (Typ AM416 Campbell Scientific Inc.), welche neben den Bohrlöchern installiert sind. Die Relais des Multiplexers sprechen die einzelnen Sensoren nacheinander an und senden die Messwerte über die Datenleitung zur Loggerstation zurück.

Der Datalogger ist über ein Modem (Campbell Scientific Inc.) mit dem Telefonnetz verbunden. Mit dem Arbeitsplatzrechner kann der Datalogger über die Telefonleitung von der ETH aus gesteuert werden. Es ist so jederzeit möglich, neue Messprogramme an den Datalogger zu senden, die Messwerte auszulesen oder eine Funktionskontrolle durchzuführen.

6.2.2.2 Überspannungsschutz

Die beiden Bohrlöcher am Ostgrat der Jungfrau enden in der Nähe der Felsoberfläche. In den Bohrlöchern befinden sich sensible Messsensoren, welche über elektrische Leiter mit den Multiplexerstationen und der Dataloggerstation verbunden sind. Blitzeinschläge in Berggrate sind im Hochgebirge im Spätsommer häufig zu beobachten. Würde ein Blitz in der Nähe eines Messsensors einschlagen, wäre die ganze Messeinrichtung einer starken Überspannung ausgesetzt. Die Messinstallation würde dadurch zerstört.

Um dieses Risiko zu verringern, wurde in Zusammenarbeit mit der Elektronikwerkstatt der VAW und der Firma *meteolabor ag* ein aufwendiges Blitzschutzkonzept ausgearbeitet. So sind beispielsweise nur abgeschirmte Kabel zur Anwendung gekommen und sämtliche ankommenden und abgehenden Leitungen bei den Multiplexern und dem Datalogger werden über speziell dimensionierte Überspannungs-Schutzschaltungen geführt. Die Multiplexer und die Datalogerstation sind in einem geerdeten Metallgehäuse (Faradaykäfig) zusätzlich geschützt. Diese Vorkehrungen bieten einen hohen Überspannungsschutz, ein Direkteinschlag würde vermutlich trotzdem zur Zerstörung einzelner Komponenten führen. Bis heute hat sich der Überspannungsschutz bewährt und die gesammte Installation arbeitet seit deren Installation störungsfrei.

6.2.3 Deformationsmessung

Die Gebirgsdeformationen werden mit Extensometern vom Typ Distofor der Firma Telemac SA (France) gemessen. Dieses erstmals in der Schweiz eingesetzte Mehrfach–Extensometer ist für Bohrlöcher kleinen Kalibers (hier 78 mm) besonders geeignet.

Im Gegensatz zu konventionellen Extensometern wird beim System Distofor nicht die Verschiebung von Stangen relativ zum Bohrlochkopf, sondern die Verschiebung des Gebirges relativ zu einer am Bohrlochende verankerten Stange gemessen. Mittels Zement-Injektion werden PVC Rohre, die teleskopartig miteinander verbunden sind, mit der Bohrlochwand fest verbunden. An vorgegebenen Stellen im Bohrloch sind Metallringe im Teleskopteil des Rohres eingegossen. Auf der Höhe der im Gebirge verankerten Metallringe sind auf der Extensometerstange die Messsensoren angebracht. Diese bestehen aus je

Tabelle 6.4: Technische Daten der am Jungfrau-Ostgrat eingesetzten Extensometer und Thermistorenketten

Felsoberfläche	Extensometer 1	20.0 m	–	19.5 m	Thermistor 1	20.2 m
∧	Extensometer 2	19.5 m	–	18.0 m	Thermistor 2	19.2 m
|	Extensometer 3	18.0 m	–	16.0 m	Thermistor 3	17.7 m
|	Extensometer 4	16.0 m	–	13.0 m	Thermistor 4	15.7 m
|	Extensometer 5	13.0 m	–	7.0 m	Thermistor 5	12.7 m
|					Thermistor 6	9.7 m
∨	Extensometer 6	7.0 m	–	3.0 m	Thermistor 7	6.7 m
Bohrlochkopf					Thermistor 8	2.7 m

zwei LC-Schwingkreisen. Bei Gebirgsdeformationen verschieben sich die einzelnen PVC Rohre gegeneinander. Die im Gebirge verankerten Metallringe verschieben sich dabei über die Spulen der Sensoren und verändern die Eigenfrequenzen der LC-Schwingkreise. Aus der Frequenzdifferenz kann mit hoher Präzision auf indirektem Weg die eigentliche Verschiebung berechnet werden.

6.2.3.1 Technische Daten

In jedem Bohrloch ist die Extensometerstange an der tiefsten Stelle (in der Nähe der Felsoberfläche) verankert. Am Ostgrat der Jungfrau kamen zwei Sechsfach-Extensometer zur Anwendung. Der Abstand der einzelnen Messsensoren nimmt von der Felsoberfläche gegen den Bohrlochkopf hin kontinuierlich zu. Die Sensoren sind auf den beiden Extensometerstangen gleich angeordnet. Die Messstrecken sind in Tabelle 6.4 zusammengestellt.

Die beiden LC-Schwingkreise der Induktivwegnehmer sind äusserst zeitstabil, so ist der Langzeitdrift des Kondensators (C) besser als $5.0 \times 10^{-4} a^{-1}$ des Nominalwertes. Die maximale Verschiebungsstrecke, welche ein Sensor mit ausreichender Genauigkeit zu messen vermag, beträgt 120 mm. Die Messauflösung des Systems liegt in diesem Bereich ca. 5 μm. Laut Bedienungsunterlagen ist die Messgenauigkeit eines Sensors ± 0.002 mm. Die vom Hersteller garantierte absolute Messgenauigkeit des ganzen Systems liegt im Bereich von ± 0.025 mm. Da neben den Deformationen auch die Felstemperaturen gemessen werden, kann die thermische Expansion der Extensometerstange bei der Auswertung mitberücksichtigt werden. Dadurch wird die Messgenauigkeit zusätzlich erhöht.

6.2.3.2 Berechnung der Deformation

Im Messbereich von ± 60 mm ist die Differenz der Schwingfrequenzen *f1* und *f2* der beiden LC-Schwingkreise in linearer Abhängigkeit zum Verschiebungweg Δl des metallischen Induktionsringes. Um die Verschiebung eines Metallrings über einen Sensor zu berechnen, muss zuerst eine Nullmessung durchgeführt werden. Die Verschiebung (Δl)

ergibt sich aus der Differenz der Frequenzdifferenzen zum Zeitpunkt der Nullmessung (t_0) und derjenigen zum Messzeitpunkt (t_m):

$$\Delta l = ((f1_0 - f2_0) - (f1_m - f2_m))\,\beta \tag{6.1}$$

wobei β ein charakteristischer Eichfaktor ist, der von der Firma Telemac SA werkseits bestimmt wurde.
Die Extensometerstangen sind aus einem Stahl mit einem thermischen Expansionskoeffizienten $\alpha_s = 12.0 \times 10^{-6}\ °C^{-1}$ gefertigt. Beträgt die Temperatur zum Zeitpunkt der Nullmessung T_0 so ist die thermische Längenänderung

$$\Delta l_T = l_0\,\Delta T\,\alpha_s, \tag{6.2}$$

wobei $\Delta T = T_m - T_0$ die Differenz zwischen der Mess- und der Installationstemperatur ist. Der Anfangsabstand zwischen zwei Sensoren beträgt l_0. Die natürliche (logarithmische) Deformation ε_{xx} beträgt

$$\varepsilon_{xx} = \ln\frac{l_1}{l_0} = \ln\frac{l_0 + \Delta l + \Delta l_T}{l_0}. \tag{6.3}$$

6.2.4 Temperaturmessung

Für die Temperaturmessungen am Ostgrat der Jungfrau werden NTC–Thermistoren (Negative Temperature Coefficient) verwendet. Thermistoren sind stark temperaturempfindliche elektrische Widerstände. Es wurden Mikro-Thermistoren vom Typ 111-103EAJ-H01 der Firma Fenwal Electronics Inc. eingesetzt. Diese in Glas eingegossenen elektrischen Widerstände versprechen eine ausgezeichnete Langzeitstabilität und eine schnelle Ansprechszeit. Der elektrische Widerstand (R) bei 25°C beträgt bei diesem Typus ca. 10'000 Ω. Die Grösse der Widerstände beträgt 0.5×0.35 mm und die beiden Platin-Iridum Drähte haben einen Durchmesser von lediglich 25 μm.

Die beiden Thermistorenketten wurden mit je acht Thermistoren bestückt. Der Abstand zwischen den einzelnen Thermistoren nimmt mit zunehmender Tiefe unter der Felsoberfläche zu (Tab. 6.4). Die Fertigung der beiden Thermistorenketten war mit grossem Aufwand verbunden, mussten die Mikro-Thermistoren doch mit Hilfe von Lupe und Pinzette angelötet werden. Bis heute haben sich mit Ausnahme der komplizierteren Fertigung keine Nachteile aus der Wahl dieses Thermistortypus ergeben.

6.2.4.1 Kalibrierung

Kalibriert wurden die Thermistorenketten im Kühlraum der VAW-Glaziologie. Dazu sind die Widerstandswerte der einzelnen Thermistoren mit dem Datalogger bei fünf verschiedenen Temperaturen (−16.4°, −11.1°, −5.6°, −0.07°, +2.5°C) in einem mit Frostschutzmittel versetzten Wasserbad erhoben worden. Die Temperatur des Wasserbads wurde jeweils während der Dauer von ca. 2 Stunden konstant gehalten. Dazu ist die Badtemperatur an vier verschiedenen Orten im Wasser mit einem geeichten, äusserst präzisen Temperaturmessgerät (Marke THERM, Typ. 2284-8) kontrolliert worden. Die absolute

Temperatur des Wasserbads kann mit THERM im Kalibrierungsbereich mit einer Genauigkeit von ± 0.03°C angegeben werden (Zertifikat vom 19. Juli 1996, Eidg. Amt für Messwesen, Wabern).

Mit NTC–Thermistoren wird ein elektrischer Widerstand R [Ω] gemessen, der mit Hilfe der Steinhart-Hart-Gleichung (6.4) in die Temperatur T [K] umgerechnet wird. Diese empirische Beziehung beschreibt die Temperaturabhängigkeit des elektrischen Widerstandes (Steinhart and Hart, 1968), wobei

$$T^{-1} = A_0 + A_1 \ln(R) + A_2 \ln^2(R) + A_3 \ln^3(R). \tag{6.4}$$

Bei der Kalibrierung wird häufig der Widerstand bei 0°C im Eis-Wasserbad bestimmt und die Kalibrierungskoeffizienten ($A_0 - A_3$) aus einem Datenblatt entnommen. Für die vorliegende Arbeit war eine höhere Präzision angestrebt. Deshalb wurde eine Kalibrierung bei fünf Referenztemperaturen durchgeführt und die Parameter A_0, A_1, A_2 und A_3 berechnet. Damit kann die absolute Temperatur im gesamten Messbereich mit einer Genauigkeit von ca. ± 0.05°C angegeben werden.

6.2.5 Installationsarbeiten

6.2.5.1 Vorabklärungen

Bevor mit den Bohrarbeiten begonnen werden konnte, musste der Verlauf der Felsoberfläche im Bereich der Bohrstelle bekannt sein. Eine Vermessung von der Terrasse der Richtstrahlstation war nicht möglich, da der Theodolit nicht ausreichend steil nach unten gerichtet werden konnte. Es musste somit vom Jungfraujoch aus vermessen werden. Während die Südseite des Ostgrats vom Jungfraujoch her gut sichtbar ist (Abb. 6.5), sind von der Nordseite nur einzelne, vorstehende Punkte sichtbar. In Zusammenarbeit mit Fritz Brawand, einem lokalen Bergführer, wurde in der exponierten und steinschlägigen Nordflanke der Vermessungsreflektor an verschiedene Felsvorsprüngen angehalten. Diese wenig genaue, aber hier einzig mögliche, terrestrische Vermessung diente zur Orientierung der Bohrlochachsen.

6.2.5.2 Bohrungen

Die beiden wassergespülten Kernbohrungen mit einem Durchmesser von 76 mm wurden im August 1995 von der Firma Stump Bohr AG erstellt.

Zu Beginn wurde die 15° aus der Horizontale einfallende Bohrung gegen die Südseite ausgeführt. Die gezogenen Kernstücke wurden markiert und in Kisten für den Abtransport verpackt. Die Bohrung verlief problemlos, bis in 19.3 m Tiefe ein totaler Spühlwasserverlust eintrat. Es konnte noch bis 20.2 m weitergebohrt werden, danach war der Bohrwiderstand weg. Die Inspektion der Gratoberfläche zeigte, dass im Bereich des Bohrloches ca. 1 m gefrorener Lockerschutt liegt. Eine Grabung brachte die Bohrkrone zutage. Zwischen 19.3 m und 20.2 m, dem Bereich wo die Spühlwasserverluste eintraten, ist das Gebirge stark zerrüttet (Abb. 6.6).



Abbildung 6.6: Jungfrau-Ostgrat Südseite. Stark zerrütteter Fels in Oberflächennähe und Bohrkrone.

Der Einbau der Thermistorenkette und des Extensometers war erschwert durch die Tatsache, dass ins Freie gebohrt worden war. Die PVC-Rohre mit der darauf befestigten Thermistorenkette mussten durch eine Zementinjektion im Bohrloch eingegossen werden. Damit das Injektionsgut nicht aus dem Bohrloch an die Gratoberfläche ausfloss, wurde versucht, das Bohrloch mit einer mit Putzfäden umwickelten Dachlatte von aussen zu verstopfen. Leider war entweder der Pfropfen zu wenig dicht, oder das Injektionsgut konnte in das Kluftsystem auslaufen. Nach dem erfolglosen injizieren von drei Säcken Zement, wurde das Injektionsgut durch Beigabe von Sägemehl verdickt. Diese Massnahme ermöglichte es schliesslich, die Messgeräte zu installiert.

Beim Bohren in der Nordseite stiess die Bohrequippe auf wesentlich härtere Gneise. Ab dem zweiten Bohrtag musste jeweils am Morgen das zugefrorene Bohrloch durch Spülwasser aufgetaut werden. Am dritten Bohrtag blockierte das Bohrgestänge in 14.15 m Tiefe. Das Kernrohr konnte zunächst mit der Stockwinde einen Meter zurückgezogen werden, danach verkeilte es vollkommen und fror ein. Nachdem auch Rammversuche scheiterten, musste diese Bohrung aufgegeben werden. Im Bohrloch blieben 6 m Gestänge und das Kernrohr zurück.

Nach dem Scheitern der ersten Bohrung auf der Nordseite musste ein zweiter Versuch in Angriff genommen werden. Das Problem bestand nun darin, dass diese Bohrung praktisch

von demselben Standort her ausgeführt werden musste. Bei einer parallelen Bohrung zur ersten in einem Abstand von ca. 1 m wären die Messresultate durch das steckengebliebene Kernrohr bestimmt thermisch und mechanisch verfälscht worden. Die Felsoberfläche erneut zu vermessen, war aus zeitlichen Gründen nicht mehr möglich. Es blieb somit nichts anderes übrig, als die Richtung für eine neue, dritte Bohrachse abzuschätzen. Bei dieser Abschätzung sollte das Bohrloch in 20 m Tiefe in der Nähe der Felsoberfläche enden. Es durfte jedoch unter keinen Umständen wieder ins Freie gebohrt werden.

Nach weiteren vier strengen Tagen Bohrarbeit wurde die Endtiefe erreicht. Obwohl keine nennenswerten Spühlwasserverluste eingetreten sind, wurde das zweite Extensometerrohr und die Thermistorenkette diesmal in einen Textilsack eingebaut, um erneute Verluste des Injektionsgutes zu verhindern.

6.2.5.3 Instrumentierung

Die Instrumentierung der Bohrlöcher und die Verkabelung erfolgte in Zusammenarbeit mit dem Elektroniklabor der VAW. Die beiden Multiplexerstationen und die Datalogger-station mussten am Fels angebracht und geerdet werden. Die Extensometerstange wurde mit den Sensoren konfektioniert und am Bohrlochende verankert. Danach wurden die Kabel abgelängt und die Stecker angelötet. Nach den Installationsarbeiten wurde eine erste Version des Messprogramms auf den Datalogger gespeist.

Der Anschluss des Telefonmodems konnte erst mit zweiwöchiger Verspätung vorgenommen werden. Zu diesem Zeitpunkt wurde auch klar, dass aufgrund eines Programmierfehlers die Gebirgsdeformationen und Temperaturen des Bohrlochs im Norden nicht registriert wurden. Ein modifiziertes Computerprogramm, welches im Intervall von zwei Stunden Messungen erhebt, wurde danach installiert. Das gesamte Messdispositiv funktioniert seither einwandfrei.

6.3 Untersuchungen Konkordiaplatz

Um weitere regionale Informationen zur Thermik von Felswänden zu erhalten, wurden Felstemperaturmessungen am Konkordiaplatz durchgeführt. Am Konkordiaplatz sind Felswände unterschiedlicher Expositionen aufgeschlossen. Um die Abhängigkeit der Felsoberflächentemperatur von der Exposition einer Felswand zu untersuchen, eignet sich dieser Standort sehr gut. Zudem sind am Konkordiaplatz ähnliche Gesteine aufgeschlossen wie am Jungfraujoch und am Ostgrat der Jungfrau.

Die Bestimmung von expositions- und höhenabhängigen Temperaturgradienten war nicht der einzige Grund für die Temperaturmessungen an den Felsoberflächen beim Konkordiaplatz: Oberflächentemperaturen von Felsen wurden auch als Randbedingung für thermische Modellrechnungen wichtig (Kap. 9, S. 87).

6.3.1 Messmethode

An der Universität Bern sind Miniatur-Temperaturdatalogger für den Einsatz unter rauhen klimatischen Bedingungen entwickelt worden (Krummenacher, 1997). Es existieren

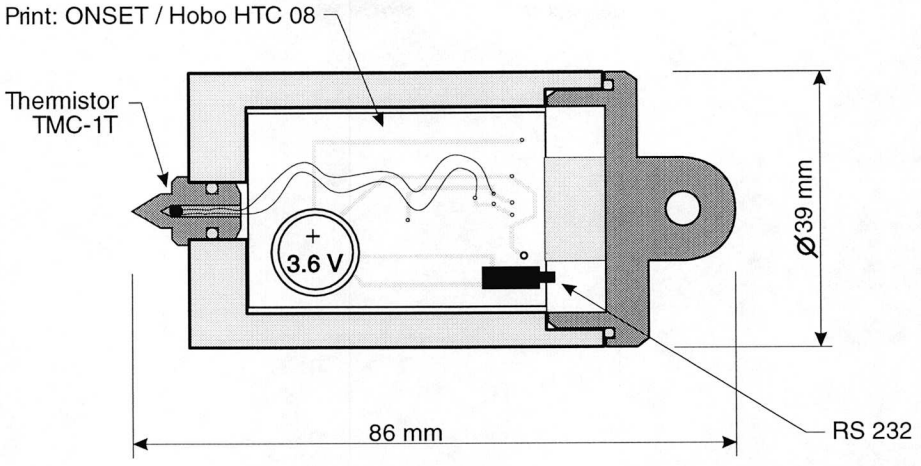


Abbildung 6.7: Miniatur-Temperaturdatalogger UTL1 (aus Hoelzle et al., 1997).

heute eine Auswahl verschiedener Miniatur-Temperaturdatalogger. Die Qualitätsansprüche, welche an die Geräte normalerweise gestellt werden (Lebensmitteltransporte), sind jedoch nicht zu vergleichen mit jenen im Hochgebirge. Zur kontinuierlichen Messung der Basistemperatur der Schneedecke wurde ein wasser- und druckfestes Gehäuse entwickelt (Abb. 6.7) und auf dem Blockgletscher Murtèl (Oberengadin, Corvatsch) und Furggentälti (Berneroberland, Gemmi) erprobt (Hoelzle et al., 1997). In der Permafrostforschung der Schweiz haben diese kleinen Messgeräte schnell einen grossen Einsatzbereich gefunden.

Die Datalogger basieren auf einem "ONSET HTC 08 Print", der insgesamt 7944 Messungen registrieren kann. Der programmierbare Chip registriert je nach vorgegebenem Messintervall während der Dauer von einigen Minuten bis zu 2 Jahren. Mit dem verwendeten Thermistor (TMC–1T) kann der Temperaturbereich von $-30°C$ bis $+40°C$ mit einer absoluten Genauigkeit von $\pm 0.25°C$ gemessen werden.

6.3.2 Installationsarbeiten

Der Aussendurchmesser des Loggergehäuses beträgt 39 mm (Abb. 6.7). Mit verschiedenen Bohrmaschinen wurde versucht, den ganzen Minilogger in den Fels einzubohren. Löcher mit einem Durchmesser von 40 mm können nur mit unhandlich schweren oder wenig stabilen Bohrmaschinen erstellt werden. Nach mehrheitlich missglückten Installationsversuchen wurden die Logger so umgebaut, dass der Thermistor ausserhalb des Gehäuses am Ende eines Kabels zu liegen kommt. Die modifizierten Miniaturdatalogger mit den externen Thermistoren konnten Ende Juli 1996 mit einer kleinen Benzinbohrmaschine problemlos installiert werden.

Die Miniatur-Temperaturlogger wurden in den Expositionen NE, SSE, WSW, WNW, NW und N angebracht (Abb. 4.1). Mit Ausnahme des Thermistors WNW, der vom ersten Podest der Hüttentreppe aus installiert wurde und dem Thermistor NE (östlich des vierten Dreiecks) wurden die Messgeräte direkt von der aktuellen Gletscheroberfläche aus installiert. Das jährliche Einsinken der Gletscheroberfläche (ca. 0.5 m a^{-1}) hat zur Folge, dass die Mehrzahl der Messgeräte mit der Zeit ausser Reichweite gelangen. Die maximale, winterliche Schneeakkumulation am Konkordiaplatz ist normalerweise mächtiger als

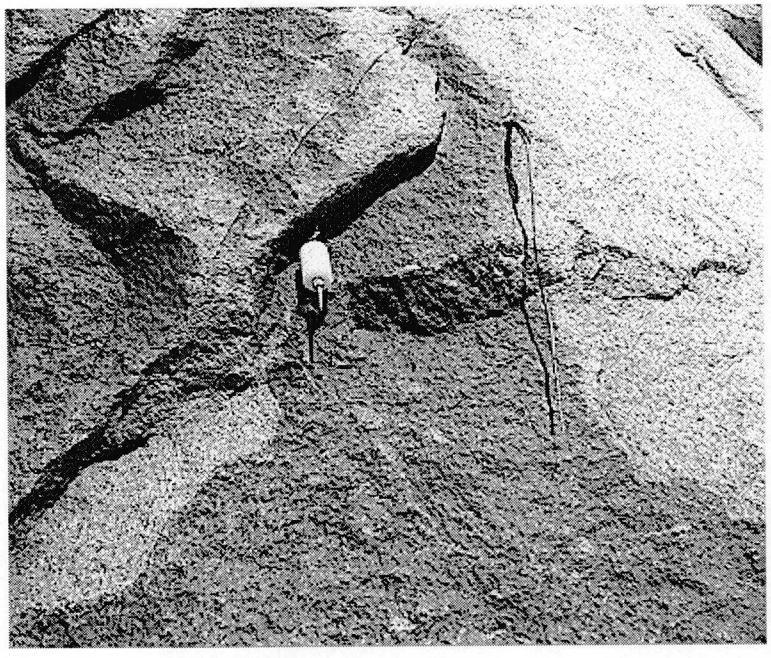


Abbildung 6.8: Zerstörter Miniatur-Temperaturlogger.

2 m. Am Gletscherrand ist sie durch Windverfrachtungen und Lawinenniedergänge vermutlich noch höher. Bei einer Begehung Ende März 1997 waren die meisten Datalogger unter einer Schneedecke begraben.

Es war vorgesehen, die Logger ein Jahr nach der Installation auszulesen. Zum gegebenen Zeitpunkt waren die meisten Thermistorenkabel aus den Loggergehäusen ausgerissen. Vermutlich waren die Kabel zu lang, sodass Schnee- und Eisanlagerungen, aber auch der Wind, eine starke mechanische Einwirkung auf die Geräte ausüben konnten (Abb. 6.8). Diese Erfahrungen gaben Anlass zur Konstruktion einer weiteren Modifikation der Datalogger mit kurzen, gesicherten Thermistorenkabeln. Messwerte von Dataloggern dieser letzten Modifikation liegen zur Zeit noch nicht vor.

Die Datenreihen der Miniaturlogger, bei denen im Winter 1996/97 die Kabel ausrissen, sind unvollständig. Mit Hilfe anderer Anhaltspunkte wird versucht den Temperaturgang an der Felsoberfläche nachträglich zu rekonstruieren (Kap. 7.4.2.1, S. 62). Wie die Messresultate zeigen, sollten in Zukunft die Sensoren durch Abseilen in den Felswänden so installiert werden, dass ein Einschneien nicht mehr möglich ist.

Kapitel 7

Messresultate

7.1 Sphinxausbau, Felstemperatur- und Deformationsmessungen

Für die Erweiterung der Sphinx wurden zehn verschiedene Bohrlöcher erstellt und mit Deformations- und Temperatursensoren bestückt. Vorerst werden die einzelnen Messungen detailliert besprochen. Am Ende dieses Abschnitts sind die wesentlichen Beobachtungen nochmals kurz zusammengefasst.

7.1.1 Temperaturen, Rotationsbohrung Rb 88.01:

Im Zuge der bauseitigen Vorabklärungen wurde 1988 auf der Westseite der alten Sphinx eine 80 m tiefe, vertikale Rotationsbohrung (Rb 88.01, Abb. 6.3, S. 31) abgeteuft. In diesem Bohrloch sollten Gebirgsdeformationen und Temperaturen gemessen werden. Probleme die beim Installieren auftraten (siehe Seite 29) und die geringe Messauflösung der Neigungs- und Deformationssensoren haben dazu geführt, dass die Messresultate nur wenig aussagekräftig sind. Sie werden im Folgenden nicht weiter beschrieben.

Im Unterschied zu den Deformations- und Neigungsmessungen sind die Felstemperaturen der sechs Thermistoren in den obersten 50 m des Bohrlochs äusserst aussagekräftig. Die Daten der wöchentlichen Handablesungen sind in Abbildung 7.1 dargestellt. Einzelne Sensoren konnten, vermutlich als Folge eines Wackelkontakts, nur zeitweise abgelesen werden. Messlücken sind mit einer formerhaltenden kubischen Splinefunktion (IMSL Mathematics Reference, PV-WAVE, 1995) interpoliert worden.

Seit dem 15 Februar 1993 werden bis heute wöchentlich Temperaturmessungen durchgeführt. Bis Ende Februar 1994 zeigen sie ein mehr oder weniger ungestörtes, konduktives Verhalten. Dafür typisch sind grosse Temperaturamplituden in Oberflächennähe, die mit zunehmender Tiefe abnehmen und zeitverschoben werden. Der Thermistor in 5 m Felstiefe liegt im Bereich der jährlichen Auftauschicht. Die darunter folgenden Thermistoren weisen während des ganzen ersten Jahres negative Temperaturen auf. Auch der unterste Thermistor in 50 m Tiefe zeigte bis Mitte 1994 knapp negative Celsiustemperaturen an.

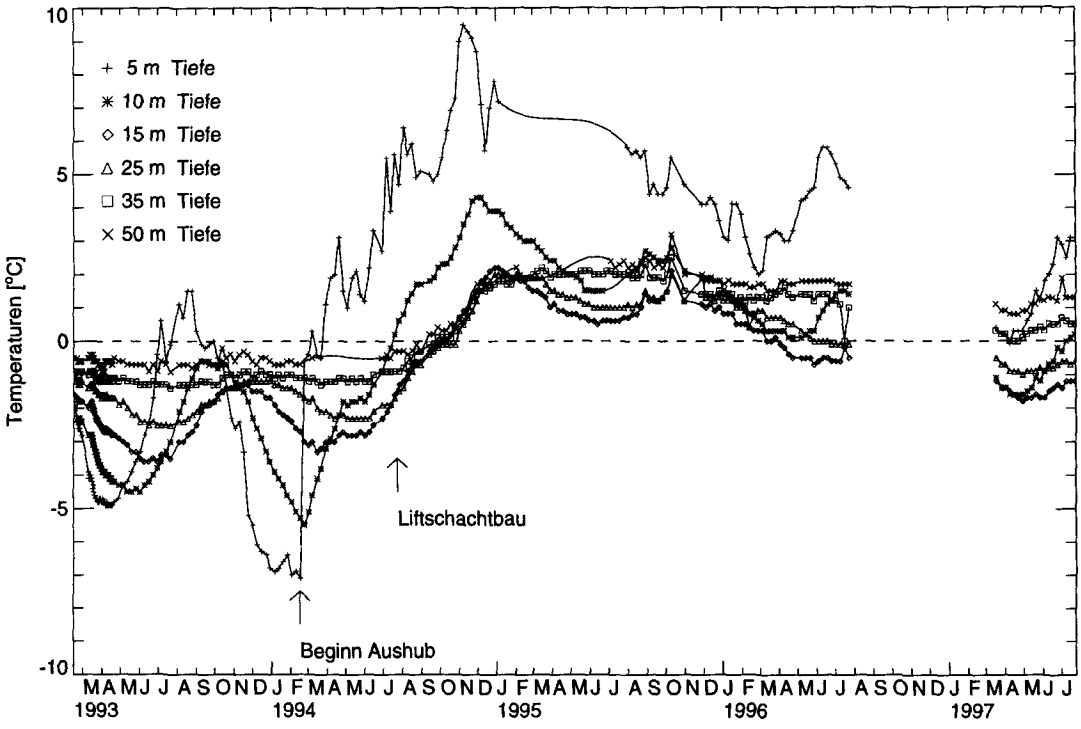


Abbildung 7.1: Temperaturen Vertikalbohrung Sphinx Rb 88.01. Die abgelesenen Temperaturwerte sind mit Symbolen markiert. Die durchgezogenen Linien stellen die interpolierten Temperaturen dar. Die Zeitpunkte bei welchen die Bauarbeiten auf der Gratoberfläche und am Liftschacht begannen sind mit Pfeilen markiert.

Dieser Thermistor befand sich wohl in der Nähe einer Permafrostbasis, die vermutlich bedingt durch bereits bestehende Stollenanlagen (z.B. Eisenbahn), weit über der thermisch ungestörten, natürlichen Permafrost-Untergrenze lag.

Ab Anfang März 1994 kann die thermische Störung, die durch die Bauaktivitäten verursacht wurde, in den Temperaturmessungen mitverfolgt werden. Anfangs ist in Gratnähe ein abrupter Anstieg der Felstemperaturen zu beobachten. Im Sommer 1994 führen der Aushub des Liftschachts und ab Herbst die Betonierarbeiten zur Erhöhung der Felstemperaturen. Im 5 m vom neuen Liftschacht entfernten Bohrloch steigen sämtliche Temperaturen über 0°C.

Beim Betonieren wird während einer kurzen Zeit viel Abbindewärme freigesetzt. Dieser Wärmeimpuls ist jetzt am Abklingen. Unter dem Einfluss des neuen Liftschachts stellen sich allmählich neue Gleichgewichtstemperaturen ein. Von Juli 1996 bis März 1997 liegen leider keine Messwerte vor.

7.1.2 Messungen Sondierbohrungen SB 1 – SB 4:

Die Orientierungen der Sondierbohrungen SB 1 bis SB 4 sind aus der Abbildung 6.3 auf Seite 31 ersichtlich. Die vier Bohrungen wurden Ende 1992 vom Keller des alten Sphinxgebäudes aus erstellt. Im Gegensatz zur Bohrung Rb 88.01 wurden in diese geneigten Bohrlöcher fest installierte Deformationssensoren eingebaut. In den Bohrlöchern SB 1, SB 3 und SB 4 messen Zweifach-, im Bohrloch SB 2 Dreifachextensometer (E1–E4)

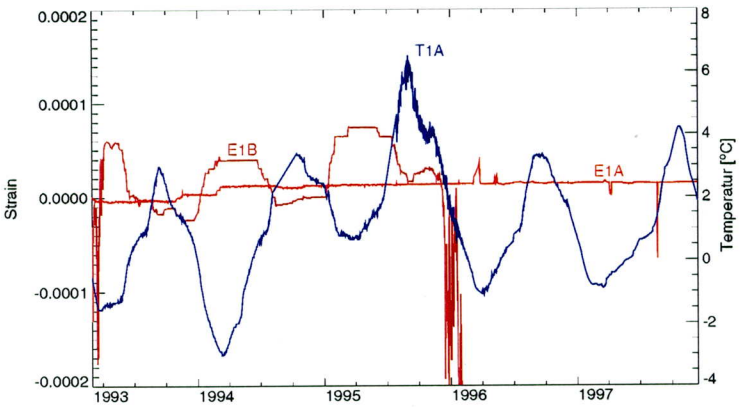


Abbildung 7.2: Felstemperaturen und Deformationen in der Bohrung Sphinx SB 1. Die Lage der Bohrung und der Messsensoren ist aus der Abbildung 6.3 auf Seite 31 ersichtlich.

axiale Bohrlochdeformationen. Parallel zu den Deformationsmessungen werden die Felstemperaturen mit Hilfe von Thermistoren (Typ. PT100) überwacht. Im Bohrloch SB 2 sind zwei Thermistoren (T2A, T2B) in SB 1, SB 3 und SB 4 je ein Thermistor (T1A, T3A, T4A) eingebaut.

Die Resultate der Extensometer- und Thermistorenmessungen in den Bohrungen SB 1 bis SB 4 sind in den Abbildungen 7.2–7.5 dargestellt. In den Diagrammen sind die Extensometermessungen als natürliche Deformationen ($\varepsilon = \ln(l_1 l_0^{-1})$) eingezeichnet. Damit die Deformationen in den vier Bohrlöchern miteinander verglichen werden können, ist der Messbereich der y-Achse immer derselbe (-2.0×10^{-4} bis $+2.0 \times 10^{-4}$). Die Temperaturachsen (rechts) sind dem jeweiligen Messbreich angepasst und im Süden wärmer als im Norden.

Sondierbohrung SB 1 Die Bohrung SB 1 (Abb. 7.2) auf der Südseite des Sphinxgrats endet in der Nähe der Felsoberfläche. Das Jahresmittel der Felstemperatur im Bereich des Thermistors T1A befand sich im ersten Messjahr bei etwa 0°C. In den zwei folgenden Jahren lagen die Mittelwerte bei ca. +2°C und seit 1996 liegt das Jahresmittel bei ca. +1°C. Während der Extensometer E1A seit Beginn keine nennenswerten Deformationen anzeigt, werden mit E1B (in grösserer Gebirgstiefe) jährliche Variationen gemessen. Die Deformationen bei E1B sind antizyklisch zum Temperaturgang mit Extensionen während der Abkühlung und Kontraktionen bei der Erwärmung. Die jährlichen Deformationen sind vollkommen reversibel. Ende 1995 erlitt der Sensor von E1B einen Defekt. Er misst seither nicht mehr.

Sondierbohrung SB 2 Auch das Bohrloch SB 2 führt gegen die südliche Felsoberfläche des Sphinxgrats. Die Bohrung verläuft gegen Südwesten, in Richtung Baugrube der Sphinxerweiterung (Abb. 6.3, S. 31). Die Messwerte der drei Extensometer und der zwei Thermistoren sind in Abbildung 7.3 eingezeichnet. Obwohl der Thermistor T2A näher bei der Felsoberfläche liegt als T2B, sind die beiden Temperaturverläufe im ersten Messjahr beinahe deckungsgleich. Das Jahresmittel der Felstemperaturen lag zu dieser Zeit bei ca. −1°C. Im Sommer 1994 erwärmt sich das Gebirge beim Thermistor T2A stärker als

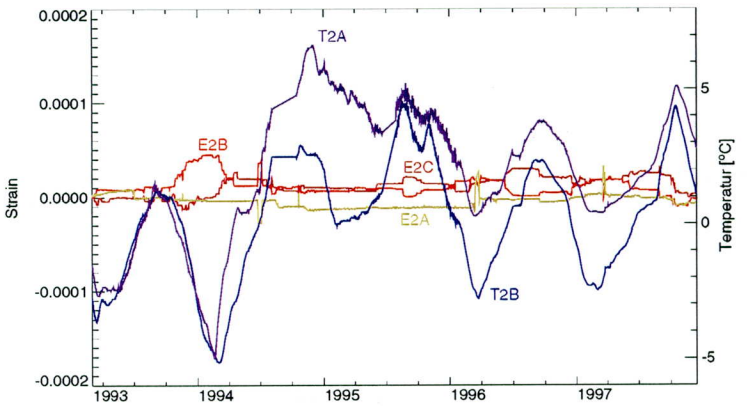


Abbildung 7.3: Felstemperaturen und Deformationen in der Bohrung Sphinx SB 2. Die Lage der Bohrung und der Messsensoren ist aus der Abbildung 6.3 auf Seite 31 ersichtlich.

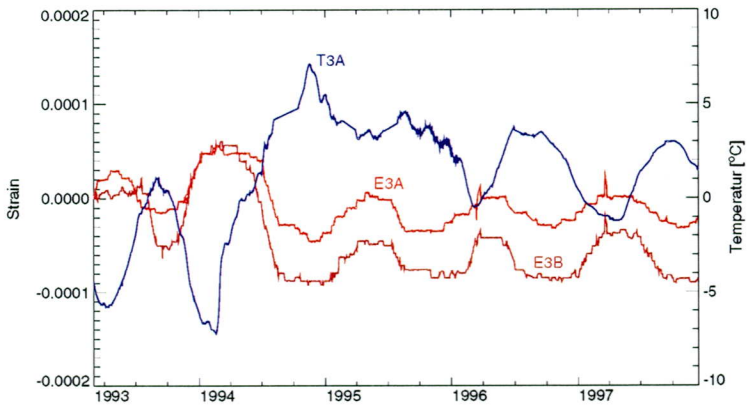


Abbildung 7.4: Felstemperaturen und Deformationen in der Bohrung Sphinx SB 3. Die Lage der Bohrung und der Messsensoren ist aus der Abbildung 6.3 auf Seite 31 ersichtlich.

beim Thermistor T2B. Der Sensor T2A liegt näher an der Baugrube, bei welcher das Gebirge durch Bau und Betrieb des Schutzhauses (Kap. 6.1.3, S. 27) erwärmt wurde. Im Winter 1994/95 kühlen die Temperaturen aus diesem Grund bei T2A nicht mehr deutlich ab. Nach 1996 verlaufen die beiden Temperaturmessreihen annähernd parallel, wobei T2A die wärmeren Temperaturen aufweist. Alle drei Extensometermessungen zeigen während der ganzen Messzeit beinahe keine Gebirgsdeformationen an.

Sondierbohrung SB 3 Die Bohrlochachse von SB 3 verläuft in westnordwestlicher Richtung entlang der Baugrube gegen die nördliche Felsoberfläche hin. Dieses Bohrloch wird vom Schutzhaus ebenfalls thermisch beeinflusst. Der Temperaturverlauf von T3A (Abb. 7.4) ist qualitativ ähnlich demjenigen von T2A (Abb. 7.3). Vor 1994 betrug das Jahresmittel der Felstemperaturen beim Sensor T3A ca. $-3°C$. Das Gebirge ist damit deutlich kühler als im Süden des Grats. Die Deformationen der Extensometer E3A und E3B sind erneut antizyklisch zum jährlichen Temperaturgang. Bei der Erwärmung des Gebirges durch die Bauaktivitäten werden irreversible Dilatationen gemessen. Danach können wieder vollkommen reversible Deformationen beobachtet werden.

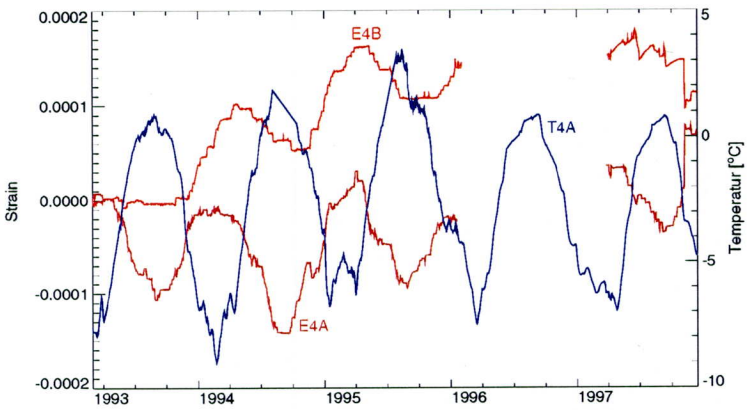


Abbildung 7.5: Felstemperaturen und Deformationen in der Bohrung Sphinx SB 4. Die Lage der Bohrung und der Messsensoren ist aus der Abbildung 6.3 auf Seite 31 ersichtlich.

Sondierbohrung SB 4 Bohrloch SB 4 verläuft gegen die Felsoberfläche im Norden des Sphinxgrats. Es wird thermisch nur gering durch die Bauaktivitäten beeinflusst (Abb. 7.5). Der Thermistor T4A hat einen ausgeprägten Temperaturverlauf mit jährlichen Amplituden von über 5°C. Das Jahresmittel beträgt ca. −3.5°C. Nach Ende 1995 werden aufgrund eines Defekts keine Deformationen mehr registriert. Der Schaden ist erst im Frühjahr 1997 behoben worden. Das antizyklische Verhalten von Deformationen und Temperaturen tritt bei der Bohrung SB 4 am deutlichsten zutage. Während der felsoberflächennahe Extensometer E4A zusätzlich irreversible Extensionen zeigt, ist gleichzeitig beim baugrubennahen Extensometer E4B ein Kontraktionstrend erkennbar. Nach dem Messunterbruch sind nur noch die Deformationen bei E4A antizyklisch. Das Extensometer E4B zeigt danach schlecht interpretierbare Resultate.

7.1.3 Messungen Sondierbohrungen SB 10 – SB 13 und Rotationsbohrung Rb 94.01:

Nach dem Gebirgsabtrag auf dem Sphinxgrat und bevor mit dem Aushub des Liftschachts begonnen wurde, sind die geologischen Strukturen in der Baugrube kartiert worden. Dabei wurden stabilitätsmässig ungünstige, steilstehende, eisgefüllte Klüfte beobachtet, die den künftigen Liftschacht axial durchtrennen. Dieser Umstand machte weitere Überwachungsmessungen notwendig (vgl. Kap. 6.1.3, S. 31). Aus diesem Grund wurden die Bohrungen (SB 10 - SB 13 und Rb 94.01) ausgeführt und mit Temperatur- und Deformationssensoren bestückt (Abb. 6.3, S. 31).

Im Bohrloch SB 10 ist ein Vierfachextensometer eingebaut. Die Bohrungen SB 11 - SB 13 sind mit Zweifachextensometern ausgerüstet. Die Felstemperaturen werden in SB 12 und SB 13 mit je zwei und in Rb 94.01 mit drei Thermistoren überwacht. Die Messresultate der Extensometer E10 - E13 und der Thermistoren T12A, B und T13A, B sind in den Abbildungen 7.6–7.9 dargestellt. Die Extensometermessungen sind wiederum als logarithmische Deformationen (ε) gezeichnet. Der Messbereich musste in Abbildung 7.6 an die grossen Gebirgsverschiebungen angepasst werden.

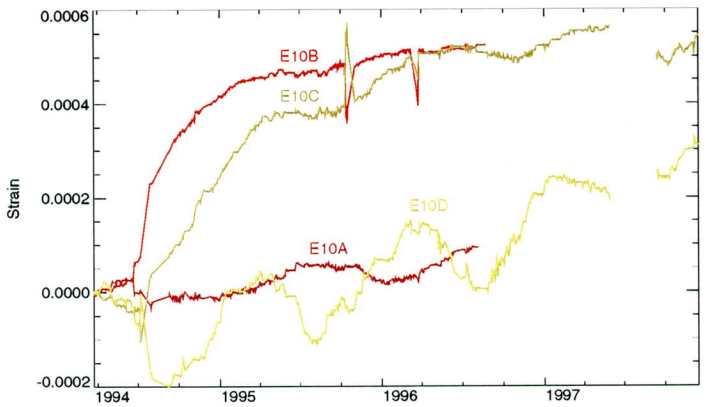


Abbildung 7.6: Gebirgsdeformationen in der Bohrung Sphinx SB 10 Die Lage der Bohrlöcher und der Messsensoren ist aus der Abbildung 6.3 auf Seite 31 ersichtlich.

Sondierbohrung SB 10 Das Bohrloch SB 10 durchdringt den gesamten Sphinxgrat von Süden nach Norden (Abb. 6.3, S.31) und verläuft horizontal zwischen dem Service- und dem Liftschacht. In SB 10 wurde ein Vierfachextensometer, jedoch keine Temperatursensoren eingebaut. Die Deformationen sind in Abbildung 7.6 eingezeichnet. Der Extensometer E10A misst axiale Verschiebungen im nördlichen, E10B und E10C in den zentralen und E10D im südlichen Viertel des Bohrlochs (Abb. 6.3, S.31). Von den nördlichen Sensoren E10A und E10B liegen seit dem Sommer 1996 keine Messwerte mehr vor. Infolge der grossen Dehnungen im mittleren Gratbereich deckt die y-Achse in Abbildung 7.6 den doppelten Messbereich der Abbildungen 7.2–7.5 und 7.7–7.9 ab. Im Anschluss an den Schachtaushub erfahren die Extensometer E10B und E10C deutliche, irreversible Dilatationen. Die kontinuierliche Öffnung des Kluftsystems konnte mit einer verstärkten Gebäudefundation bei der Sphinxerweiterung aufgehalten werden. Seit Sommer 1995 werden in der Gratmitte nur noch reversible, jährliche Deformationen geringer Amplituden registriert. Der Extensometer E10A (im Norden) misst jährliche, zyklische Verschiebungen geringer Amplitude mit Extensionen im Sommer- und Kontraktionen im Winterhalbjahr. Der Sensor E10D im Süden zeigt im Sommer 1994 eine Kontraktion und verhält sich anschliessend antizyklisch zu E10A. Sowohl bei E10A als auch bei E10D ist den Jahresschwankungen ein *Extensionstrend* überlagert.

Sondierbohrung SB 11 Das Bohrloch SB 11 beginnt (wie SB 10) an der Oberfläche im Süden des Sphinxgrats. Die Bohrung ist auf den neuen Liftschacht zugerichtet und fällt mit 10° ein (Abb. 6.3, S.31). Die Instrumentierung von SB 11 besteht aus einem Zweifachextensometer mit E11A in Liftschachtnähe und E11B in Oberflächennähe. Die Deformationen sind in Abbildung 7.7 dargestellt, wobei der Messbereich wieder halb so gross wie bei E10 ist. Die Messwerte vom ersten Quartal 1996 fehlen. Nach dem Messunterbruch wurde keine Nullmessung mehr durchgeführt, und die Deformationen haben deshalb einen deutlichen Versatz. Beide Extensometer zeigen jährliche, zyklische Deformationen. Bis zum Messunterbruch Anfangs 1996 sind die Amplituden dieser Bewegungen von der selben Grössenordnung. Seit dem Sommer 1996 zeigt der oberfächennahe Extensometer E11B verstärkte und E11A abgeschwächte Jahresgänge. Danach ist auch eine etwa viermonatige Phasenverzögerung von E11B gegenüber E11A zu beobachten.

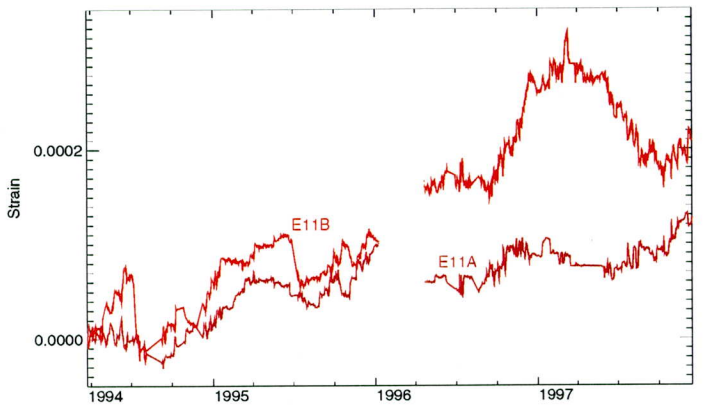


Abbildung 7.7: Gebirgsdeformationen in der Bohrung Sphinx SB 11 Die Lage der Bohrlöcher und der Messsensoren ist aus der Abbildung 6.3 auf Seite 31 ersichtlich.

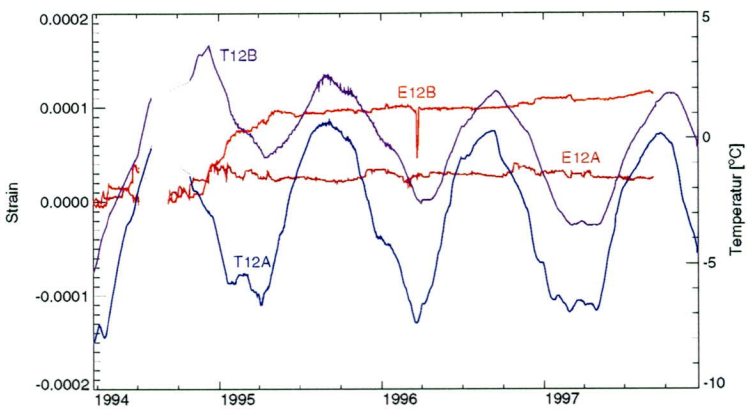


Abbildung 7.8: Felstemperaturen und Deformationen in der Bohrung Sphinx SB 12 Die Lage der Bohrlöcher und der Messsensoren ist aus der Abbildung 6.3 auf Seite 31 ersichtlich.

Sondierbohrung SB 12 Die Bohrung SB 12 wurde aus der Baugrube in nordöstlicher Richtung gegen die Felsoberfläche im Norden des Sphinxgrats ausgeführt (Abb. 6.3, S.31). Im $20°$ geneigten Bohrloch sind ein Zweifachextensometer (E12A, E12B) und zwei Thermistoren (T12A, T12B) eingebaut. Die Sensoren E12A und T12A sind der Gratoberfläche, E12B und T12B der Baugrube zugewandt. Zyklische jährliche Temperaturvariationen mit Jahresmitteltemperaturen von ca. $-4°C$ und Amplituden von $4°C$ werden beim oberflächennahen Thermistor T12A gemessen (Abb. 7.8). Der Jahresgang in grösserer Gebirgstiefe (T12B) schwankt mit geringerer Amplitude um die Mitteltemperatur von ca. $-1°C$ und ist gegenüber T12A phasenverzögert. Sowohl T12A als auch T12B haben im ersten Halbjahr eine deutliche Erwärmung durch die Baustelle erfahren. Seither kühlt das Gebirge langsam wieder ab. Zu Beginn der Messungen wurden an den Extensometern E12A und E12B Verschiebungen gemessen. Deutliche, zu den Temperaturen antizyklische Deformationen werden bei E12B registriert. Seit Frühjahr 1995 verharrt dieser Extensometer auf einem gegenüber dem Ursprungszustand merklich ausgedehnteren Stand.

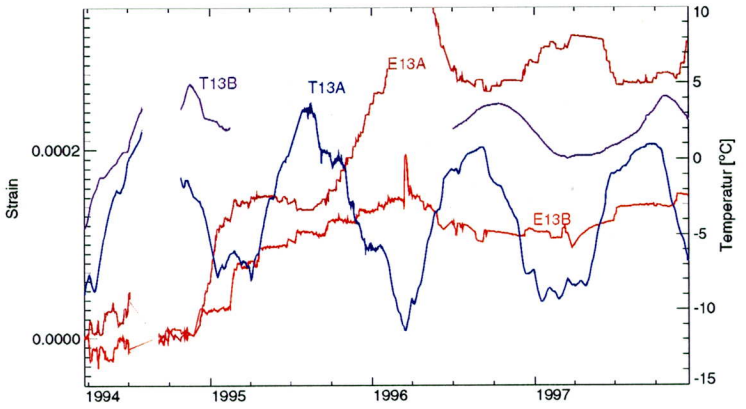


Abbildung 7.9: Felstemperaturen und Deformationen in der Bohrung Sphinx SB 13. Die Lage der Bohrlöcher und der Messsensoren ist aus der Abbildung 6.3 auf Seite 31 ersichtlich.

Sondierbohrung SB 13 Bohrung SB 13 führt wie SB 12 aus der Baugrube gegen die nördliche Gratoberfläche (Abb. 6.3, S.31). Die Bohrlochachse verläuft in nordwestlicher Richtung. SB 13 ist mit derselben Anzahl Messsensoren ausgerüstet wie SB 12. Die Jahresmitteltemperatur beim oberflächennahen Thermistor T13A beträgt ca. $-4°C$, die Amplituden sind im Bereich von $4°C$ bis $7°C$ und damit deutlich grösser als bei T12A (Abb. 7.9). Leider fehlen die Temperaturmessungen des Sensors T13B zwischen dem Frühjahr 1995 und dem Sommer 1996. Zu Beginn erwärmen sich die Felstemperaturen beim baugrubennahen Thermistor T13B über den Gefrierpunkt. Seit dem Sommer 1996 werden bei T13B Jahresschwankungen zwischen $+4°C$ und $0°C$ registriert. Im Gegensatz zum Extensometer E13B misst E13A deutliche Deformationen, die antizyklisch zum Temperaturverlauf sind. Bis Anfangs 1996 sind bei beiden Extensometern die Ausdehnungen grösser als die Kontraktionen. Danach werden in Oberflächennähe (E13A) reversible, jährliche Deformationen beobachtet.

Rotationsbohrung Rb 94.01 Am westlichen Rand der Baugrube wurde die Vertikalbohrung Rb 94.01 erstellt. Beim Bohrlochkopf ist ein fixes Inklinometer installiert. Die Messresultate dieses Inklinometers sind wenig aussagekräftig, sie werden deshalb nicht besprochen. In 10 m, 20 m und 30 m Tiefe werden die Felstemperaturen gemessen. Die Temperaturmesswerte sind in Abbildung 7.10 eingezeichnet.

Seit Ende Januar 1996 fehlen die Temperaturmesswerte des Thermistors in 10 m Gebirgstiefe. Durch den Bau des Liftschachts im Sommer 1994 sind sämtliche Felstemperaturwerte in den $0°C$-Bereich angestiegen. Es entstand eine thermische Störung, die auch die jahreszeitlichen Amplituden stark abschwächt.

7.1.4 Zusammenfassung

Bei den Resultaten der Temperatur- und Deformationsmessungen kann der Einfluss der Bauten deutlich erkannt werden. Vor Beginn der Bauarbeiten wurden in der Nähe der

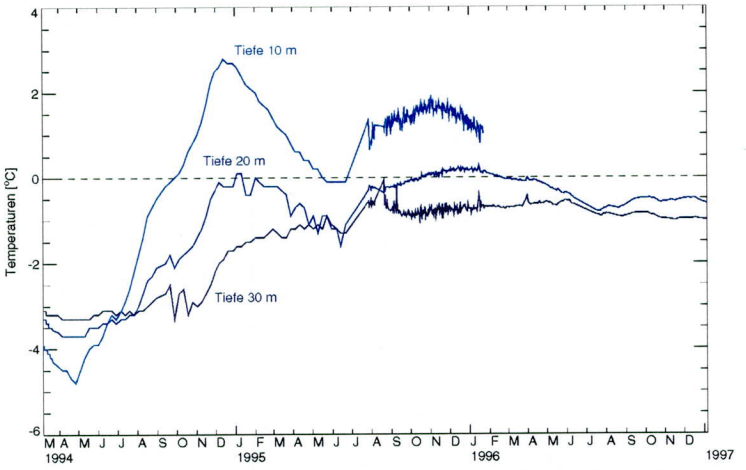


Abbildung 7.10: Temperaturen Vertikalbohrung Sphinx Rb 94.01. Die Messungen wurden in unterschiedlichen Messintervallen registriert. Infolge des dichten Messintervalls im zweiten Semester 1996 werden hochfrequente Temperaturvariationen beobachtet.

Felsoberfläche die kühlsten Temperaturen mit deutlichen, jährlichen Amplituden gemessen. Mit zunehmender Gebirgsüberdeckung nehmen sowohl die Temperaturen wie auch die jahreszeitlichen Amplituden ab, und sie werden zeitverzögert. In ca. 50 m Tiefe befand sich anfangs eine Permafrostbasis. Die mittleren Oberflächentemperaturen betragen im Süden ca. $0°C$ und im Norden ca. $-3°C$. Auch die Deformationen zeigen unterschiedlich grosse, jährliche Variationen, die meist deutlich antizyklisch zum Temperaturgang sind.

Durch die Bauaktivitäten wird das Gebirge lokal erwärmt. Der Aushub des Liftschachts hatte zur Folge, dass während des zweiten Semesters 1995 der zentrale Gratbereich eine kontinuierliche, irreversible Dehnung erfuhr. Im Nahbereich der Baustelle werden teilweise noch nicht beendete, irreversible Extensionen von zyklischen, jahreszeitlichen Deformationen überlagert.

7.2 Station Eigerwand, Temperaturmessungen

Bei der Bahnstation Eigerwand wurden im Jahre 1987 zwei 25 m lange Sondierbohrungen durch das Gewölbe erstellt (siehe Kapitel 6.1.2, Seite 27). Beide Bohrlöcher enden nahe der Felsoberfläche. Es wurden jeweils zwei Thermistoren sowie ein Zweifachextensometer eingebaut. Die Bohrung im westlichen Bahnhofsbereich ist mit den Thermistoren T_9 und T_{10}, die östliche Bohrung mit den Thermistoren T_{11} und T_{12} ausgerüstet. Die beiden Thermistoren T_{10} und T_{12} befinden sich in der Nähe der Felsoberfläche, die anderen (T_9, T_{11}) sind in Stollennähe.

In Abbildung 7.11 sind die Felstemperaturen dargestellt, die bei diesen Thermistoren während zwei Messperioden abgelesen wurden.

Die Messungen von 1987 bis 1989 zeigen einen deutlich, zyklischen Jahresgang (Abb. 7.11). Die Jahresmitteltemperatur bei den oberflächennahen Thermistoren T_{10} und T_{12} betragen jeweils ca. $-2°C$. Die Temperaturen nehmen gegen den Stollen hin rasch zu.

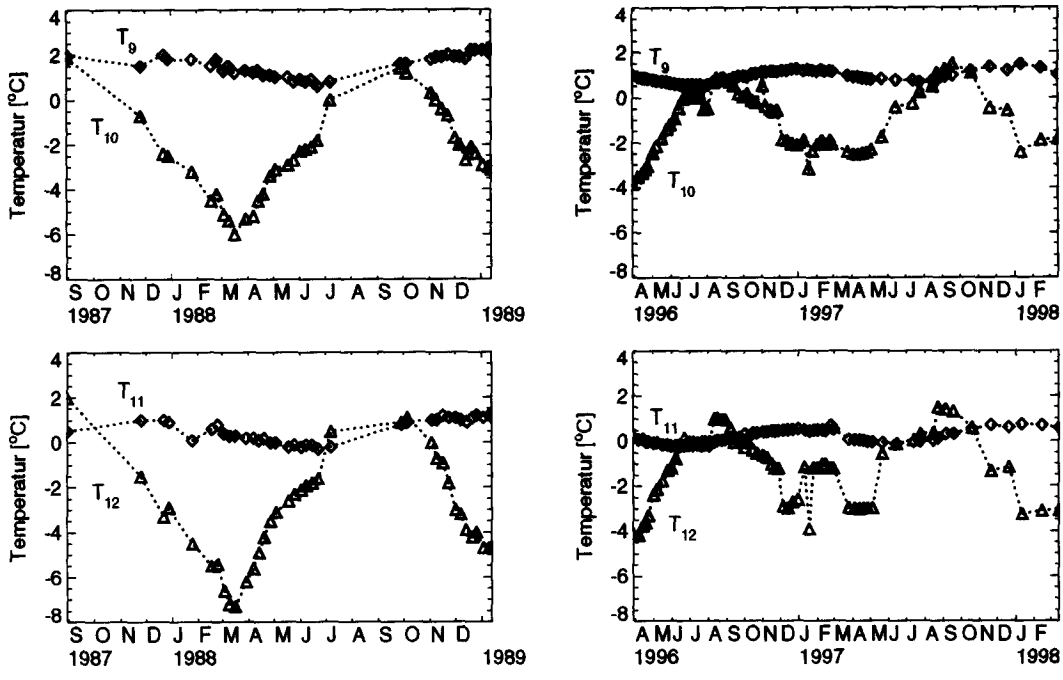


Abbildung 7.11: Felstemperaturen Eigerwand. Links sind die Daten einer ersten Messperiode zwischen 1987 und 1989 dargestellt. Die Temperaturwerte seit April 1996 sind in den rechten Diagrammen eingetragen.

Das Jahresmittel bei Thermistor T_9 beträgt $+1.3°C$ und bei T_{11} $+0.5°C$. Der Temperaturverlauf an der Felsoberfläche erreicht den Thermistor T_9 mit zweimonatiger und T_{11} mit dreimonatiger Verspätung. Im Gegensatz zu den oberflächennahen Temperaturen sind die warmen Temperaturen im Berginnern durch die Bahnstation thermisch stark gestört.

Die Temperaturen der zweiten Messperiode sind auf der rechten Seite in Abbildung 7.11 dargestellt. Zwischen den beiden Messperioden liegen ca. zehn Jahre. Die Temperaturamplituden der jüngsten Messungen sind bedeutend kleiner als die der ersten Messperiode. Im Frühjahr 1997 schwanken die Temperaturwerte des Thermistors T_{12} stark. Es ist nicht klar, ob die Ablesungen gegen Ende weniger sorgfältig durchgeführt wurden oder ob die Temperaturen tatsächlich derart stark variieren.

7.3 Jungfrau-Ostgrat, Felstemperatur- und Deformationsmessungen

Die Felstemperatur- und Deformationsmessungen konnten Ende August 1995 aufgenommen werden. Zur Zeit liegt eine über zweijährige, lückenlose Messreihe mit einem Registrierintervall von zwei Stunden vor.

Mit den verwendeten Thermistoren kann der Datalogger Temperaturen mit einer Auflösung von $\pm 0.0075°C$ messen. In den Rohdaten der Temperaturmessungen (Abbildung 7.12) können Variationen hoher Frequenzen erkannt werden. Dieses Rauschen entsteht vor allem durch das Messauflösevermögen des Dataloggers. Die Genauigkeit der

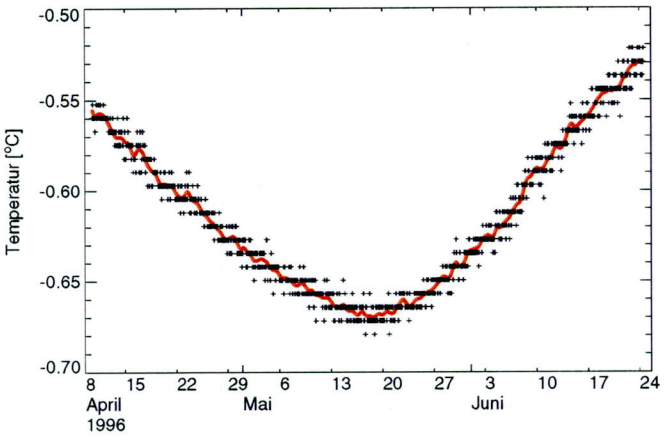


Abbildung 7.12: Rohdaten und aufbereitete Temperaturkurve, des Thermistors Süd 5 während eines Zeitfensters von 2.5 Monaten

Deformationsmessungen ist abhängig von der Messstrecke, über welche die Gebirgsverschiebungen gemessen wird. Im vorliegenden Fall ist die Auflösegenauigkeit bei der kürzesten Messstrecke (0.5 m) besser als $\Delta\varepsilon = \pm 2.3 \times 10^{-7}$.

Um das systembedingte Rauschen aus den Rohdaten zu filtern, wurden diese mit unterschiedlichen Verfahren aufbereitet. Bei den in diesem Abschnitt dargestellten Messwerten werden die vorhandenen Zeitreihen einzeln aufbereitet. Die beste Approximation ergab eine geglättete, kubische Splinefunktion (IMSL Mathematics Reference, PV-WAVE, 1995). Die berechneten Polynome beschreiben den Deformations- resp. Temperaturverlauf ohne zufälliges, systembedingtes Rauschen. Ein Beispiel dieser Annäherung ist anhand eines elfwöchigen Zeitfensters an den Messungen eines Thermistors (Abbildung 7.12) gegeben. Die Rohdaten der Temperaturmessungen des Thermistors (S5) auf der Südseite, ca. 5.3 m unter der Felsoberfläche, sind dabei mit Kreuzen eingetragen. Die durchgezogene Linie stellt die Approximation dar.

7.3.1 Vermessung

Die in Kapitel 6.2.5 auf Seite 38 beschriebene Installation der Messensoren am Jungfrau-Ostgrat hatte ihre Tücken. Die Bohrungen wurden aus dem Stollen gegen eine Felsoberfläche vorgetrieben, deren Verlauf nicht genau bekannt war. Dies führte dazu, dass die minimale Felsüberdeckung der Sensoren mit einer nachträglichen Vermessung bestimmt werden musste. Dazu wurden im August 1997 verschiedene Fixpunkte an der Felsoberfläche signalisiert und zusammen mit den Bohrlöchern terrestrisch vermessen. Der in der darauffolgenden Woche von der Eidg. Vermessungsdirektion durchgeführte Bildflug erlaubte anschliessend eine detaillierte photogrammetrische Bestimmung der Felsoberfläche.

In Abbildung 7.13 ist der Ostgrat in Kartenform dargestellt. Neben den Konturlinien ist die Lage der projizierten Bohrlochachsen und die Schnee- und Firnbedeckung des Grats eingezeichnet.

Für die Interpretation von Temperatur- und Deformationsmesswerten war die minimale Distanz der Sensoren zur Felsoberfläche (Felsüberdeckung) von Interesse (Abb. 7.14).

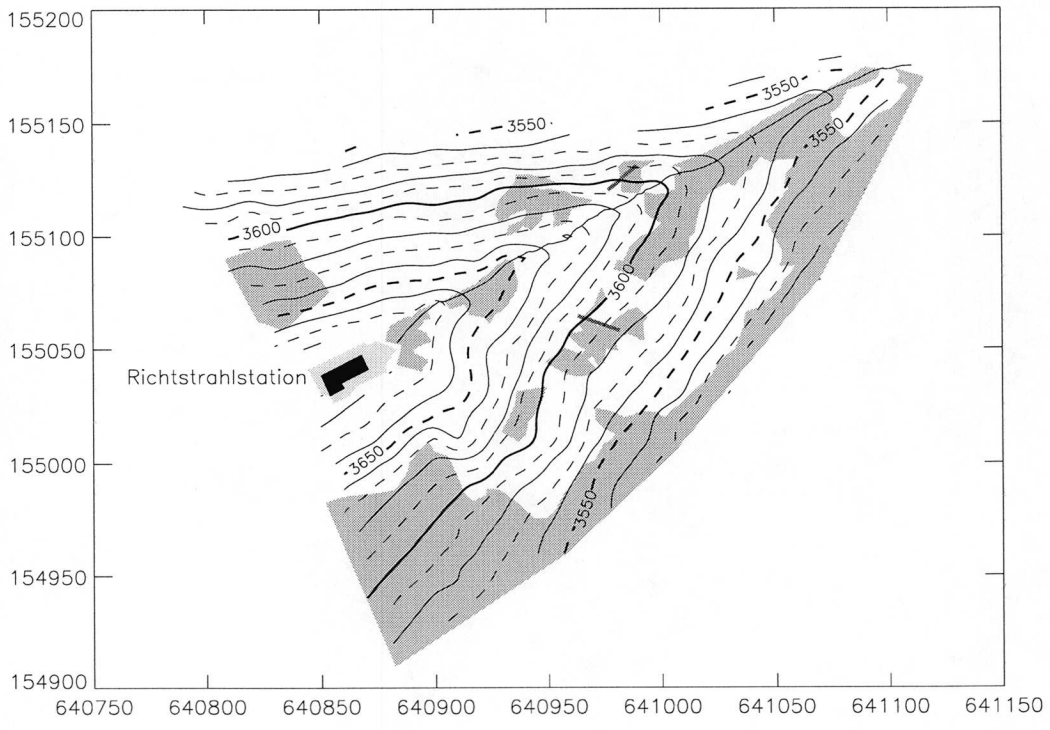


Abbildung 7.13: Felsoberfläche des Jungfrau-Ostgrats. Die Konturlinien wurden aus einem Punkteraster (10 × 10 m Maschenweite) interpoliert. Schneeflecken sowie der Gletscherrand auf der Südseite sind geschummert eingezeichnet. Die Bruchkante des Grats, die Richtstrahlstation sowie die beiden 20 m langen Bohrlöcher sind ebenfalls markiert.

Auf der Nordseite liess sich die Bohrung nicht in der ursprünglich vorgesehenen Richtung ausführen. Die Lage der Bohrung relativ zur Felsoberfäche konnte deshalb ursprünglich nur grob abgeschätzt werden (vgl. Kapitel 6.2.5, Seite 38). In Abbildung 7.15 sind die nachträglich, photogrammetrisch bestimmten minimalen Felsüberdeckungen der Sensoren als Funktion der Bohrlochtiefe (ab Bohrlochkopf im Berginnern) dargestellt. Die eingetragenen Tiefen der Extensometer zeigen die Mitte zwischen zwei aufeinander folgenden Verankerungspunkten (den eigentlichen Messbereich des Sensors).

Auf der Südseite stehen die Felsüberdeckungen der Sensoren in linearer Beziehung zur Bohrlochachse. Da zum Zeitpunkt der Bohrarbeiten die Felsoberfläche auf der Nordseite nur ungenügend bekannt war, konnte die Bohrlochachse nicht ideal gewählt werden. Sie verläuft deshalb teilweise oberflächenparallel (Abb. 7.15).

7.3.2 Südseite

In Abbildung 7.16 (Mitte) sind die aufbereiteten Messwerte der Felstemperaturen eingetragen. Oberhalb sind zu Vergleichszwecken die Tagesmittel der Lufttemperaturen der nahegelegenen A-Netzstation Jungfraujoch dargestellt. Die Felstemperaturen am unteren

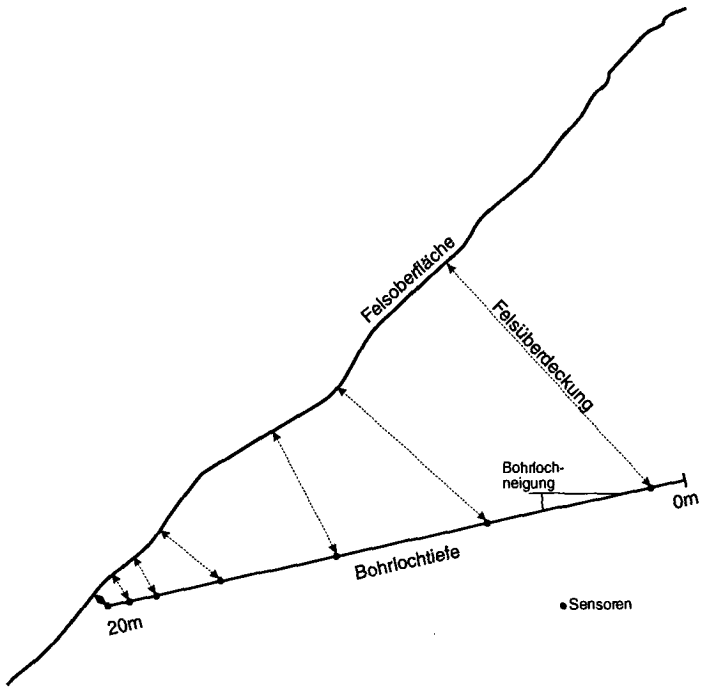


Abbildung 7.14: Die Bohrlochtiefe wird vom Bohrkopf (am Jungfrau-Ostgrat im Berginnern) gemessen. Die Felsüberdeckung ist die kleinste Distanz eines Sensors zur Felsoberfläche.

Ende des Bohrlochs sind am nächsten bei der Felsoberfläche. Sie zeigen einen ausgesprochenen jährlichen Temperaturgang. Der Thermistor der sich am nächsten beim Bohrkopf befindet, wird durch die Temperatur im Stollen beeinflusst. Dieser Sensor befindet sich in einer Tiefe, in der nur noch jährliche Temperaturvariationen mit Amplituden von wenigen Zehntelgraden zu erwarten wären. Ein hochfrequentes Rauschen mit Amplituden von ca. 0.5°C überprägt jedoch diese Messung.

Die thermische Störung, hervorgerufen durch die Bohr- und Injektionsarbeiten, klingt nach etwa 1–2 Monaten ab (Abkühlung in Abbildung 7.16 Mitte). Danach stellt sich bei den vier Thermistoren, welche in Oberflächennähe liegen, eine Gleichgewichtstemperatur bei -0.2°C ein. Ab Mitte Dezember 1995 kühlen die Temperaturen beim äussersten Sensor abrupt ab und erreichen ein Minimum Mitte April 1996 von -1.65°C. Mit zunehmender Felsüberdeckung ist die winterliche Auskühlung von geringerer Intensität, zeitlich verzögert und weniger abrupt. Die sommerliche Erwärmung des Gebirges ist ein äusserst deutliches Signal (ab Mitte Mai 1996). Es ist mit zunehmender Felsüberdeckung nur geringfügig zeitverzögert. Die Erwärmung endet erneut mit einer Gleichgewichtstemperatur von ca. -0.3°C die sich bei den fünf äusseren Thermistoren einstellt. Ab Sommer 1996 ist der Temperaturverlauf ähnlich wie der bereits beschriebene. Die winterliche Abkühlung beginnt wiederum im Dezember. Sie erreicht im zweiten Winter allerdings tiefere Temperaturen, und das Temperaturminimum von -2.25°C ist bereits im März 1997 erreicht. In den Monaten April und Mai ist eine langsame Erwärmung zu beobachten. Ende Mai stellt sich in Oberflächennähe wiederum abrupt die Gleichgewichtstemperatur von ca. -0.3°C ein.

Die Messwerte der Extensometermessungen sind als natürliche Deformationen (ε) dargestellt (Abb. 7.16 (unten)). Im Unterschied zu den Felstemperaturen ist bei den Deformationen eine eindeutige Tiefenabhängigkeit nicht erkennbar. Die Deformationen verhalten

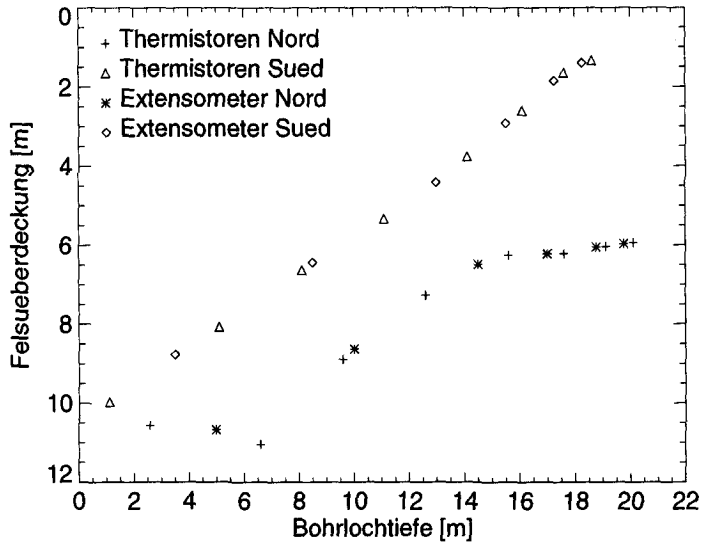


Abbildung 7.15: Felsüberdeckung in Abhängigkeit der Bohrlochtiefe am Jungfrau-Ostgrat.

sich wie diejenigen bei der Sphinx antizyklisch zu den Temperaturvariationen. Die Extension findet während der winterlichen Abkühlung und die Kontraktion bei der Erwärmung statt. Dieses Verhalten kann nur mit Gefrier/Tauprozessen im Kluftwasser erklärt werden, da sowohl die thermische Expansion von Eis als auch diejenige von Gesteinen zyklisch zum Temperaturgang ist (siehe Kapitel 8.3.1, Seite 73). Die Expansion im ersten Winter war nicht mehr vollkommen reversibel. Vermutlich wurde durch den Bohrprozess mehr Wasser in den Untergrund gespült als natürlich vorhanden ist. Im September 1996 wie auch anfangs November 1997 erhielt der Extensometerkopf einen mechanischen Stoss. Anscheinend waren unvorsichtige Besucher in der Stollenanlage. Diese Störung war bei den Sensoren im Berginnern grösser als in der Oberflächennähe, wo die Extensometerstange verankert ist.

7.3.3 Nordseite

Die Messwerte der Felstemperaturen und Deformationen auf der Nordseite des Grats (Abb. 7.17) weisen zu denjenigen auf der Südseite ein unterschiedliches Verhalten auf.

Da die Messungen im Norden erst mit zweiwöchiger Verspätung aufgenommen wurden, kann das Abklingen der Bohrstörung nicht mehr erkannt werden. Die grössten Amplituden des jährlichen Temperaturgangs werden nicht an der tiefsten Stelle des Bohrlochs registriert. Diese Beobachtung kann nur mit den der Felsüberdeckung erklärt werden. Die minimale Felsüberdeckung der Sensoren steht hier nicht in linearer Beziehung zur Bohrlochtiefe (Abb. 7.15). Zudem liegen die Temperaturmesswerte aller Thermistoren konstant unter $-4°C$. Der Temperaturgang zeigt Jahreszyklen mit grösseren Amplituden als im Süden. Während des Sommers stellt sich keine Gleichgewichtstemperatur ein.

Auch die Deformationsmessungen (Abb. 7.17) zeigen einen deutlich unterschiedlichen Verlauf gegenüber jenen im Süden oder bei der Sphinx. Das Deformationsmuster ändert

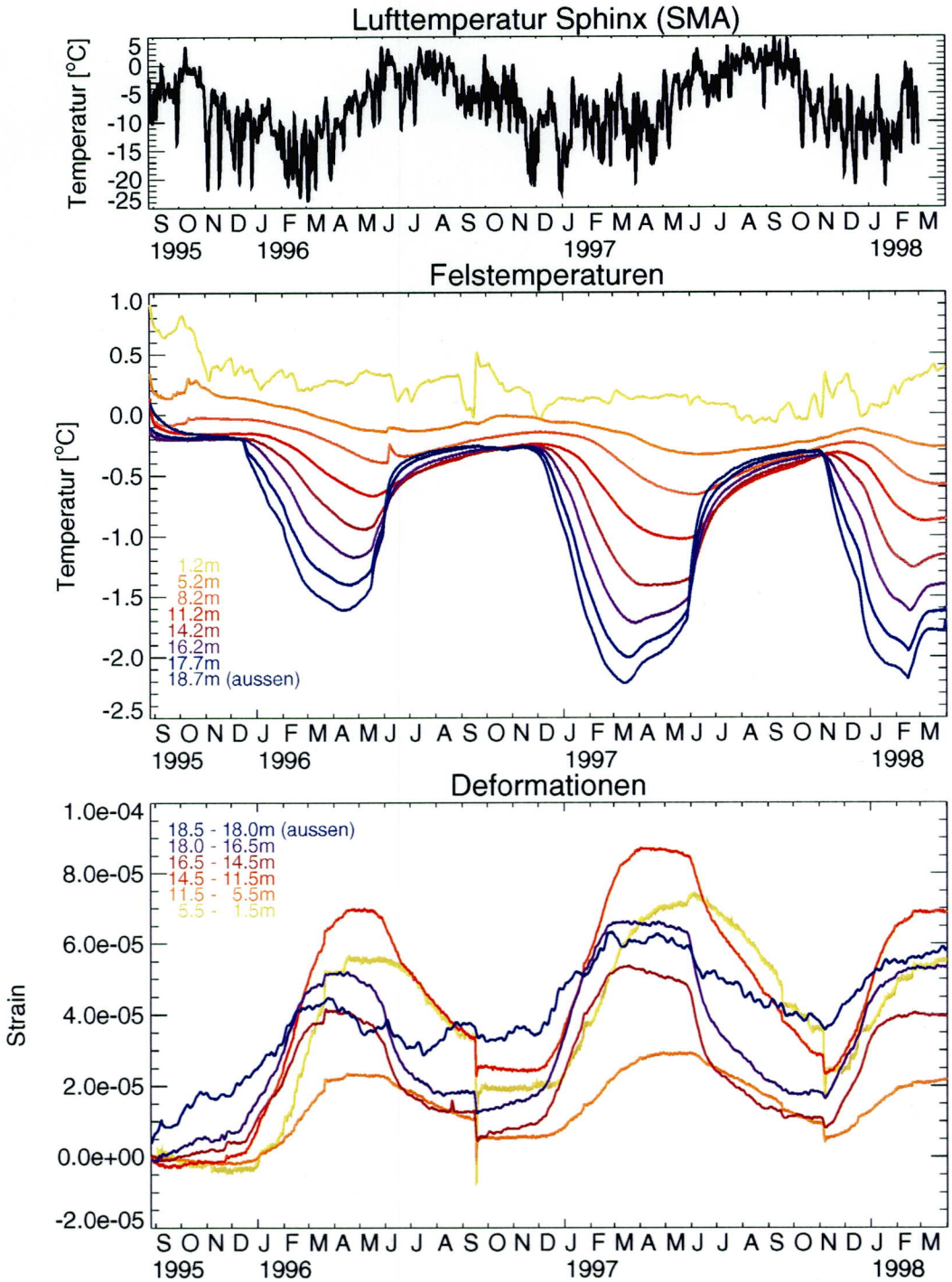


Abbildung 7.16: Messwerte Südseite Jungfrau-Ostgrat. Felstemperaturen (Mitte), Deformationen (unten) und Lufttemperatur bei der A-Netz Station Jungfraujoch-Sphinx (oben).

sich entlang des Bohrlochs. Das Extensometer am Ende der Bohrung bei der Extensometerverankerung variiert im Laufe des Jahres am stärksten. Diese Deformationen sind im Unterschied zu allen anderen Messungen zyklisch mit den Felstemperaturen. Zudem sind die Frühjahrsextensionen grösser als die winterlichen Kontraktionen, woraus sich ein Trend zu Extension ergibt.

Das Deformationsverhalten im Berginnern gleicht jenem auf der Südseite des Grats. Es ist zu den Temperaturen schwach antizyklisch. Ein Übergang der beiden Extremverhalten (zyklisch/antizyklisch) wird auf den dazwischen liegenden Extensometern registriert. Gegenüber der Nullmessung im Sommer 1995 kann im ersten halben Jahr bei allen Deformationssensoren eine Extension erkannt werden. Das Einfrieren des Spühlwassers könnte zu diesen irreversiblen Kluftöffnungen geführt haben.

7.4 Konkordiaplatz, Oberflächentemperaturen

Im Kapitel 6.3.2 (S. 41) sind die Installationsversuche und daraus folgenden Modifikationen der Miniatur-Temperaturdatalogger beschrieben. Die notwendig gewordenen Modifikationen und die Messorte, die sich im Nachhinein als nicht ideal erwiesen, hatten leider zur Folge, dass der gewonnene Datensatz höchst unkonsistent ist.

7.4.1 Sensoren WNW und NW

Die längsten Datenreihen konnten mit den Sensoren WNW und NW beim ersten Podest der Hüttentreppe und beim Übergang Gletscher/Treppe registriert werden. Beide Miniaturlogger wurden mit einer grossen Bohrmaschine (Kobra) in den Fels versenkt. Ohne externes Kabel arbeiteten sie störungsfrei.

Einer kontinuierlichen einjährigen Temperaturmessreihe von Ende November 1995 bis Ende November 1996 folgt ein Messunterbruch von vier Monaten. Wie zu erwarten war, sind die täglichen Temperaturvariationen des Sensors WNW (Abb. 7.18) grösser als diejenigen des gegen die direkte Sonneneinstrahlung mehr abgeschatteten Sensors der Exposition NW (Abb. 7.19). Beim Sensor NW sind die Tagesschwankungen der Temperatur von Ende Dezember 1995 bis im Juni 1996 stark abgeschwächt. Dies deutet auf die winterliche Schneebedeckung an diesem Standort hin.

Beim Ablesen der beiden Datalogger im März 1997 war der Sensor NW unter dem Schnee begraben. Im Gegensatz zum Sensor NW lag der Sensor WNW den ganzen Winter hindurch nie unter einer Schneedecke. Die in den Monaten Dezember und Januar abgeschwächten Temperaturamplituden im Tagsesverlauf sind wahrscheinlich auf die verkürzten Tage mit einem niedrigen Sonnenstand zurückzuführen.

Bei Sensor WNW wurde ein Jahresmittel der Felsoberflächentemperatur $+1.4°C$ gemessen und bei Sensor NW ein solches von $-0.9°C$. Der Unterschied der mittleren gemessenen Felstemperaturen von $2.3°C$, über eine Distanz von ca. 10 m weist auf eine ausgeprägte Expositionsabhängigkeit hin. Um den Einfluss der winterlichen Schneedecke

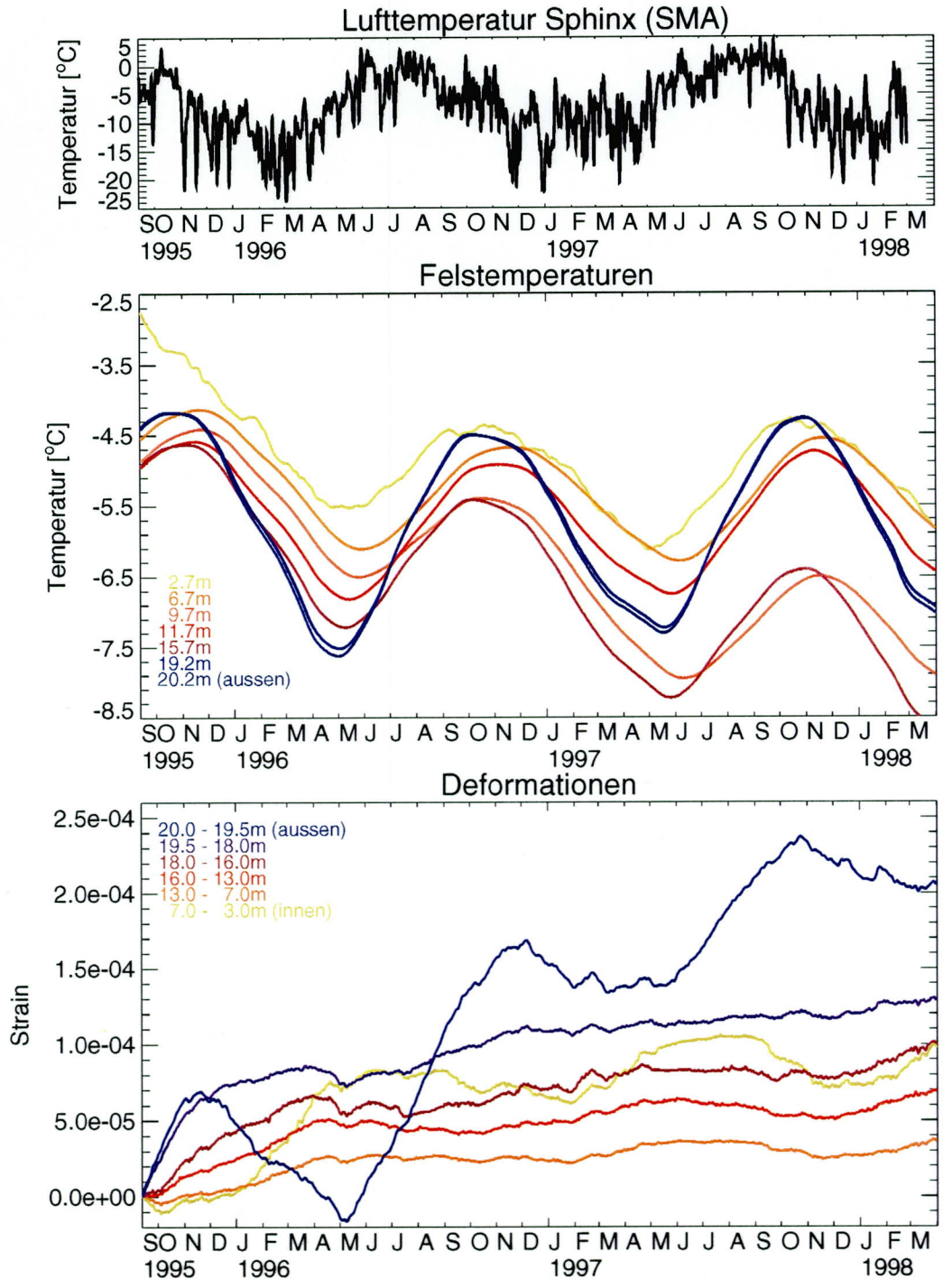


Abbildung 7.17: Messwerte Nordseite Jungfrau-Ostgrat. Felstemperaturen (Mitte), Deformationen (unten) und Lufttemperatur bei der A-Netz Station Jungfraujoch-Sphinx (oben).

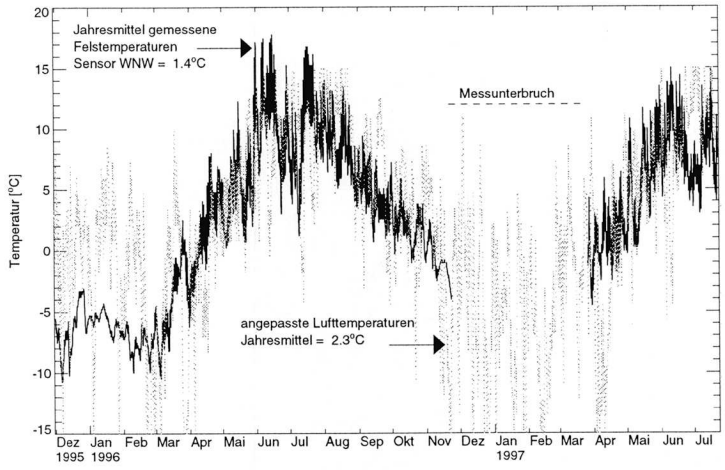


Abbildung 7.18: Temperaturverlauf beim Thermistor WNW beim untersten Treppenpodest des Hüttenweges (Messintervall 4.8 Std.). Angepasste Lufttemperaturen der SMA A-Netz Station Jungfraujoch sind mit Punktelinie eingetragen (weitere Erklärungen siehe Text).

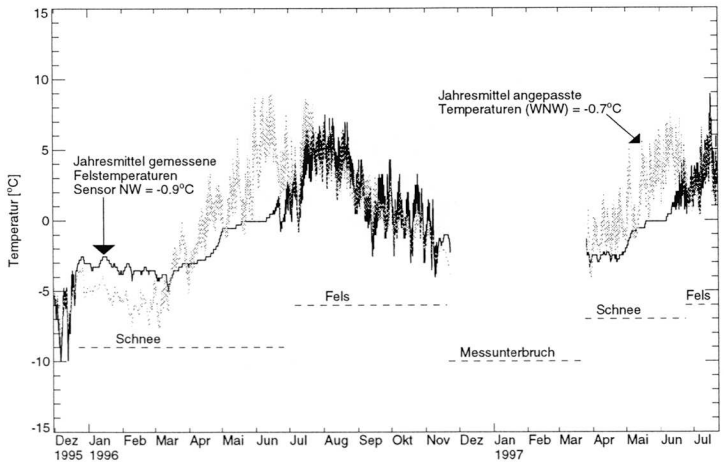


Abbildung 7.19: Temperaturverlauf beim Thermistor NW ca. 10 m von Thermistor WNW entfernt am unteren Ende der Hüttentreppe (Messintervall 4.8 Std.). Angepasste Felstemperaturen von Thermistor WNW sind mit Punktelinie eingetragen (weitere Erklärungen siehe Text).

beim Sensor WNW zu untersuchen, wurden die beiden Messreihen NW und WNW miteinander verglichen. Ausserdem wurde die Möglichkeit einer Rekonstruktion der Jahresmitteltemperatur der Sensoren der Expositionen SSE, NE, N, und WSW geprüft. Dazu wurden diese unvollständigen Datensätze mit den Messungen des Sensors WNW und den Lufttemperaturmessungen der A-Netz Station Jungfraujoch (Entfernung ca. 6.5 km) korreliert.

In Abbildung 7.18 sind neben den Temperaturmessungen des Sensors der Exposition WNW die durch eine Korrelation angepassten Lufttemperaturen dargestellt. In Abbildung 7.18 sind die beiden Temperaturverläufe dargestellt. Das Jahresmittel der angeglichenen Lufttemperaturen beträgt $+1.6°C$ und ist damit $0.2°C$ wärmer als die tatsächlich gemessenen Felstemperaturen. Die geringe Abweichung kommt vor allem in den Wintermonaten zustande. Die exponierte Meteostation ist dann weniger stark vom Sonnenlicht

abgeschattet als der Sensor in der Exposition WNW.

Im weiteren ist der Einfluss der Schneedecke auf die am Sensors NW (Abb. 7.19) gemessenen Temperaturen von Interesse. Der Sensor NW war saisonal unter einer bis zu ca. 3 m mächtigen Schneedecke begraben. Trotzdem konnte sich während der ganzen Messperiode keine länger andauernde Gleichgewichtstemperatur (BTS im Sinne von Haeberli, 1973) einstellen. Der Grund dafür dürfte in der im Vergleich zum Schnee (ca. 0.04 - 1 $Wm^{-1}K^{-1}$) besseren thermischen Leitfähigkeit der Felswand (ca. 3 $Wm^{-1}K^{-1}$) liegen. Der Wärmeaustausch mit der Atmosphäre findet durch Wärmeleitung im Fels statt. Er ist deshalb etwas verzögert, jedoch nicht durch die thermische Isolation der Schneedecke unterdrückt.

Im Gegensatz dazu war der Sensor WNW im Winter schneefrei. Die beiden Messreihen (NW und WNW) können, da die Thermistoren nahe beieinander liegen, gut miteinander verglichen werden. In Zeitabschnitten, in welchen der Thermistor NW nicht unter dem Schnee begraben war, kann der Temperaturverlauf des Sensors WNW gut mit den Messwerten des Sensors NW korreliert werden (Abb. 7.19). Die mittlere Jahrestemperatur der angepassten Temperaturkurve ist lediglich 0.2°C wärmer als das Mittel der gemessenen Temperaturen (−0.9°C). Die Schneedecke bewirkte beim Sensor NW in den Monaten Januar und Februar ein Kältedefizit und in den Monaten April, Mai und Juni eine Speicherung der Winterkälte. Dieses Verhalten entspricht den Erwartungen. Dass sich der hochwinterliche Wärmeüberschuss mit dem Wärmedefizit im Frühjahr die Waage hält, dürfte jedoch Zufall sein und war nicht voraussehbar.

7.4.2 Sensoren SSE, NE, WSW und N

Während der Thermistor NE im Winter 1996/97 aus dem Bohrloch gerutscht war und danach die Lufttemperaturen auf der Felsoberfläche registrierte, sind die Thermistorenkabel der Sensoren SSE, WSW und N aus den Loggergehäusen ausgerissen. Die Eisanlagerung an den Thermistorenkabel und der Setzungsdruck der Schneedecke hat vermutlich zu den beobachteten Defekten geführt. Die Rohdaten der vier Thermistoren sind in Abbildung 7.20 dargestellt.

Bis zum Zeitpunkt des Defekts (Abb. 7.20, Punkte X) weist der Thermistor SSE die deutlichsten und der Thermistor N die geringsten Tagesamplituden auf. Ausgeprägte tägliche Temperaturvariationen bei Südexpositionen wurden auch von Mathys (1974b) beschrieben. Dafür verantwortlich ist die direkte Sonneneinstrahlung, welche die Temperatur einer dunklen Felsoberfläche deutlich über die Lufttemperatur ansteigen lässt. Umgekehrt kühlt eine Felsoberfläche nachts aufgrund der Ausstrahlung stärker ab als die Lufttemperatur.

Die täglichen Temperaturschwankungen sind bei allen vier Thermistoren zeitweise abgedämpft. Diese Dämpfung beginnt wahrscheinlich zu dem Zeitpunkt, bei welchem die Schneedecke im Bereich des Thermistors derart anwuchs, dass dieser begraben wurde (Abb. 7.20, Punkte S). Auffallend ist, dass der Sensor N anfangs November eingeschneit wurde und danach, bis der Thermistor anfangs April ausgerissen wurde, ausschliesslich durch eine Schneedecke gedämpfte Temperaturwerte registrierte. Im Unterschied dazu stehen die Sensoren der Expositionen SSE und WSW, welche Ende November eingeschneit wurden und innerhalb des folgenden Monats Defekte erlitten. Diese beiden Stand-

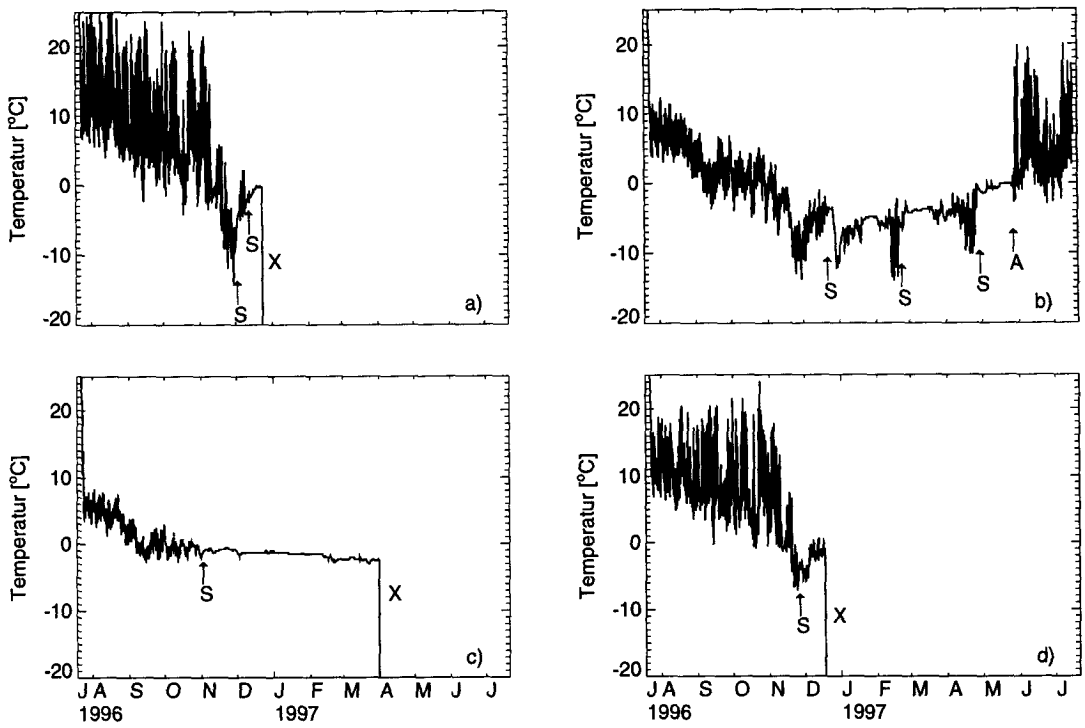


Abbildung 7.20: Rohdaten der Temperaturmessungen mit den Thermistoren SSE a), NE b), N c) und WSW d). Punkte S = Schneebeeinflussung, X = Defekt, A = Lufttemperatur.

orte sind aufgrund der Exposition auch im Winter bei guter Witterung ausgeprägten täglichen Temperaturschwankungen ausgesetzt. Die erhöhte Einstrahlung und der Anstieg der Oberflächentemperaturen um die Mittagszeit führt zur Setzung der Schneedecke. Dabei entstandenes Schmelzwasser dürfte entlang der Felsoberfläche unter die Schneedecke perkolieren. Vermutlich friert dieses Wasser in der Tiefe wieder am Fels an. Ende März 1997 wurde versucht, die Sensoren auszugraben. Eisanlagerungen auf der Felsoberfläche unter der Schneedecke verunmöglichten dieses Vorhaben. Beim Thermistor der Nordexposition dauerte es bedeutend länger, bis die mechanische Beanspruchung durch die Schneedecke zu dessen Zerstörung führte. Dies ist natürlich nicht verwunderlich, bleiben doch Schneedecken an extremen Schattenstandorten locker und leicht, bis die Lufttemperatur im Frühjahr wieder ansteigt.

7.4.2.1 Rekonstruktion der mittleren Jahrestemperatur

Mit Ausnahme der Sensoren NE (der ab Juni 1997 Lufttemperaturen registrierte), NW und WNW (die vollständig eingebohrt wurden), rissen die Thermistorenkabel aus den Loggergehäusen aus. Dies und natürlich auch die Tatsache, dass die Thermistoren zeitweise unter der Schneedecke begraben waren, sind dafür verantwortlich, dass die Felsoberflächentemperaturen nicht kontinuierlich direkt gemessen werden konnten. Eine Rekonstruktion der Jahresmittel wurde durch Korrelationen mit den Temperaturmessungen des Thermistors WNW (Treppenpodest) sowie der Lufttemperaturen der A-Netz Station Jungfraujoch versucht. Der Vergleich dieser beiden Rekonstruktionsversuche dürfte auch ein Mass für deren Güte sein.

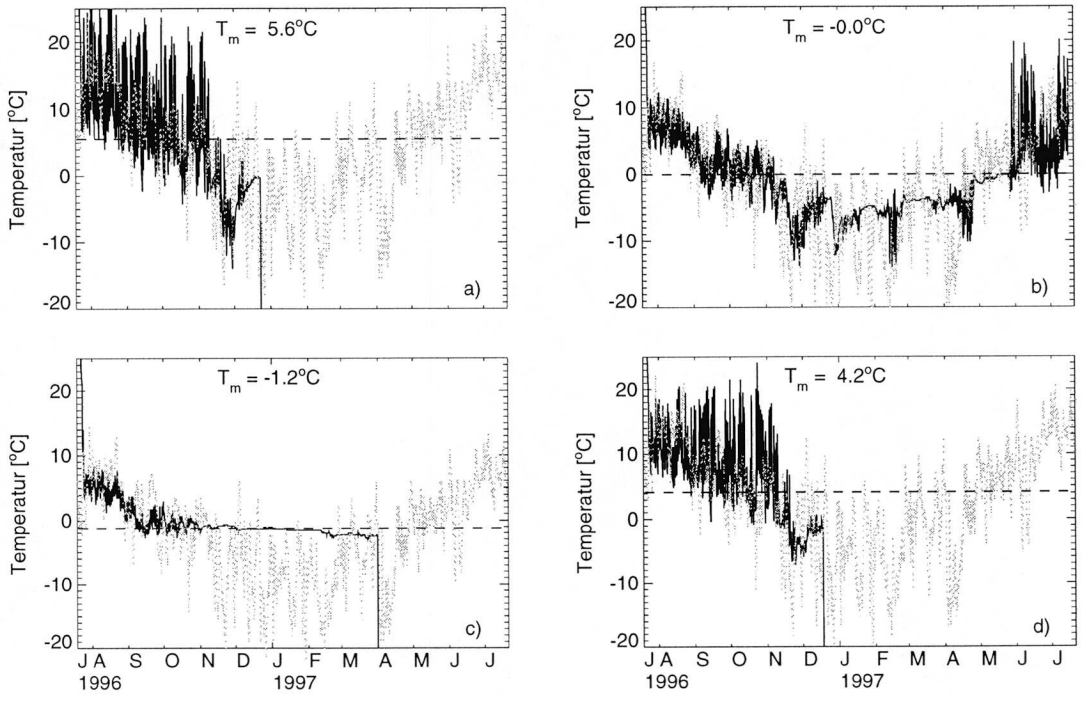


Abbildung 7.21: Temperaturverlauf der Thermistoren SSE a), NE b), N c) und WSW d) und angepasste Lufttemperaturen (Punktelinie) der A-Netz Station Jungfraujoch (weitere Erklärungen siehe Text).

In Abbildung 7.21 sind die Rohdaten der Sensoren SSE, NE, WSW, N sowie die damit korrelierten Lufttemperaturverläufe der A-Netz Station Jungfraujoch eingetragen. Die mittleren Felsoberflächentemperaturen, welche aus dieser Approximation resultieren, sind in Tabelle 7.1 zusammengestellt.

Der Vergleich der unvollständigen Datensätze der Temperatursensoren SSE, NE, N und WSW mit dem Sensors WNW (Treppenpodest) ist in Abbildung 7.22 dargestellt und die Jahresmittel sind ebenfalls in Tabelle 7.1 zusammengefasst.

Grosse Abweichungen zwischen den beiden Rekonstruktionsversuchen zur Ermittlung der mittleren jährlichen Felsoberflächentemperatur sind vor allem bei den Sensoren SSE ($\Delta T = 1.6°\mathrm{C}$) und WSW ($\Delta T = 0.8°\mathrm{C}$) zu erkennen (Tab. 7.1). Der zur Rekonstruktion verwendete Sensor WNW (Treppenpodest) war wie die Thermistoren N und NE an einem eher schattigen Standort installiert. Der Vergleich der Messwerte des Sensors WNW mit jenen der stärker der direkten Sonneneinstrahlung ausgesetzten Thermistoren SSE und WSW war mit grossen Unsicherheiten verbunden. Zur Rekonstruktion der Temperaturverläufe in sonnigen Expositionen scheinen deshalb die Lufttemperaturmessungen besser geeignet zu sein.

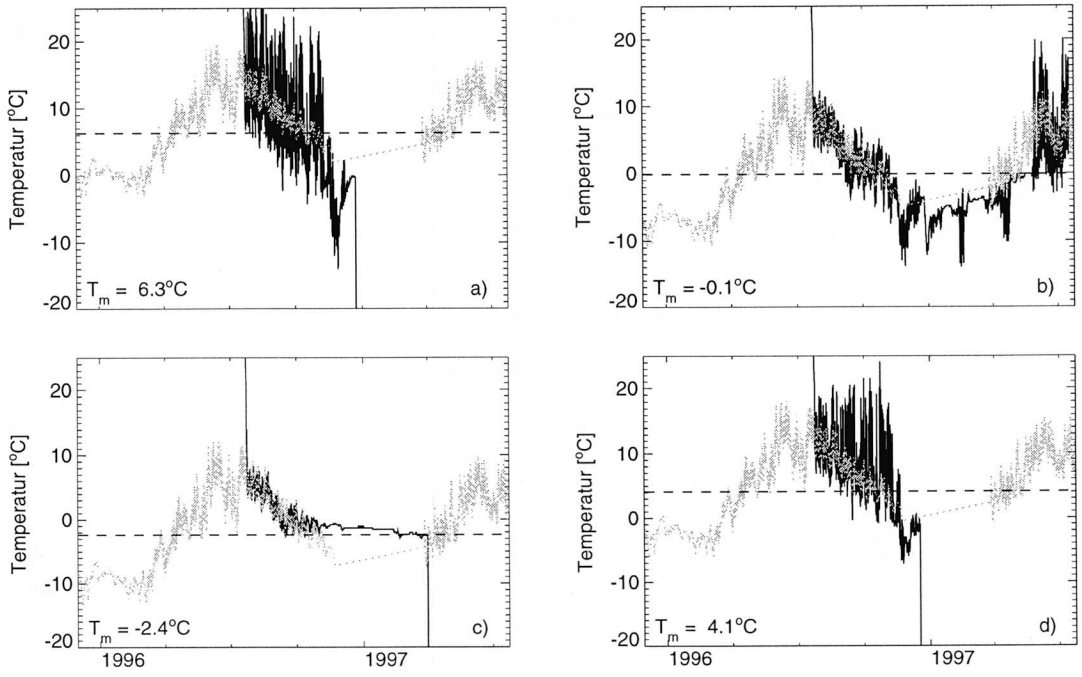


Abbildung 7.22: Temperaturverlauf der Thermistoren SSE a), NE b), N c) und WSW d) und angepasste Felsttemperaturen (Punktelinie) anhand des Sensors WNW (weitere Erklärungen siehe Text).

Tabelle 7.1: Rekonstruierte Jahresmittel der Felsoberflächentemperaturen am Konkordiaplatz. Die Rekonstruktion erfolgte anhand von Korrelationen mit den Lufttemperaturmessungen bei der A-Netz Station Jungfraujoch und des Sensors WNW. Der Unterschied zwischen den beiden Annäherungen (ΔT) ist ein Mass deren Güte.

Exposition	WNW	NW	N	SSE	NE	WSW
gemessenes Jahresmittel	$+1.4°C$	$-0.9°C$				
rekonstruierte Mittel:						
mit A-Netz	$+1.6°C$		$-2.0°C$	$+4.7°C$	$-0.8°C$	$+3.3°C$
mit Sensor WNW		$-0.7°C$	$-2.4°C$	$+6.3°C$	$-0.1°C$	$+4.1°C$
ΔT	$0.2°C$	$0.2°C$	$0.4°C$	$1.6°C$	$0.7°C$	$0.8°C$

Kapitel 8

Interpretationen der Messresultate

8.1 Wärmetransport im Untergrund, theoretische Grundlagen

Für die quantitative Interpretation der Messresultate sind Kenntnisse der Wärmeleitungstheorie notwendig (vgl. z.B., Carslaw and Jaeger, 1959). Die wichtigsten Gesetzmässigkeiten werden zu Beginn dieses Kapitels rekapituliert.

Das Fourier-Duhamel Wärmeleitungsgesetz ist ein Materialgesetz, das den Wärmefluss $\mathbf{q}$ durch ein Medium beschreibt. Der Wärmefluss $\mathbf{q}$ [Wm^{-2}] ist die Wärmeenergie, welche pro Zeiteinheit t [s] durch eine Einheitsfläche [m^2] fliesst. Es gilt

$$\mathbf{q} = -K_{ij}\,\nabla T, \tag{8.1}$$

wobei

$$\mathbf{q} = (q_x, q_y, q_z) \quad \text{und} \quad \nabla T = \left(\frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y}, \frac{\partial T}{\partial z}\right)$$

Vektoren sind. Die Grösse K_{ij} ist der thermische Leitfähigkeitstensor.

Die direkte Konsequenz aus der Gleichung (8.1) und dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik ist die zweite Fouriergleichung. Sie beschreibt die thermische Energie, welche ein Körper speichert, wenn Wärme durch ihn hindurch fliesst. Die gespeicherte Energie beträgt pro Zeiteinheit

$$-\mathrm{div}\ \mathbf{q} = \rho C \frac{\partial T}{\partial t}, \tag{8.2}$$

wobei ρ die Materialdichte [$\mathrm{kg\ m}^{-3}$] und C die Wärmekapazität [$\mathrm{J\ kg}^{-1}\mathrm{K}^{-1}$] ist.

Durch das Einsetzen von $\mathbf{q}$ aus der Gleichung (8.1) in (8.2) ergibt sich im Falle eines isotropen und homogenen Felsmaterials ($K_{ij} = K\ \delta_{ij}$) die allgemeine Wärmeleitungsgleichung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa\ \mathrm{div}(\mathrm{grad} T) = \kappa\ \nabla^2 T, \tag{8.3}$$

wobei

$$\kappa = \frac{K}{\rho C}$$

als thermisches Diffusionsvermögen [m^2s^{-1}] bezeichnet wird.

Die Wärmeleitungsgleichung kann durch im Material vorhandene Wärmequellen resp. Wärmesenken einfach erweitert werden (Carslaw and Jaeger, 1959; Haenel et al., 1988). Diese interne Wärmeproduktionsrate H [Wm^{-3}] vermag den Umsatz an latenter Wärme beim Einfrieren von Wasser (resp. beim Auftauen von Eis) zu beschreiben.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \nabla^2 T + \frac{H}{\rho C}. \tag{8.4}$$

Falls keine zeitlichen Temperaturänderungen eintreten ("steady state" $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$), reduziert sich die Gleichung (8.4) auf die sogenannte Poissongleichung

$$\nabla^2 T = -\frac{H}{\kappa \rho C} = -\frac{H}{K}. \tag{8.5}$$

Bei Vernachlässigung der internen Wärmeproduktionsrate ($H = 0$) vereinfacht sich die Beziehung (8.5) weiter auf die Laplacegleichung

$$\nabla^2 T = 0. \tag{8.6}$$

8.1.1 Bohrlochanalyse, Wärmetransport

Aus wiederholten Temperaturmessungen in Bohrlöchern werden zeit- und tiefenabhängige Messwerte gewonnen. In der Analyse dieser Temperaturen werden nur konduktive (Wärmeleitung) und latente Wärmeflüsse (Phasenübergänge) betrachtet. Der konvektive Wärmetransport (fliessendes Kluftwasser) ist in gefrorenen Felswänden vernachlässigbar klein. Die Gleichung (8.4) beschreibt die Wärmeleitung unter Berücksichtigung einer internen Wärmeproduktionsrate H. In eindimensionaler Form lautet sie

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{H}{\rho C}. \tag{8.7}$$

Zu Zeiten, in denen die Felstemperaturen deutlich unter/über der Gefriertemperatur liegen, wird keine latente Wärme umgesetzt ($H = 0$ Wm^{-3}). In diesem Fall verschwindet der letzte Term der Gleichung (8.7) und wir erhalten die eindimensionale Form der Wärmeleitungsgleichung (8.3).

Ableitungen der Temperaturmessungen können sowohl in räumlicher als auch in zeitlicher Richtung numerisch gebildet werden. In Zeitperioden ohne latente Wärmeflüsse ergibt die Division der zeitlichen durch die zweite räumliche Ableitung die Diffusivität κ.

Sind die Temperaturen im Bereich von 0°C, können latente Wärmeflüsse wichtig sein. Zum Schmelzen von Eis muss dem System Energie zugeführt werden; umgekehrt ist das Einfrieren von Feuchtigkeit eine Energiequelle. Die Wärmeproduktionsrate $H(z,t)$ kann als Schmelzenergie, welche pro Zeit und Volumen umgesetzt wird, betrachtet werden (Echelmeyer et al., 1992; Sturm and Holmgren, 1993; Conway and Benedict, 1994; Pfeffer and Humphrey, 1996); sie beträgt

$$H = \rho C \left(\frac{\partial T}{\partial t} - \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right). \tag{8.8}$$

Die so bestimmten numerischen Werte von $H(z,t)$ stimmen nur, falls das Bohrloch parallel zu den Wärmeflussvektoren $\mathbf{q}$ verläuft. Schliesst die Bohrlochachse z' mit der Richtung des Wärmeflusses $\mathbf{q}$ den Winkel ϑ ein, so ändert die Grösse der Wärmeproduktionsrate um $z' = z\cos^{-1}\vartheta$. Falls der Wärmefluss $\mathbf{q}$ im Bereich des Bohrlochs ein homogenes Feld bildet, kann $H(z,t)$ korrigiert werden.

Die latente Wärme von Wasser beträgt $L = 3.338 \times 10^5$ J kg^{-1}. Falls davon ausgegangen wird, dass H einzig auf latente Wärmeflüsse zurückzuführen ist, kann H als eine Gefrierrate $(H\ L^{-1})$ [$\mathrm{kg_{H_2O} m^{-3}_{Fels} s^{-1}}$] ausgedrückt werden.

Aufgrund der Menge der umgesetzten latenten Wärme $Q(z,t)$ [J m^{-3}], kann auf den Eis-Wassergehalt im Untergrund geschlossen werden. Die zeitliche Integration von H über eine Zeitperiode t ergibt den Energieumsatz (Echelmeyer et al., 1992; Pfeffer and Humphrey, 1996)

$$Q(z,t) = \int_0^t H(z,t)dt. \tag{8.9}$$

Die Wasser- Eismasse $\Delta m(z,t)$ [kg m^{-3}], die pro Einheitsvolumen während diesem Zeitraum eingefroren resp. aufgeschmolzen ist, ergibt sich aus

$$\Delta m(z,t) = \frac{Q(z,t)}{L}.$$

Unter Berücksichtigung der Materialdichte ρ kann das seit Beginn der Messungen im Gebirge umgesetzte Gefrier/Tauvolumen $V(z,t)$ [Vol.% H_2O $\mathrm{m^3_{Fels}}$] berechnet werden

$$V(z,t) = \frac{\Delta m}{100 \times \rho}.$$

Das eben beschriebene Auswerteverfahren ist nur dann sinnvoll, wenn die Richtung des Wärmeflusses $\mathbf{q}$ parallel zum Bohrloch verläuft, oder falls $\mathbf{q}$ ein homogenes Feld bildet und die beiden Richtungen einen spitzen Winkel ϑ einschliessen.

8.2 Sphinxausbau

In Kapitel 7.1 (S. 43ff) sind die Temperatur- und Deformationsmessungen des Überwachungsdispositivs der Sphinx dargestellt. Grundsätzlich lassen sich die Messresultate in die Zeitabschnitte vor und nach der Störung durch die Bauarbeiten aufteilen (Wegmann and Keusen, 1998). Nur von den Sensoren in den Bohrungen Rb 88.01 und SB1 bis SB4 (Abb. 6.3, S. 31) liegen Messresultate in ungestörten Verhältnissen vor.

8.2.1 Wärmeflüsse, Rotationsbohrung 88.01

Die Temperaturen der Vertikalbohrung Rb 88.01 (Abb. 7.1, S. 44) zeigen im ersten Messjahr ein mehr oder weniger ungestörtes Verhalten. In 5 m Gebirgstiefe kann ein ausgesprochener Jahresgang erkannt werden. Beim Thermistor in 50 m Tiefe variieren die Temperaturen (bis im Sommer 1994) kaum. Der Thermistor liegt im Bereich der ZAA

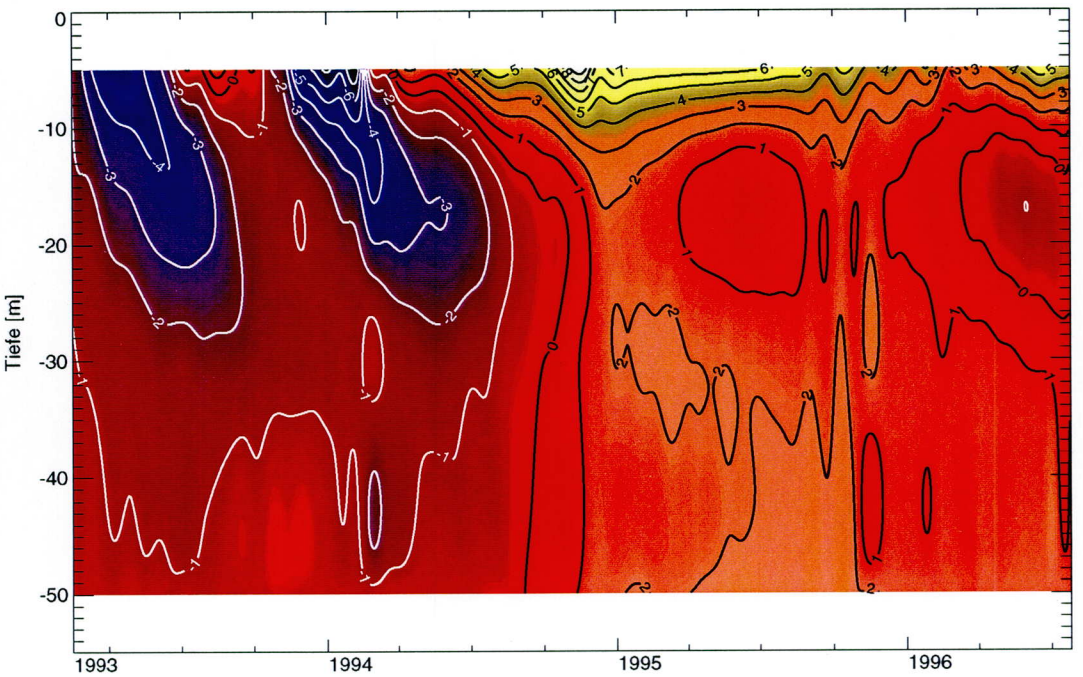


Abbildung 8.1: Temperaturfeld Vertikalbohrung Sphinx 88.01. Die Felstemperaturen sind in einem Zeit–Tiefediagramm flächenhaft dargestellt. Die Temperaturwerte sind auch aus den Konturlinien ersichtlich.

("zero annual amplitude" Abb. 3.1, S. 6). Die Temperaturamplituden nehmen mit zunehmender Felsüberdeckung ab und werden zeitverzögert. Dieses Verhalten kann auch bei den Messungen der Thermistoren T2A und T2B, T12A und T12B, T13A und T13B sowie jenen in Rb 94.01 (Kap. 7.1, Abb. 7.2-7.10) erkannt werden.

In Abbildung 8.1 sind die Temperaturmessungen der Vertikalbohrung Rb 88.01 in einem Zeit–Tiefendiagramm flächenhaft dargestellt. Eine zweidimensionale Spline-Approximation wurde durch die gemessenen Temperaturwerte in 5 m, 10 m, 15 m, 25 m, 35 m und 50 m Felstiefe gelegt (vgl. auch Abb. 7.1, S. 44). Die verwendete B-Splinefunktion berechnet die minimale quadratische Abweichung einer gewichteten Tensorproduktespline (IMSL Mathematics Reference PV-WAVE, 1995). Mit diesem mathematischen Approximationsverfahren wurden für jeden Messtag im Tiefenintervall von 20 cm Temperaturwerte interpoliert.

Aus dem Temperaturfeld ist das konduktive Wärmetransportverhalten im ersten Messjahr klar ersichtlich. Das Eindringen der Winterkälte ist mit zunehmender Tiefe zeitverzögert. Die grossen, an der Oberfläche beobachteten Temperaturvariationen sind mit zunehmender Tiefe abgeschwächt. Ab dem Sommer 1994 steigen sämtliche Temperaturwerte über 0°C an. Damit gewinnen latente und advektive Wärmeflüsse an Bedeutung.

In Abbildung 8.1 sind die Felstemperaturen in Abhängigkeit von Zeit und Ort dargestellt. Dieses Temperaturfeld kann sowohl in zeitlicher, wie auch in räumlicher Richtung abgeleitet werden und damit die Wärmeproduktionsrate H berechnet werden. Unter der Annahme, dass H alleine auf latente Wärmeflüsse zurückzuführen ist, wurde eine lokale Gefrierrate berechnet. Die örtlichen und die zeitlichen Ableitungen in Gleichung (8.8)

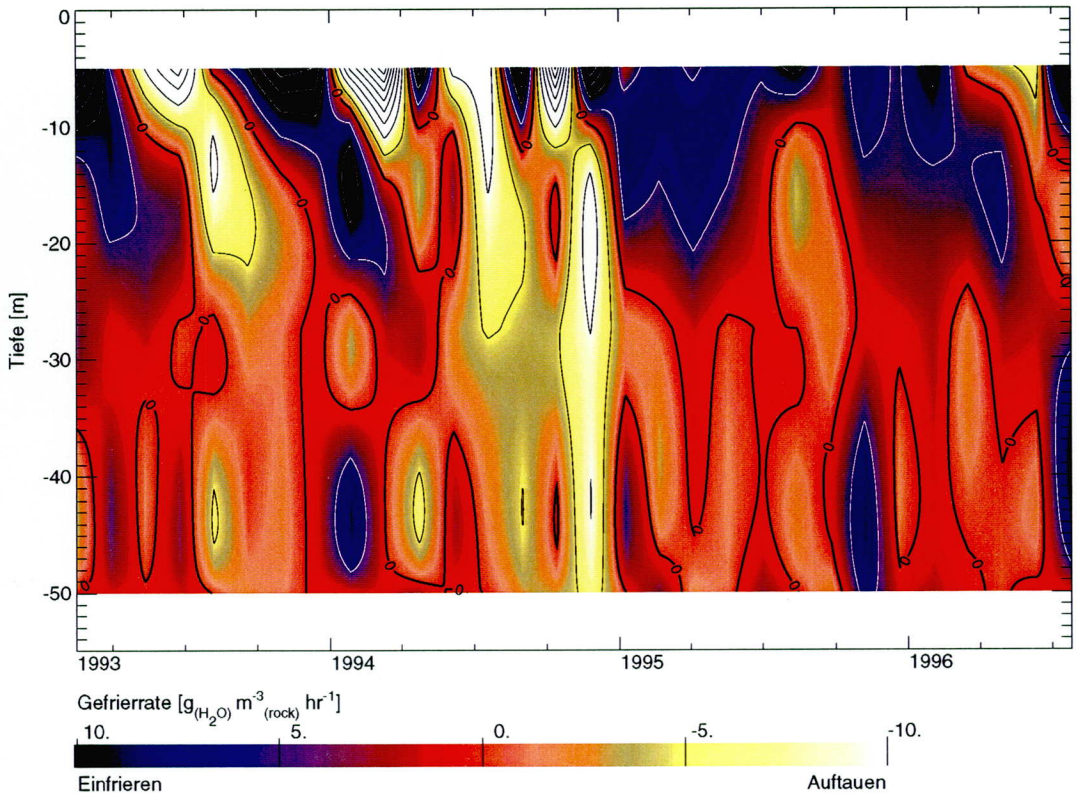


Abbildung 8.2: Gefrierrate H Vertikalbohrung Sphinx 88.01. Die Gefrierrate ist in einem Zeit–Tiefendiagramm flächenhaft dargestellt. Die Konturlinien wurden unter der Annahme eines vertikalen Wärmeflusses bestimmt, der effektive Umsatz an latenter Energie ist deshalb unterschätzt.

können direkt aus der zweidimensionalen Splinefunktion (Abb. 8.1) gewonnen werden. Die Materialeigenschaften sind an Bohrproben vom Jungfrau-Ostgrat (Anhang A, Seite 116) bestimmt worden. Unter Annahme konstanter, isotroper thermischer Eigenschaften ($K = 3.4\,\mathrm{W\,m^{-1}K^{-1}}$, $\rho = 2750\,\mathrm{kg\,m^{-3}}$, $C = 780\,\mathrm{J\,kg^{-1}K^{-1}}$) wurde H berechnet. In Bereichen, in denen keine, resp. nur sehr geringe latente Wärmeflüsse stattfinden, fällt der letzte Term der Gleichung (8.7) weg und κ kann aus den beiden Temperaturgradienten berechnet werden (8.3). Das so ermittelte κ beträgt $1.63 \times 10^{-6}\ \mathrm{m^2 s^{-1}}$ und unterscheidet sich nur geringfügig von dem aus den Materialeigenschaften der Bohrproben vom Jungfrau-Ostgrat (Anhang A, Seite 116) berechneten $\kappa = K\ \rho^{-1} C^{-1} = 1.59 \times 10^{-6}\ \mathrm{m^2 s^{-1}}$.

In Abbildung 8.2 ist H als eine Gefrierrate $[\mathrm{g_{H_2O} m^{-3}_{Fels} s^{-1}}]$ in einem Zeit–Tiefendiagramm dargestellt. Das Konturlinienintervall beträgt 5 Gramm Wasser, welches pro Kubikmeter Fels-Eisgemisch in einer Stunde einfriert, resp. auftaut.

In den Berechnungen wurde davon ausgegangen, dass der Wärmeflussvektor $\mathbf{q}$ entlang des Bohrlochs maximal ist. Wie die Temperaturmessungen bei benachbarten Bohrlöchern zeigen, sind die Felstemperaturen auf der Südseite des Grates erheblich höher als jene der Nordseite. Dem vertikalen geothermischen Wärmefluss aus der Tiefe ist bei einem ausgesprägten Relief eine bedeutende horizontale Komponente überlagert. Dies bedeutet, dass die numerischen Werte (Abb. 8.2) zu gering sind. Die in Abbildung 8.2 berechneten Energieumsätze müssten deshalb korrigiert werden. Die Richtung des Wärmeflusses $\mathbf{q}$

im Sphinxgrat ist nicht genau bekannt. In der Annahme, dass q entlang des Bohrlochs ein homogenes Feld bildet, eignet sich die Abbildung 8.2 trotzdem für eine qualitative Interpretation.

Das erste Messjahr (Abb. 8.2) zeigt das Gefrier/Tauverhalten bevor die Temperaturen durch die Bauaktivitäten (Felsabtrag, Betonieren) erwärmt worden sind. Offensichtlich werden auch bei ungestörten Bedingungen in Oberflächennähe bedeutende Mengen latenter Energie umgesetzt. Im Winter 1992/93 und 1993/94 frieren im Bereich der Gratoberfläche mehr als 20 $g_{H_2O} m_{Fels}^{-3} hr^{-1}$. Im Sommer 1993 taut die gleiche Menge Eis wieder auf. Der Umsatz an latenter Wärme nimmt mit zunehmender Tiefe ab und ist wie die Temperaturwelle (Abb. 8.1) zeitverzögert. Bis in eine Tiefe von ca. 25 m lassen sich latente Wärmeflüsse klar beobachten. Im ersten Quartal 1994 können in Abbildung 8.2 die ersten Einflüsse der Bauarbeiten erkannt werden. An der Gratoberfläche taut eine beachtliche Menge Eis auf. Der Aushub des Liftschachts im Sommer und die Abbindewärme der Betonverkleidung im Herbst 1994 führen dann zum Aufschmelzen von Klufteis entlang des Bohrlochs Rb 88.01. Ab dem Winter 1995 überwiegen in Oberflächennähe die Gefrierprozesse. Zur Zeit scheint sich langsam wieder eine neue Gleichgewichtssituation einzustellen.

8.2.2 Temperatur/Deformationsverhalten

Die im letzten Abschnitt beschriebenen Energieumsätze sind mit Volumenänderungen in der Porenfüllung verbunden. Um einen kurzen Einblick in die Grössenordnungen von Gefrierdilatationen zu geben, werden diesem Abschnitt einige allgemeine Überlegungen vorangestellt.

Das Einfrieren von Wasser findet (bei Normalbedingungen) unter einer Volumenausdehnung von ca 9% statt. Falls sich das Wasser beim Phasenübergang in alle Richtungen gleichmässig ausdehnen kann, entspricht dies einer Längenänderung von je ca. 3%. Die Deformation, die beim Einfrieren von einem Prozent isotrop verteiltem Porenwasser in einem vollkommen gesättigten Material zu erwarten ist, beträgt im Idealfall $\varepsilon \simeq 3.0 \times 10^{-4}$. In der Natur sind solch ideale Bedingungen nicht zu erwarten, vielmehr ist der Einzelfall beliebig komplizierter. So wird man einer 100% Sättigung wohl kaum begegnen und ein Teil der Gefrierdilatation findet vermutlich gegen Porenluft statt. Der Volumenausdehnung einer Gefrierdilatation wirkt die Festigkeit eines Gesteins entgegen. Die Porenfeuchte ist im Normalfall höchst anisotrop im Gebirge verteilt (eisgefüllte Klüfte), und in Bereichen mit hohen Feuchtigkeitsgehalten sind die Deformationen grösser. Vernachlässigt man diese wichtigen Einwände, entsprechen die im Kapitel 7.1 (S. 43ff) beschriebenen, reversibeln Deformationen einem Gefriervolumen von maximal einem halben Volumenprozent (vgl. Abb. 7.2, $\Delta\varepsilon \simeq 1.5 \times 10^{-4}$).

Das thermomechanische Verhalten des Sphinxgrats kann trotz den umfangreichen Messungen nur qualitativ analysiert werden. Die thermische und mechanische Belastung des Gebirges ist zeitlich und räumlich sehr variabel. Selbst für eine semiquantitative Untersuchung müssten in den einzelnen Bohrlöchern weitere Sensoren eingebaut sein. In den Bohrlöchern SB1–SB4 und SB12, SB13 sind neben den Extensometern auch Thermistoren angebracht (Abb. 6.3, 7.2–7.9).

Das auffallendste Merkmal der Deformationsmessungen sind die zyklischen Variationen. Die jährlichen Extensionen und Kontraktionen sind bei den meisten Messungen antizyklisch zum Temperaturverlauf. Die Ausdehnung des Gebirges während der Abkühlung kann nur mit der Gefrierdilatation erklärt werden. In den Untersuchungen für das Projekt Kristall sind die thermischen Expansionskoeffizienten α der trockenen Lithologien gemessen worden (Tab. 6.1, S. 25). Eine typische Längenausdehnung von $\alpha \simeq 10^{-6}°C^{-1}$ ist um etwa zwei Grössenordnungen kleiner als die Deformationen, die bei Gefrier/Tauprozessen der Gesteinsfeuchte hervorgerufen werden.

Auch zu Zeiten, in welchen die Felstemperaturen konstant unter dem Gefrierpunkt liegen, werden an Extensometern Deformationen gemessen, die nur mit Gefrier/Tauvorgängen im Gebirge erklärt werden können (vgl. SB1, SB3, Abb. 7.2–7.5, S. 45–47). Während mit den Thermistoren Punktmessungen durchgeführt werden, zeigen die Extensometer axiale Verschiebungen einer Messstrecke. Finden im anisotropen, geklüfteten Gebirge lokale Phasenübergänge statt, führen die Deformationen auf dem Kluftsystem auch in benachbarten Lokalitäten zu Deformationen. Die gemessenen Deformationen und Temperaturen haben jedoch nur einen beschränkten räumlichen Gültigkeitsbereich.

Am offensichtlichsten kann das antizyklische Verhalten von Temperaturen und Deformationen bei den Bohrlöchern SB3 und SB4 (Abb 7.4, 7.5 S. 46) erkannt werden. Diese Bohrungen verlaufen vom alten Observatorium gegen die Nordflanke des Sphinxgrats. Die gemessenen Felstemperaturen haben jährliche 0°C–Durchgänge. In der Bohrung SB3, welche der Baustelle zugewandt ist, wird eine markante Erwärmung zu Beginn der Bauaktivitäten beobachtet. Die Felstemperaturen, die Anfangs im Durchschnitt unter dem Gefrierpunkt liegen, steigen deutlich an und kühlen im Winter 1994/95 nicht mehr unter 0°C ab. Während der künstlichen Erwärmung im Sommer 1994 kontrahiert das Gebirge bei SB3 ebenfalls stärker. Vermutlich ist bei diesem Ereignis Klufteis aufgetaut und als Schmelzwasser entlang des Kluftsystems K1 wegmigriert. In der darauf folgenden Zeit werden erneut antizyklische, reversible, jährliche Deformationen gemessen (E3A, B). Diese finden allerdings über einem leicht verkürzten Gebirgsbereich statt. Im Bohrloch SB4, welches vom Sphinxanbau abgewandt ist, sind die Felstemperaturen durch die Bauaktivitäten nur gering beeinflusst. Den sich zur Temperatur antizyklisch verhaltenden Deformationen ist in der Gratmitte (E4B) ein Trend zur Kluftöffnung überlagert. Aus Abbildung 6.3 (S. 31) ist ersichtlich, dass sowohl die Bohrung SB3 wie auch SB4 das vertikale Kluftsystems K1 unter einem steilen Winkel schneiden. Schmelzwasser, welches in Baugrubennähe (SB3) entsteht, kann entlang dieses Kluftsystems in Richtung E4A gelangen und dort bei kühleren Temperaturen wieder gefrieren. Dieser Massetransport wird auch von den Extensometermessungen E4A und E4B bestätigt. In Gebäudenähe (E4B) ist den zyklischen Deformationen ein Trend zur Kontraktion und in der Nähe der Felsoberfläche (E4A) ein Extensionstrend überlagert.

Bei den Bohrlöchern SB1 und SB2, die gegen die Südseite des Sphinxgrats verlaufen, werden lediglich bei dem vom Anbau weiter entfernten Extensometer E1A in oberflächennähe deutliche jährliche Deformationen gemessen. Das Dreifachextensometer in SB2 zeigt kaum Deformationen. Da einzig auf den K1-Klüften (Abb. 6.3, S. 31) grosse Eisanlagerungen beobachtet wurden und die Bohrung SB2 parallel zu diesem Kluftsystem verläuft, ist diese Beobachtung nicht verwunderlich. In den geotechnischen Vorabklärungen (Kapitel 6.1.3, S. 27) wird vor allem auf der Südseite der Sphinx eine oberflächennahe, stark verwitterte Zone beschrieben. Da SB1 das Kluftsystem K1 unter einem steilen Win-

kel schneidet, sind im stark verwitterten (eisreichen) äusseren Gebirgsbereich (E1A) eher Deformationen zu erwarten als im tiefer liegenden "trockenen" Gebirge (E1B).

Die Bohrungen SB10–SB13 (Abb. 6.3, S. 31) wurden im Anschluss an den Gebirgsabtrag im Nahbereich der Sphinxerweiterung durchgeführt. Die Messresultate (Abb 7.6–7.9, S. 48–50) sind deshalb von Anfang an durch die Bauarbeiten stark beeinflusst. Alle Deformationen (E10–E13) sind bedingt durch die Bauaktivitäten irreversibel extensiv.

Die geringsten Öffnungen werden beim Extensometer E12A, B gemessen. Diese Beobachtung kann wieder mit dem kluftparallelen (K1) Verlauf der Bohrung SB12 erklärt werden. Die Temperaturmessungen der Thermistoren T12A und T12B zeigen deutliche Jahresgänge. Sie sind in Oberflächennähe ausgeprägter als beim tiefer liegenden Thermistor T12B.

Aus bautechnischer Sicht war vor allem das den gesamten Sphinxgrat von Süden nach Norden querende Vierfachextensometer im Bohrloch SB10 von zentraler Bedeutung (Steiner et al., 1996). Im mittleren Gratbereich wurden im Anschluss an den Liftschachtbau grosse, irreversible Extensionen beobachtet. Um diese Verschiebungen darzustellen muss die y-Achse in der Abbildung 7.6 (S. 48) den doppelten Messbereich abdecken. Die beinahe lineare Öffnung des Kluftsystems liess sich nur noch durch eine zusätzliche Dimensionierung auf Horizontalspannungen des Gebäudefundaments begrenzen. Auf den beiden oberflächennahen Extensometern E10A im Norden und E10D im Süden, werden zyklische jährliche Deformationen gemessen. Die Amplituden dieser Deformationen sind im Norden (E10A) viel geringer als im Süden (E10D). Zudem verhalten sich die Deformationen auf beiden Gratseiten antizyklisch zueinander. Die Extensionen finden im Norden während dem Sommerhalbjahr statt. Sie sind zyklisch zu den Felstemperaturen (die in SB10 leider nicht gemessen werden). Diese zyklischen Deformationen können mit rein thermischen Gebirgsdehnungen und -kontraktionen (linearer Wärmeausdehnungskoeffizient $\alpha \simeq 10^{-5}°C^{-1}$) oder durch Gefrier/Tauprozesse im benachbarten Gebirgsbereich erklärt werden. Beim Extensometer E10D im südlichen Bereich des Bohrlochs SB10 ist den deutlichen Jahresvariationen ein extensiver Trend überlagert. Im Sommer 1994 kontrahierte dort das Gebirge vorerst um $\varepsilon \simeq -2.0 \times 10^{-4}$. Der den Jahresvariationen überlagerte Extensionstrend hat in den folgenden drei Jahren eine zusätzliche Deformation von $\varepsilon \simeq +4.0 \times 10^{-4}$ bewirkt. Die Deformationen müssen deshalb weiter beobachtet werden. Nur so ist es möglich, auf eine potentielle Destabilisierung eines Felspakets im Süden rechtzeitigt zu reagieren.

Die Extensometer E11A und E11B registrieren Gebirgsdeformationen im Süden des Sphinxgrats. Bis Ende 1995 verhalten sich die Deformationsmessungen der beiden Extensometer beinahe deckungsgleich, mit winterlichen Extensionen und sommerlichen Kontraktionen geringer Amplituden. Nach einem Messunterbruch im ersten Halbjahr 1996 sind die Jahresamplituden im Berginnern (E11B) deutlich grösser als in Oberflächennähe (E11A). Auf beiden Messstrecken sind die Extensionen jeweils grösser als die Kontraktion. Diese kontinuierliche Öffnung des Kluftsystems stimmt mit den Messungen am Extensometer E10D klar überein.

Die Bohrung SB13 führt in nordwestlicher Richtung gegen die nördliche Gratoberfläche und schneidet das Kluftsystem K1 vertikal. Diese geometrische Konstellation macht die durch Phasenwechsel bedingten Deformationen (E13A, B) deutlich erkennbar. Das Extensometer E13B liegt in der Fortsetzung der Kluftrichtung (K1) von E10A.

Die Deformationsmessungen auf E13B (im Berginnern) sind bis Anfang 1996 extensiv ($\varepsilon \simeq +1.5 \times 10^{-4}$), danach bleiben sie mehr oder weniger konstant. Bei E13B werden (im Gegensatz zu E13A) keine zu den Temperaturen antizyklisch verlaufenden Deformationen gemessen. Auch beim oberflächennahen Extensometer E13A öffnet sich bis Anfangs 1996 das Kluftsystem deutlich ($\varepsilon \simeq +3.5 \times 10^{-4}$) und bleibt danach geöffnet. Im Unterschied zu E13B sind beim oberflächennahen Sensor E13A während der ganzen Messperiode zu den Temperaturen deutlich antizyklische Gefrier/Taudeformationen überlagert.

8.3 Jungfrau-Ostgrat

Um die Bohrlochuntersuchungen beim Sphinxausbau mit Messungen in einem thermisch und mechanisch weniger gestörten Gebirge vergleichen zu können, wurden zwei Sondierbohrungen am Ostgrat der Jungfrau durchgeführt (Kap. 6.2, S. 32ff). Die Felsüberdeckung der Sensoren in der Bohrung auf der Südseite des Ostgrats sind in linearer Beziehung zur Bohrlochtiefe (Abb. 7.15, S. 56). Die Messresultate eignen sich deshalb gut für eine quantitative Auswertung.

8.3.1 Südseite

Im Kapitel 8.2.1 (S. 67ff) sind die Temperaturmessungen der Vertikalbohrung Rb 88.01 verwendet worden, um Energieflüsse im Untergrund zu analysieren. Die Problematik dabei war, dass der Wärmefluss in einem Gebirgsgrat nicht nur eine vertikale, sondern auch eine horizontale Süd–Nordkomponente aufweist (vgl. Abb. 6.1). Die Richtung, in welcher der maximale Wärmefluss durch einen Gebirgsgrat verläuft, kann mit Modellrechnungen bestimmt werden (Kap. 9.3, S. 101). Für eine quantitative Analyse der Bohrlochtemperaturen vom Jungfrau-Ostgrat ist deshalb die Lage des Bohrlochs relativ zur Gratoberfläche von grosser Bedeutung.

In den Bohrungen wurden je acht Thermistoren und ein Sechsfachextensometer installiert (Tab. 6.4, S. 36). Aus den Messwerten und daraus abgeleiteten Grössen sind Zeit–Tiefendiagramme berechnet worden. Die Approximation der Felder wird wie im Kapitel 8.2.1 (S. 67) mit einer gewichteten zweidimensionalen Tensorproduktspline durchgeführt (IMSL Mathematics Reference PV-WAVE, 1995).

In Abbildung 8.3 sind die Temperaturmessungen der acht Thermistoren (Abb. 7.16, S. 57) in einem Zeit–Tiefendiagramm dargestellt. Auf der linken y-Achse ist die minimale Felsüberdeckung (Abb. 7.15, S. 56) und auf der rechten die Bohrlochtiefe eingezeichnet. Die Bohrlochtiefe ist in dieser Grafik ab dem ersten Thermistor und nicht ab dem Bohrlochkopf gemessen.

Das Eindringen der Winterkälte kommt in Abbildung (8.3) deutlich zum Vorschein. Entsprechend dem Prozess der Wärmeleitung sind die Temperaturvariationen in der Tiefe abgeschwächt und zeitlich verzögert. Im Unterschied zur Winterkälte ist die sommerliche Erwärmung nur bis zum Gefrierpunkt möglich. Positive Celsiustemperaturen dringen

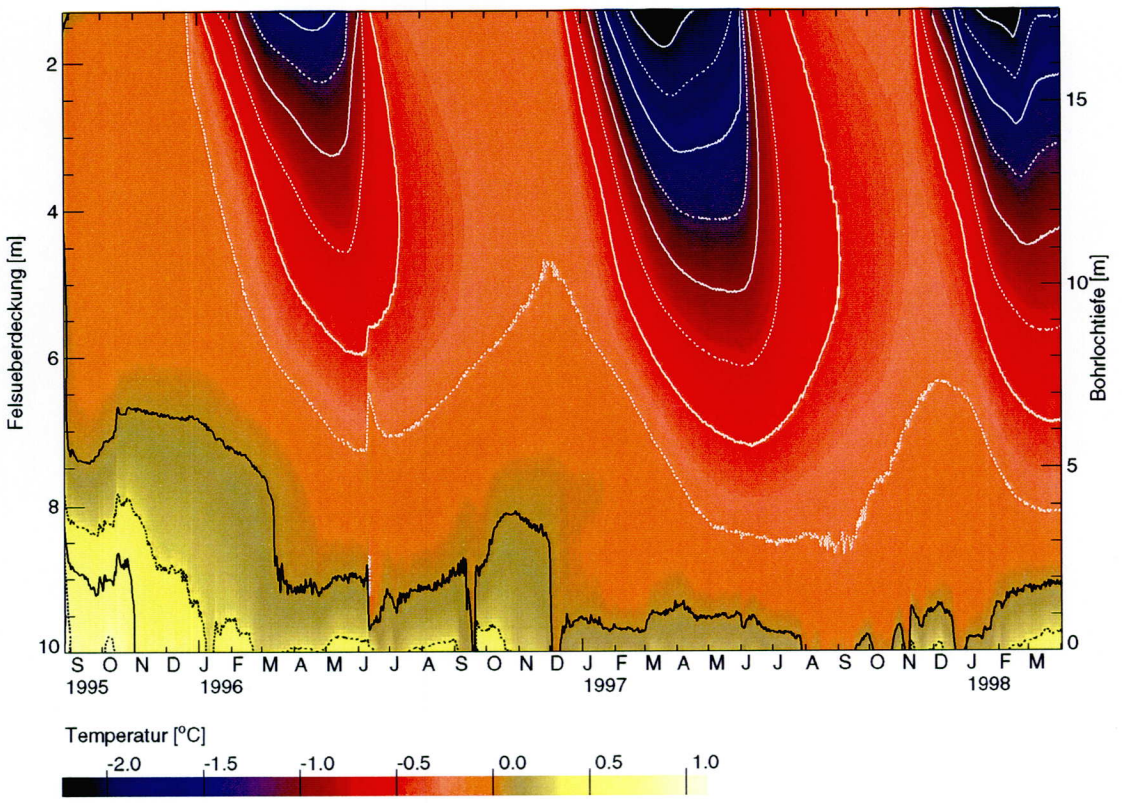


Abbildung 8.3: Temperaturfeld Jungfrau-Ostgrat, Südseite. Die Felstemperaturen sind in einem Zeit–Tiefendiagramm flächenhaft dargestellt. Die Temperaturen sind aus den Konturlinien ersichtlich, das Intervall der Isothermen beträgt $\frac{1}{2}$°C (gepunktete Linien $= \frac{1}{4}$°C Isothermen). Die linke Ordinate beschriebt die minimale Felsüberdeckung (Abb. 7.14, S. 55) und die rechte Ordinate die Bohrlochtiefe (gemessen vom Bohrkopf im Berginnern).

nicht in den Untergrund ein. Im Bereich des Bohrlochs befindet sich saisonal ein Schneefleck. Die sommerliche Erwärmung wird für die Schneeschmelze benötigt. Die Felstemperaturen in Oberflächennähe bleiben deshalb den ganzen Sommer hindurch leicht unter 0°C. In 10 m Gebirgstiefe betragen die rezenten Felstemperaturen ca. 0°C. Zu Beginn der Messungen waren sie noch deutlich über dem Gefrierpunkt (> 1°C). Die 0°C-Isotherme ist seit Beginn der Untersuchungen in tiefere Gebirgsbereiche abgesunken. Das Temperaturverhalten im Berginnern wird durch die Stollenanlage beeinflusst. Im Juni 1996 drang Wasser aus dem Stollen bis zur halben Bohrlochtiefe vor. Dieses Ereignis führt zur kurzfristigen Erwärmung in der inneren Hälfte des Bohrlochs und ist in den $-1°$, $-0.5°$ und 0°C-Isothermen erkennbar.

Wie aus der Abbildung 8.3 vermutet werden kann, wird der Energieumsatz entlang des Bohrlochs vor allem durch konduktive und latente Wärmeflüsse dominiert. Die latente Wärme kann, wie bereits gezeigt wurde (Gleichung (8.8), S. 66), für jeden Zeitpunkt über das ganze Bohrloch berechnet werden. Im Gratbereich wird der geothermische Wärmefluss durch topographische Einflüsse stark überprägt (Abb. 9.9, S. 103), und der Wärmetransport findet zur Hauptsache senkrecht zur Felsoberfläche statt. Deshalb muss z in der Gleichung (8.8) die minimale Felsüberdeckung der Sensoren beschreiben (Abb. 7.14, S. 55). In Abbildung 8.4 ist für dasselbe Bohrloch die lokale Gefrierrate $H(z,t)$ als Wassermasse, welche pro Gesteinsvolumen und Zeit einfriert, dargestellt.

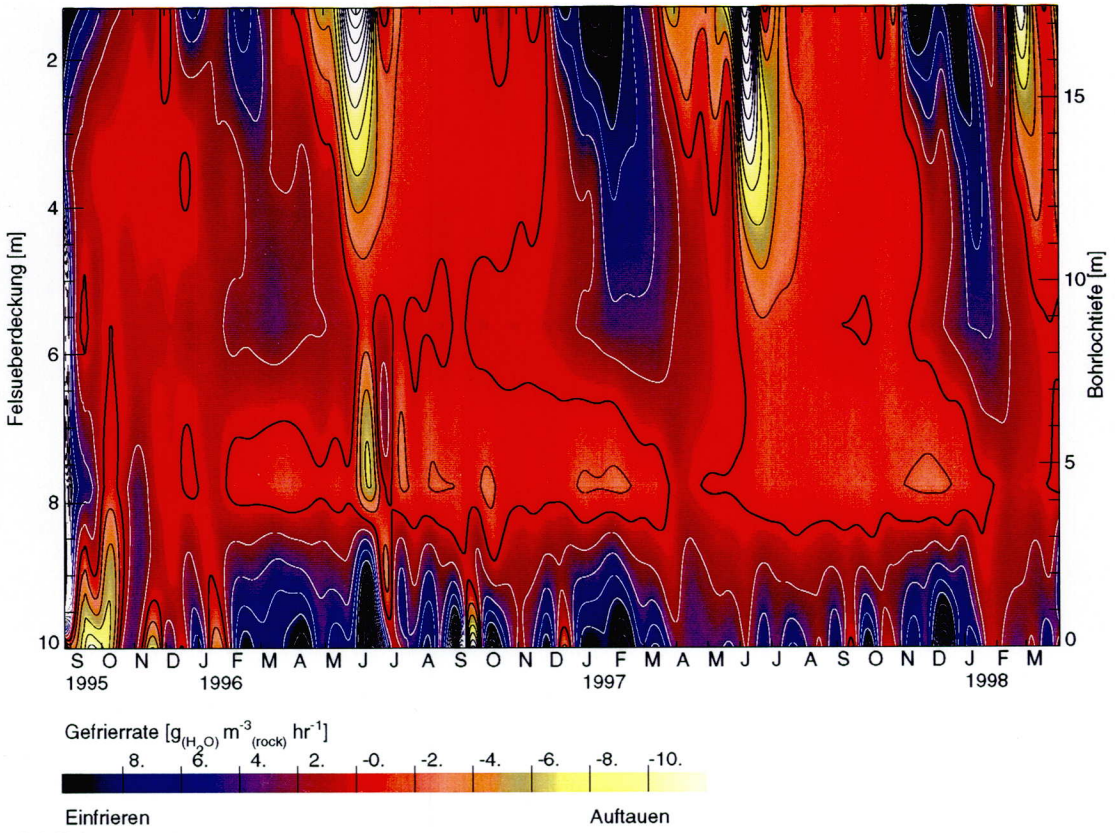


Abbildung 8.4: Gefrierrate Jungfrau-Ostgrat, Südseite. Die Gefrierraten sind in einem Zeit–Tiefendiagramm flächenhaft dargestellt. Der Konturlinienabstand beträgt $2\ \mathrm{g_{H_2O} m^{-3}_{Fels} hr^{-1}}$.

Den Berechnungen liegen die Materialeigenschaften zugrunde, die an den Bohrproben vom Jungfrau-Ostgrat bestimmt wurden (Anhang A Seite 116). Sowohl die Wärmeleitfähigkeit K wie auch die Wärmekapazität C hängen von der Gesteinstemperatur und vom Aggregatzustand der Porenfüllung ab. Da diese Variationen jedoch im Bereich der Messunsicherheit liegen, ist mit konstanten thermischen Materialeigenschaften gerechnet worden ($K = 3.2\ \mathrm{W\ m^{-1}K^{-1}}$, $\rho = 2750\ \mathrm{kg\ m^{-3}}$, $C = 780\ \mathrm{J\ kg^{-1}K^{-1}}$).

In Abbildung 8.4 fällt zunächst ein jährliches, zyklisches Gefrieren und Tauen auf. Zwischen Dezember und Ende März gefriert das Gebirge oberflächennah. Die Gefrieraktivität wird mit zunehmender Tiefe abgeschwächt und zeitverzögert. Zu Beginn der Messungen friert entlang des gesamten Bohrlochs Wasser ein. Ein Teil dieses Wasser gelangte durch die Bohrspühlung in das Gebirge. Zusätzlich friert vermutlich auch Wasser ein, das durch die Abbindewärme des Injektionsguts lokal aufgetaut worden war. Das jährliche Tauen des Untergrundeises ist sehr deutlich erkennbar. Jeweils zwischen Mitte Mai und Mitte Juni kann ein Schmelzimpuls von der Felsoberfläche her erkannt werden. Dieses Signal ist bis in eine Felstiefe von ca. 5 m zeitlich beinahe unverzögert. Ein solch simultanes Schmelzen kann mit dem Eindringen von Schmelzwasser (Schnee) in das Kluftsystem erklärt werden. Die thermische Störung der Stollenanlage wird in der Gebirgstiefe zwischen ca. 7.5 m und 10 m in den Energieflüssen gut erkennbar. In diesem Gebirgsbereich können keine jährlichen Variationen von H mehr ausgemacht werden. Unterhalb von ca. 8.5 m wechseln oft deutliche, unregelmässige "Gefrier-" und "Tauphasen" ab. Da die Temperaturen in diesem Bereich jedoch über dem Gefrierpunkt liegen (Abb. 8.3), wird die lokale

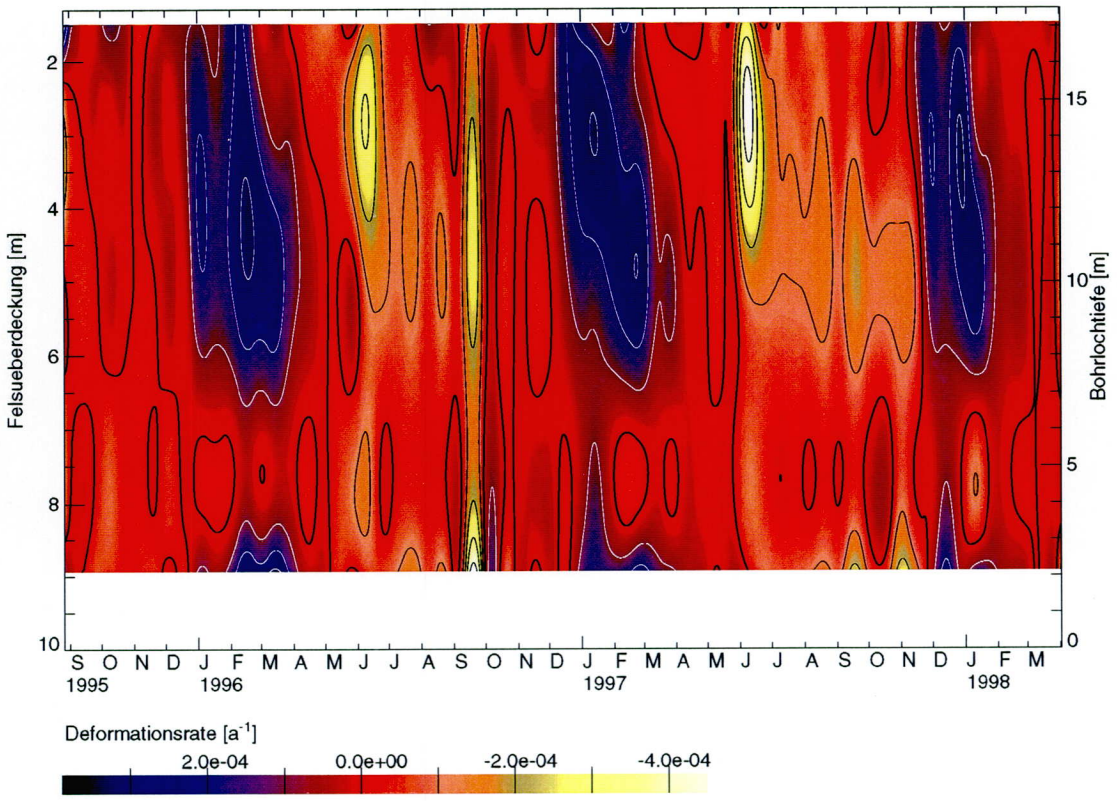


Abbildung 8.5: Deformationsrate Jungfrau-Ostgrat, Südseite. Die Deformationsraten $(\dot{\varepsilon})$ sind in einem Zeit–Tiefendiagramm flächenhaft dargestellt. Der Konturlinienabstand beträgt $1.0 \times 10^{-4}\ \mathrm{a}^{-1}$.

Wärmeproduktionsrate H hier vermutlich durch advektive Wärmeflüsse bestimmt.

Die Gefrierrate $H(z,t)$ (Abb. 8.4) zeigt die Tiefenbereiche und die Zeitpunkte, in welchen Kluftwasser gefriert oder auftaut. Da die Änderung des Aggregatzustandes (Wasser–Eis) mit einer Volumenänderung von ca. 9% verbunden ist, sollten die Energieumsätze auch in den Deformationsmessungen beobachtet werden können. In Abbildung 8.5 sind die aus den gemessenen Deformationen berechneten Deformationsraten $(\dot{\varepsilon} = \frac{\partial \varepsilon}{\partial t})$ dargestellt.

Die Extensometer messen Gebirgsverschiebungen innerhalb einer Messstrecke. Zur Berechnung des Zeit–Tiefenfeldes werden die Messwerte in der Mitte der Messstrecke als Punktmessungen interpretiert. Die Interpolation zwischen dem äussersten und dem innersten Extensometer deckt deshalb einen geringeren Messbereich ab als die Temperaturmessungen. In Abbildung 8.5 wurde zu Vergleichszwecken dieselbe Tiefenskala wie in den Abbildungen 8.3 und 8.4 verwendet.

Die Ähnlichkeiten zwischen den beiden Abbildungen 8.4 und 8.5 ist deutlich. Die Gefrierzeiten sind auch an den positiven Deformationsraten jeweils zwischen Dezember und März erkennbar. Zudem lässt sich an den Deformationsraten eine zeitliche Verzögerung mit zunehmender Gebirgstiefe beobachten. Der Schmelzimpuls im Mai/Juni ist aus den negativen Deformationsraten ersichtlich. Da die Deformationsmessungen einen geringeren Tiefenbereich als die Temperaturmessungen abdecken, ist der störende Einfluss des Stollens weniger offensichtlich. Zwischen ca. 7 m und 9 m Gebirgstiefe verhalten sich die Deformationsraten $(\dot{\varepsilon})$ analog zur Gefrierrate (H) im selben Bereich.

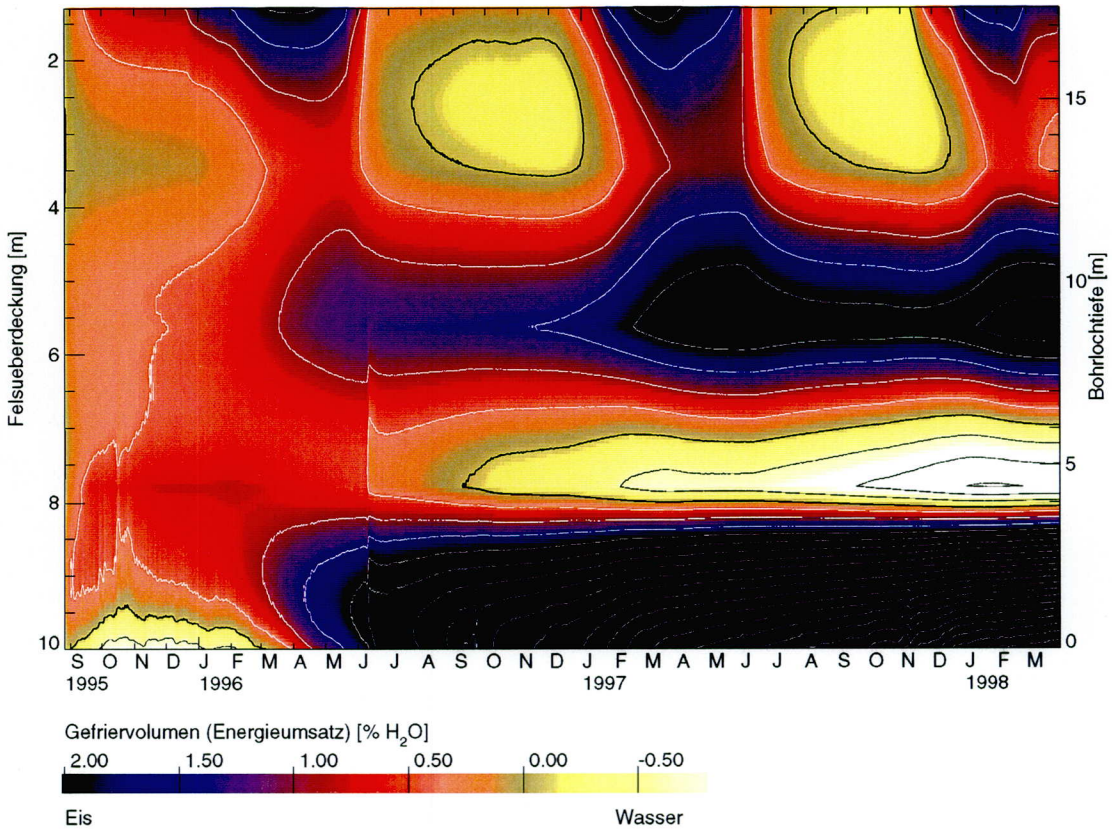


Abbildung 8.6: Gefrier/Tauvolumen Jungfrau-Ostgrat, Südseite. Das Gefrier/Tauvolumen ist im Zeit–Tiefendiagramm flächenhaft dargestellt. Der Konturlinienabstand beträgt 0.5 Vol.%.

Rückschlüsse auf den Eis-Wassergehalt im Untergrund können anhand der Menge der umgesetzten latenten Wärme $Q(z,t)$ [J m^{-3}] gemacht werden. Die Berechnung von $Q(z,t)$ erfolgt nach der Gleichung (8.9). Das Gefrier/Tauvolumen $V(z,t)$ [Vol.% H_2O m^3_{Fels}], welches seit Beginn der Messungen umgesetzt wurde, ist in Abbildung 8.6 dargestellt.

In den äussersten 4 m unterhalb der Felsoberfläche gefriert im ersten Semester jeweils ungefähr dieselbe Menge Wasser, wie im zweiten Semester Eis auftaut (Abb. 8.6). In Oberflächennähe entspricht dieser reversible, jährliche Volumenumsatz an latenter Wärme einem Gefrier/Tauvolumen von ca. 2 Vol.%, in 4 m Tiefe sind es nur noch ca. 0.7 Vol.%. Zwischen 4 m und 6.5 m Gebirgstiefe gefriert im ersten Halbjahr jeweils mehr Wasser ein als im zweiten aufzutauen vermag. Seit Beginn der Messungen hat sich in diesem Tiefenbereich ein Eisgehalt von ca. 2 Vol.% angereichert. Neben dem Anreicherungstrend sind auch jährliche, zyklische Phasenübergänge mit einer Amplitude von ca. 1 Vol.% zu erkennen. Zwischen 7 m und 8 m Gebirgstiefe überwiegt das Schmelzen. Seit Beginn der Messungen sind dort maximal ca. 3 Vol.% Eis weggeschmolzen. Die Schmelzfeuchtigkeit migriert weg und reichert sich in benachbarten Lokalitäten an. Der störende Einfluss der Stollenanlage wird in den Messungen ab ca. 8 m Gebirgstiefe deutlich sichtbar. Durch diese Störung wurde dem Gebirge seit Beginn der Messungen Energie entzogen. Die Energiemenge entspricht einem totalen Gefriervolumen von ca. 10 Vol.%. Ein solch hoher Energieumsatz lässt sich nicht mit dem Eisgehalt im Gebirge erklären. Auf der Südseite des Ostgrats tropft im Sommer oft Wasser vom feuchten Fels ins Stolleninnere.

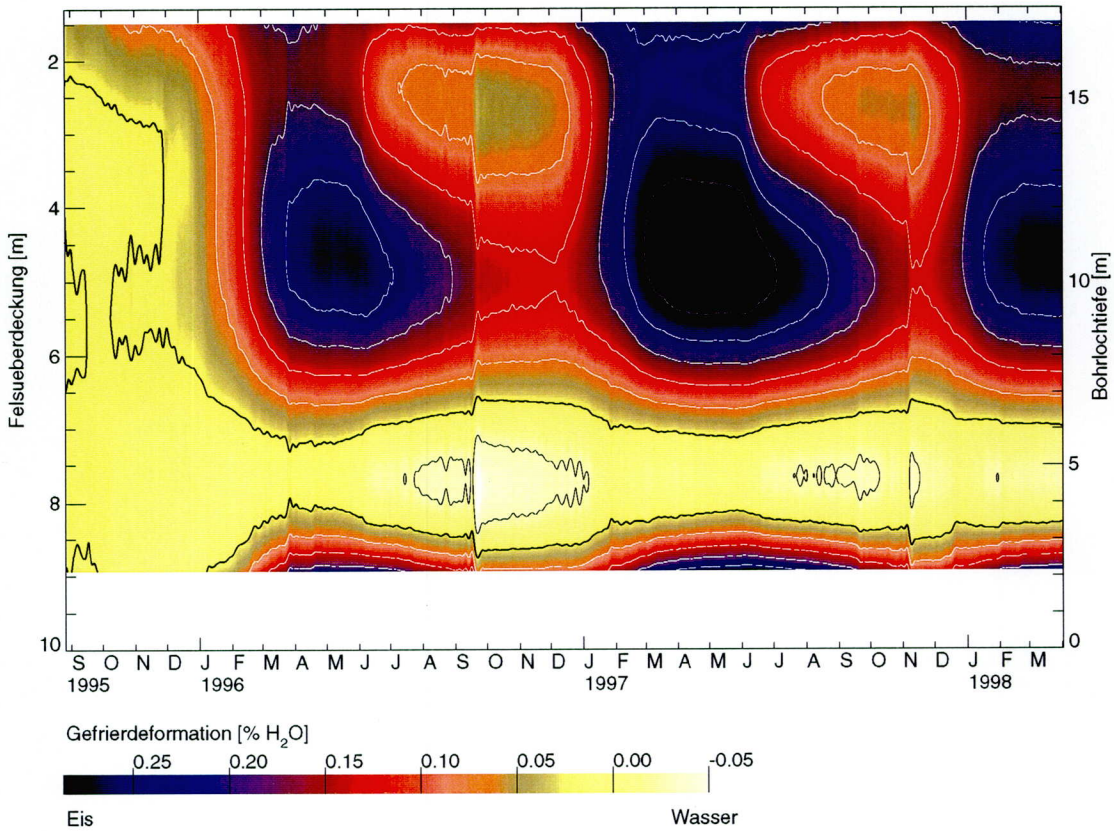


Abbildung 8.7: Deformationen Jungfrau-Ostgrat, Südseite. Die Deformationsmessungen sind im Zeit–Tiefendiagramm flächenhaft dargestellt. Der Konturlinienabstand beträgt 0.05 % Gefrier/Tauvolumen.

Durch diese Entwässerung wird dem Gebirge in Stollennähe zusätzlich Wärme entzogen. Die Gefrierrate H in der Gleichung (8.9) beinhaltet nicht nur latente Wärmeflüsse, sondern auch Energieumsätze durch advektive Wärmetransporte. Die beiden Prozesse können nicht eindeutig unterschieden werden. Vermutlich dominieren in den äussern 8 m Gebirgstiefe die latenten Wärmeflüsse und darunter wirkt sich der störende Einfluss des Stollens mit der damit verbundenen advektiven Wärmezufuhr aus.

Die oben beschriebenen jährlichen Gefrier/Tauprozesse führen, wie bereits gezeigt wurde, zu zyklischen Gebirgsdeformationen. Die Gefrierrate hat sich in der Deformationsrate $(\dot{\varepsilon})$ wiedergespiegelt. Das Gefrier/Tauvolumen (V) ergibt sich aus der zeitlichen Integration der Gerfierrate (H, Gleichung 8.9). Somit sollte das Gefrier/Tauvolumen $(V(z,t))$ mit den Deformationen (ε) vergleichbar sein. In Abbildung 8.7 sind die gemessenen Deformationen flächenhaft in einem Zeit–Tiefendiagramm dargestellt. Unter der Annahme einer Gefrierdilatation von 9 Vol.% bei reinem Wasser sind die Deformationen (ε) in einen prozentualen Eis–Wassergehalt umgerechnet worden. Durch diese Umrechnung erhielten die beiden Abbildungen 8.6 und 8.7 dieselben Dimensionen und sind miteinander vergleichbar.

Qualitativ zeigen die Abbildungen 8.6 und 8.7 eine gute Übereinstimmung. Während den jährlichen Gefrierphasen ist eine Expansion und in den Tauphasen eine Dilatation des Gebirges erkennbar. Dieses saisonale Muster zeigt sich in den Abbildungen 8.6 und 8.7 vor allem in den äusseren ca. 7 m Gebirgstiefe. Im September 1996 und im November

1997 erfährt das Extensometer vermutlich einen mechanischen Stoss. Dadurch wird die Messstrecke geringfügig verkürzt und der extensive Trend zwischen 4 m und 6.5 m Gebirgstiefe wird etwas verwischt. Die Störung schwächt auch die Kontraktionen zwischen 7 m und 8 m etwas ab. Diese Kontraktionen stimmen auch mit dem Schmelzbereich in Abbildung 8.6 überein. Über den oben beschriebenen, durch die Stollenanlage stark beeinflussten Bereich (8 m bis 10 m Gebirgstiefe), können keine eindeutigen Aussagen gemacht werden, da die tiefsten Extensometermessungen in ca. 9 m Gebirgstiefe erhoben werden. Die Extensionen (Abb. 8.7) nehmen in Stollennähe in Übereinstimmung mit dem Gefrierberiech in Abbildung 8.6 tendentiell zu.

Obwohl die beiden Abbildungen 8.6 und 8.7 qualitativ gut übereinstimmen, zeigt die quantitative Betrachtung deutliche Unterschiede. Die beobachteten Deformationen (Abb 8.6.) sind eine Grössenordnung kleiner als die aus dem Energieumsatz erwarteten Gefrier/Taudeformationen (Abb. 8.7). An der Sphinx (Kap. 8.2.2) werden bei Bohrlöchern, die parallel zum Kluftsystem verlaufen, keine Gefrier/Taudeformationen erkannt. Umgekehrt werden die Deformationen maximal, wenn ein Bohrloch das Kluftsystem senkrecht durchdringt. Das Bohrloch auf der Südseite des Ostgrats schneidet das nach nordoststreichende, vertikale Kluftsystem unter einem Winkel von ca. 50°. Wegen dieser geometrischen Gegebenheiten betragen die Deformationen maximal das $\cos 50° \simeq 0.6-$fache des berechneten Gefrier/Tauvolumens. Die gemessenen Deformationen sind jedoch immer noch etwa fünf mal kleiner als aufgrund der Energiebetrachtungen zu erwartenden ist. Ein Grund dafür liegt in der Festigkeit des Gebirges. Wenn Wasser in einer Gesteinskluft einfriert, findet keine isotrope Volumenexpansion statt. Entlang einer Spalte ist der Widerstand gegen die Expansion bedeutend geringer als senkrecht auf die Spaltenränder (Davidson and Nye, 1985). Friert also Wasser in einer Gesteinskluft ein, extrudiert das Eis vorerst in Kluftrichtung in einen noch ungefrorenen Bereich. Dies führt zu geringen Gebirgsdeformationen. Bei allen Überlegungen wurde bis anhin davon ausgegangen, dass der Gebirge vollkommen wasser–eisgesättigt ist. Diese Voraussetzung ist jedoch kaum erfüllt. Ein Anteil der Gefrierexpansion findet somit gegen die Porenluft statt und führt deshalb nicht zu Gebirgsdeformationen.

Die um eine Zehnerpotenz kleineren Deformationen als der Energieumsatz erwarten lässt, können qualitativ erklärt werden. Die aufgeführten Gründe sprechen dafür, dass das berechnete Gefrier/Tauvolumen in der äusseren ca. 6 m Gebirgstiefe (Abb. 8.6) tatsächlich in Form von latenter Energie umgesetzt wird. Dies bedeutet, dass der jährlich an latenter Energie umgesetzte Eis–Wassergehalt des Gebirges am Jungfrau-Ostgrat in der Grössenbereich von ca. 2–3 Vol.% liegt. Vor allem in den beiden Abbildungen 8.6 und 8.7 sind entlang des Bohrlochs lokale Unterschiede im Gefrier/Tauverhalten erkennbar. In den äussersten ca. 3 m Gebirgstiefe nehmen die zyklischen Jahresdeformationen mit zunehmender Tiefe ab. Danach nehmen die Deformationen zu und erreichen bei ca. 5 m Gebirgstiefe ein Maximum, dem ein Trend zur Extension des Gebirges überlagert ist. In noch grösserer Gebirgstiefe wird bei ca. 8 m ein Bereich erreicht, in dem das Gebirge seit Beginn der Untersuchungen kontrahiert ist.

Lokale Deformationsmaxima und Minima können mit der Gebirgsanisotropie erklärt werden. An Bohrkernen lässt sich die Qualität des Gebirges anhand der Klüftigkeit (Anzahl Klüfte pro Bohrmeter) oder aus dem daraus abgeleiteten RQD–Index (siehe S. 28) bestimmen. In Abbildung 8.8 ist die Klüftigkeit und der RQD–Index gegen die Tiefe eingezeichnet.

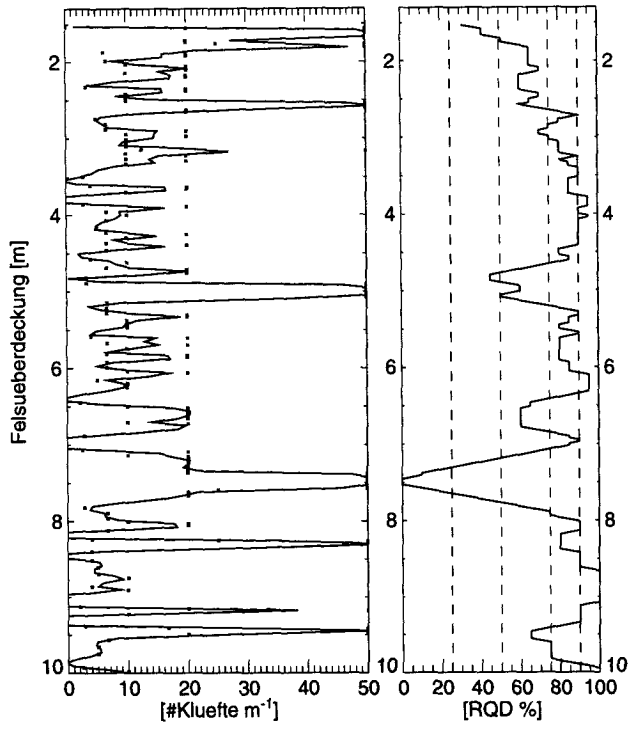


Abbildung 8.8: Kluftverhältnisse Jungfrau-Ostgrat, Südseite. Die Anzahl Klüfte wurden an den Bohrkernen gezählt und gegen die Bohrlochlänge aufgetragen (links). Aus dieser Klüftigkeit wurde der RQD–Index bestimmt (rechts). Ein RQD-Index über 90% entspricht einer sehr guten, zwischen 75% und 90% einer guten, zwischen 50% und 75% einer mässigen, zwischen 25% und 50% einer schlechten und unter 25% einer sehr schlechten Gebirgsqualität.

Die Qualität des Bohrkerns ist überwiegend gut (Abb. 8.8). In Oberflächennähe ist das Gebirge stärker verwittert und deshalb von geringerer Qualität. In ca. 5 m Felstiefe nimmt die Gebirgsqualität erneut ab. Sie ist noch mässig bis schlecht. Im selben Tiefenbereich ist bei den Deformationsmessungen (Abb. 8.7) ein deutlicher Trend zur Extension und in den Energiebetrachtungen ein erhöhter Energieumsatz (Abb. 8.6) zu beobachten. Danach wird die Gebirgsqualität wieder besser und fällt in der Tiefe von 7.5 m kurz stark ab. In diesem Bereich überwiegen die Schmelzprozesse (Abb. 8.6) und damit verbunden die Gebirgskontraktionen (Abb. 8.7). In der Nähe der Stollenanlage ist die Gebirgsqualität gemäss dem RQD–Index wieder besser. Betrachtet man jedoch die Klüftigkeit, fällt in diesem Tiefenbereich eine grosse lokale Variabilität auf. Diese Unterschiede in der Gebirgsqualität stehen vermutlich im Zusammenhang mit den Sprengarbeiten während des Stollenbaus in den fünfziger Jahren. Alle beobachteten Deformationstrends sind in Bereichen geringerer Gebirgsqualität zu beobachten. In diesen Lokalitäten migriert die Feuchtigkeit entweder ins Kluftsystem hinein (Gefrierextensionen) oder entlang des Kluftsystems vom Bohrloch weg (Taukontraktionen).

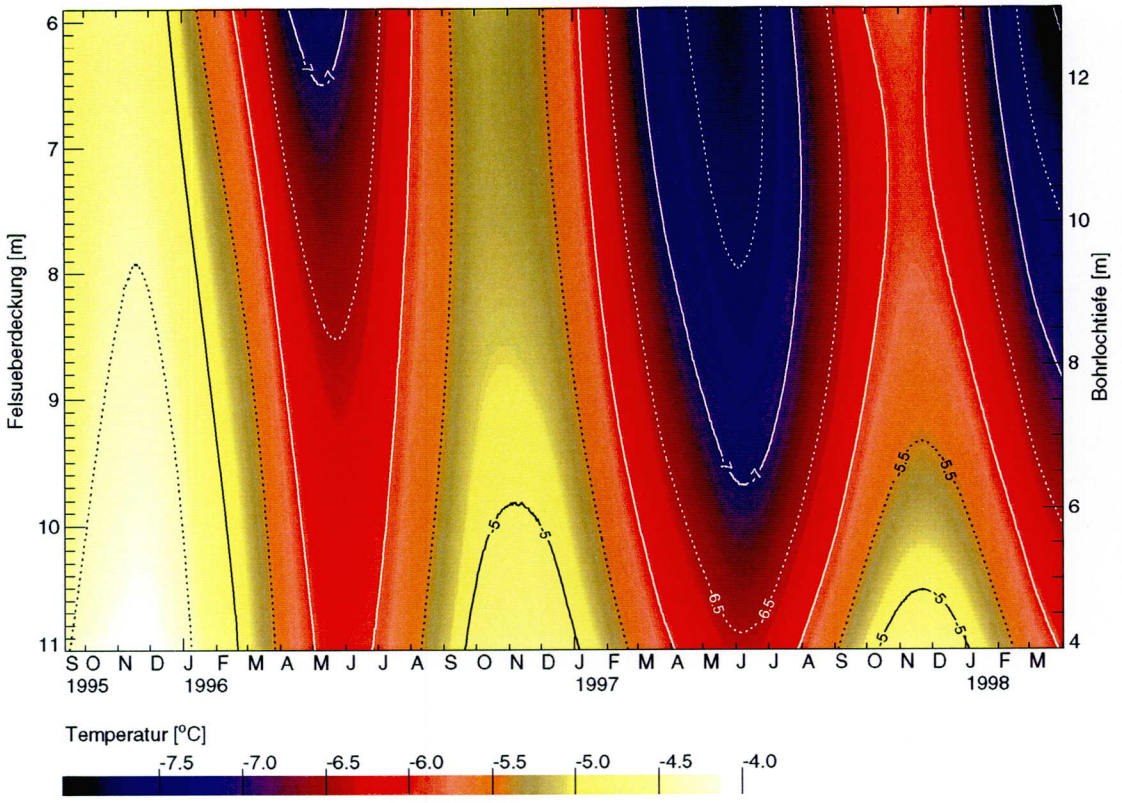


Abbildung 8.9: Temperaturen Jungfrau-Ostgrat, Nordseite. Das Temperaturfeld wurde aus den Messungen der Thermistoren T_{4-7} die eine Felsüberdeckung von 6.3 m, 7.3 m, 8.9 m und 11.0 m aufweisen berechnet.

8.3.2 Nordseite

Beim Bohrloch auf der Nordseite des Jungfrau-Ostgrats nimmt die Felsüberdeckung zwischen den Thermistoren T_4 (6.3 m) und T_7 (11.0 m) kontinuierlich zu (Abb. 7.15, S. 56). Thermistor T_8 (10.6 m) ist in geringerer Felstiefe als T_7 und die Thermistoren T_{1-3} sind im selben Tiefenbereich wie T_4. In Abbildung 8.9 sind die Temperaturmesswerte der Sensoren T_{4-7} flächenhaft in einem Zeit–Tiefendiagramm dargestellt. Die linke y-Achse beschreibt die minimale Felsüberdeckung, die rechte Bohrlochtiefe der Sensoren.

Die Felstemperaturen zwischen 6.3 m und 11.0 m Tiefe liegen durchwegs unter $-4°C$. Jahreszeitliche Temperaturvariationen sind in diesen Tiefen deutlich erkennbar. Im Gegensatz zu den Temperaturmessungen auf der Südseite des Ostgrats kommen die Temperaturen nie in den $0°C$-Bereich. Im Untergrund sind deshalb konduktive Wärmetransporte vorherrschend. Obwohl die saisonalen Variationen der Felsoberflächentemperaturen auf der abgeschatteten Gratseite von geringerer Amplitude sind als auf der Südseite (Abb. 8.3), ist der jährliche Temperaturgang im untersuchten Tiefenbereich (Abb. 8.3) ausgeprägter. Der Unterschied ist auf die geringen latenten Wärmeflüsse im Norden und auf die saisonale Schneebedeckung der Felsoberfläche im Süden zurückzuführen.

Da die Felstemperaturen im fraglichen Bereich konstant unter $-4°C$ liegen, kann aus dem Temperaturfeld (Abb. 8.3) mit Hilfe der Gleichung (8.7) die Diffusivität κ des gefrorenen Gebirges berechnet werden. Die thermischen Eigenschaften von Gesteinsproben aus den

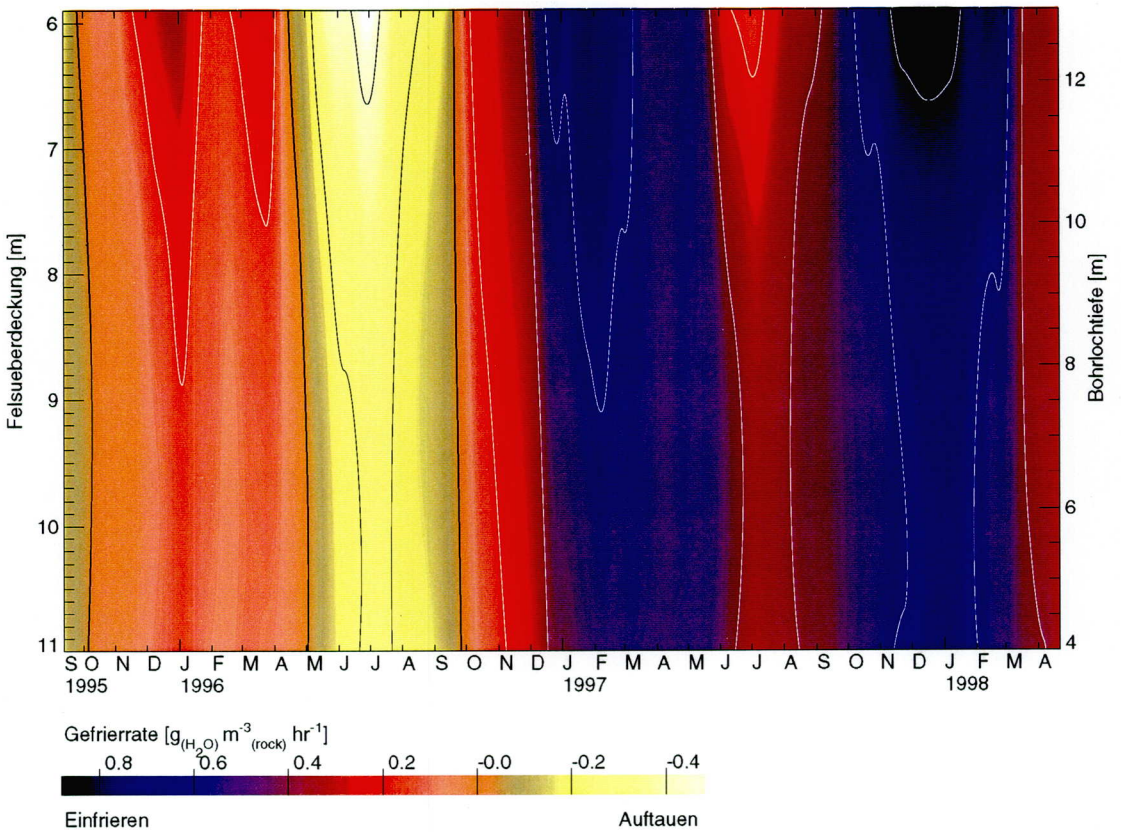


Abbildung 8.10: Gefrierrate Jungfrau-Ostgrat, Nordseite. Die Gefrierraten sind in einem Zeit–Tiefendiagramm flächenhaft dargestellt. Der Konturlinienabstand beträgt $2\ \mathrm{g_{H_2O} m^{-3}_{Fels} hr^{-1}}$.

Bohrkernen sind im Labor bestimmt worden. Die Resultate sind im Anhang A (S. 116) beschrieben. Die Wärmeleitfähigkeit der gefrorenen Gneise beträgt $K = 3.4\ \mathrm{W\ m^{-1}K^{-1}}$, die Wärmekapazität $C = 780\ \mathrm{J\ kg^{-1}K^{-1}}$ und die Dichte $\rho = 2750\mathrm{kg\ m^{-3}}$. Die Diffusivität $(\kappa = K\ \rho^{-1}C^{-1})$ kann mit diesen Materialeigenschaften berechnet werden, sie beträgt $\kappa = 1.59 \times 10^{-6}\ \mathrm{m^2 s^{-1}}$. Die aus den Temperaturmessungen abgeleitete Diffusivität beträgt $\kappa = 1.62 \times 10^{-6}\ \mathrm{m^2 s^{-1}}$. Die in der Berechnung berücksichtigten Materialeigenschaften gelten für die Gesteinsproben und nicht für das gesamte Gebirge. Die Dichte ρ einer Gesteinsprobe ist beispielsweise grösser als jene des mit Eis durchsetzten Gebirges. Von der aus den Temperaturmessungen abgeleiteten Diffusivität (κ), der im Labor bestimmten thermischen Leitfähigkeit (K) und der Wärmekapazität (C) kann die Dichte ρ des eisdurchsetzten Gebirges bestimmt werden. Die berechnete Dichte beträgt $\rho_{berechnet} \simeq 2690\ \mathrm{kg\ m^{-3}}$. Der Dichteunterschied zwischen der an der Probe bestimmten Dichte und der berechneten Dichte des Gebirgskomplexes entspricht einem Eisgehalt des Gebirges von ca. 3 Vol.%.

Obwohl der Umsatz an latenter Wärme auf der Nordseite gering ist, wurden aus dem Temperaturfeld (Abb. 8.9) die Gefrierraten bestimmt. In Abildung 8.10 sind die berechneten Gefrier/Tauraten H (Gleichung 8.8) in Abhängigkeit der Zeit und der Felsüberdeckung eingetragen.

Im Sommer 1996 werden Tauraten von maximal ca. 0.4 g $\mathrm{m^{-3}hr^{-1}}$ berechnet und in der folgenden Messzeit werden nur noch Gefrierraten (bis über 0.8 g $\mathrm{m^{-3}hr^{-1}}$) ermittelt.

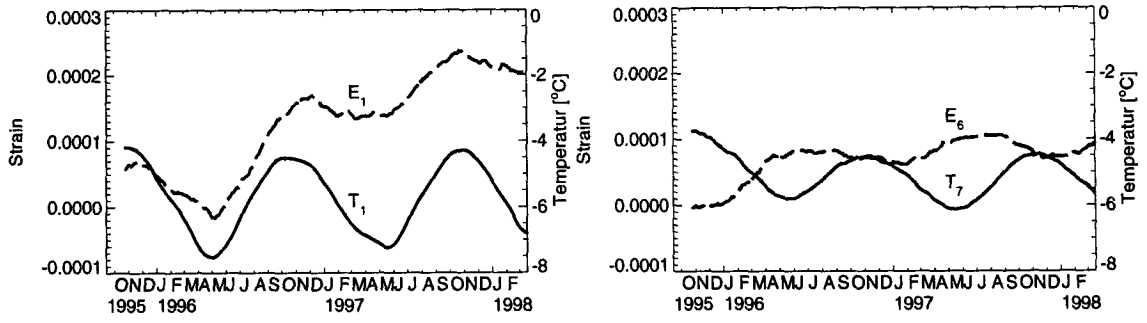


Abbildung 8.11: Unterschiedliches Temperatur/Deformationsverhalten auf der Nordseite des Jungfrau-Ostgrats. (E_1, E_6: Deformationen (strain), T_1, T_7: Temperaturen in 6 m (links) und 11 m Gebirgstiefe.)

Dies würde bedeuten, dass seit dem Sommer 1996 dem System kontinuierlich Energie entzogen worden wäre und sich immer mehr Eis im Kluftsystem anlagern würde. Die Integration über das gesamte Messintervall ergab einen zusätzlichen Eisgehalt von über 0.5 Vol.% (entlang des ganzen Bohrlochs). Dieses Resultat ist im Bereich der Messauflösung und zeigt die Grenzen dieses Auswerteverfahrens. Um mit der beschriebenen Methode sinnvolle Resultate zu erhalten, müssen die latenten Wärmeflüsse ausreichend gross sein (Südseite) oder die genauen, temperatur-, tiefen- und phasenabhängigen Materialeigenschaften (K, C, ρ) müssten bekannt sein.

Auch die Deformationsmessungen zwischen den Sensoren E_{4-6}, die im annähernd gleichen Tiefenbereich wie die eben beschriebenen Thermistoren liegen, ergeben im Zeit–Tiefendiagramm keine eindeutig interpretierbaren Resultate. Eine quantitative Auswertung der Messungen des Bohrlochs auf der Nordseite konnte einerseits aufgrund der Lage des Bohrlochs relativ zur Gratoberfläche (Abb. 7.15, S. 56) und andererseits wegen der zu geringen Gefrier/Tauaktivität nicht durchgeführt werden.

Im Kapitel 7.3.3 sind unterschiedliche Temperatur/Deformationsverhalten an beiden Enden des Bohrlochs beschrieben. In Abbildung 8.11 sind die beiden Muster nochmals zusammengefasst. Am unteren Ende des Bohrlochs (ca. 6 m Gebirgstiefe) zeigen die jährlichen Deformationen ein zyklisches Verhalten zum Temperaturgang (Abb. 8.11, links), wobei ein deutlicher Trend zur Extension überlagert ist. Am anderen Ende des Bohrlochs, im Berginnern in ca. 11 m Gebirgstiefe, verhalten sich Deformationen und Temperaturen antizyklisch (Abb. 8.11, rechts). Bei den dazwischen liegenden Sensoren wurde ein kontinuierlicher Übergang zwischen den beiden Mustern beobachtet (Abb. 7.17, S. 59).

Sich jährlich wiederholende Deformationen sind bis anhin nur in Bohrlöchern beobachtet worden, bei welchen die Felstemperaturen zeitweise im 0°C-Bereich sind und deshalb Schmelzwärme umgesetzt wird. Abbildung 8.11 zeigt Deformationen von einer Grössenordnung, die nur im Zusammenhang mit Gefrier/Tauprozessen im Untergrund erklärt werden können. Das antizyklische Verhalten von Felstemperatur und Gebirgsdeformation (Abb. 8.11 rechts) ist ohne latente Wärmeflüsse nicht möglich. Zudem zeigt der Extensionstrend in Abbildung 8.11 links eine lokale Volumenzunahme im Untergrund. Dazu muss Feuchtigkeit auch bei deutlich negativen Celsiustemperaturen ($< -4°C$) durch das Gebirge migrieren können. Die Feuchtigkeitsmigration in gefrorenen Gesteinen wurde von Walder and Hallet (1985, 1986) theoretisch untersucht und experimentell von Mellor

(1970) und Hallet et al. (1991) an Gesteinsproben beschrieben (Kap. 3.2.2, S. 10). Die vorliegenden Messresultate zeigen erstmals direkte Feldindizien für die Eissegregation im geklüfteten Gebirge.

Ein deutlich extensives Deformationsverhalten wurde sonst nur bei den thermisch und mechanisch stark gestörten Messungen des Überwachungsdispositivs des Sphinxausbaus erkannt (Kap. 7.1, S. 43). Bis auf eine Ausnahme sind bei der Sphinx dem Extensionstrend jährliche Deformationen überlagert, die antizyklisch zum Temperaturgang verlaufen. Bei der progressiven Extension in Abbildung 8.11 (links) sind im Gegensatz dazu, die überlagerten, jährlichen Deformationen zyklisch zu den Felstempertaturen. Die Messstrecke beim äussersten Extensometer ist lediglich 50 cm lang. Falls sich in diesem Bereich eine ungesättigte (Eis) Gesteinsspalte befindet, könnten Gefrier/Taudurchgänge in einer angrenzenden Kluftzone zum zyklischen Deformations–Temperaturverlauf führen. Solche Gefrier/Tauprozesse werden in den Messungen des benachbarten Sensors nicht beobachtet. Sie müssten somit im dem Bohrloch abgewandten Gebirgsbereich stattfinden. Der Extensionstrend auf der Messstecke würde in diesem Fall bedeuten, dass aus einer eisgefüllten Gesteinskluft (ausserhalb der Messstrecke) konstant Feuchtigkeit wegmigriert.

Der Prozess, der zu den progressiven Deformationen in Abbildung 8.11 (links) führt, könnte auch ähnlich jenem der *Kontraktionstheorie (Lachenbruch, 1962)* bei der Eiskeilbildung in Böden sein (Kap. 3.2.3, S. 12). Im Unterschied zu eisübersättigten Böden kann bei eisarmem Fels nicht mit einem einheitlichen thermischen Expansionskoeffizienten (α) und isotropen Verhältnissen gerechnet werden. Bei einer Temperaturänderung von $\Delta T = T_1 - T_0$ beträgt die thermische Längenausdehnung ($\Delta l = l_1 - l_0$) eines festen Stoffes $\Delta l = l_0 \alpha \Delta T$. Der thermische Expansionskoeffizient der Gneise beträgt $\alpha_r \simeq 9 \times 10^{-6} °C^{-1}$ (Tab. 6.1, S. 25) und ist damit eine Grössenordnung kleiner als jener des Eises $\alpha_r \simeq 6 \times 10^{-5} °C^{-1}$. Das Jahresmittel der Felstemperatur bewegt sich bei Thermistor T1 (Abbildung 8.11 links) im Bereich von ca. $-6°C$. Mitte Winter (und im Sommer) wird diese Durchschnittstemperatur erreicht. Liegt zu diesem Zeitpunkt eine vollkommen eisgesättigte Gesteinskluft im Messbereich des Extensometers und kühlt sich das Gebirge anschliessend auf $-8°C$ ab (Frühjahr), wird das Klufteis stärker kontrahieren als der benachbarte Fels. Durch die unterschiedlich starke Kontraktion der beiden Materialien entsteht in der Kluft während der Abkühlung ein Luftspalt. Im Frühjahr sind die Felstemperaturen in der Tiefe von 6 m um ca. $-8°C$. Die Felsoberfläche beginnt sich zu diesem Zeitpunkt jedoch bereits wieder zu erwärmen und wenig später folgt die Schneeschmelze. Dabei könnte Schmelzwasser ins senkrecht stehende Kluftsystem eindringen und in den durch die thermische Kontraktion gebildeten Luftraum gelangen. Da die Felstemperatur konstant deutlich unter dem Gefrierpunkt liegt, würde das Schmelzwasser in der Tiefe jedoch sofort wieder einfrieren und expandieren. Im Herbst wird das Maximum der Felstemperaturen (ca. $-4°C$) erreicht, und in der Gesteinskluft ist zusätzliches Eis angelagert. Die Volumenzunahme ist durch die thermische Expansion noch verstärkt. In der nachfolgenden Zeit kühlt der Untergrund erneut aus und beginnt sich zu kontrahieren. Durch eine alljährliche Wiederholung dieser Prozessabfolge könnten eisgefüllte Klüfte kontinuierlich wachsen. Mit zunehmendem Eisgehalt würden die thermischen Deformationen grösser, weshalb mächtige Eisklüfte schneller wachsen müssten.

Tabelle 8.1: Jahresmittel der Felsoberflächen-Temperaturen in der Aletschregion

Lokalität	**Gestein**	**Temperatur** [°C]	**Exposition** Azimut	**Meereshöhe** [m ü.M.]	**Quelle**
Jungfraujoch	Gneis	–3.2	340	3560	GEOTEST
Jungfraujoch	Gneis	+0.1	160	3560	GEOTEST
Eigernordwand	Kalk	–2.0	350	2900	GEOTEST
Jungfrau-Ostgrat	Gneis	–5.9	315	3600	diese Arbeit
Jungfrau-Ostgrat	Gneis	–0.9	135	3600	diese Arbeit
Konkordiaplatz	Granit	–2.2	0	2730	diese Arbeit
Konkordiaplatz	Granit	+5.5	165	2730	diese Arbeit
Konkordiaplatz	Granit	–0.5	55	2730	diese Arbeit
Konkordiaplatz	Granit	+3.7	250	2730	diese Arbeit
Konkordiaplatz	Granit	–0.8	315	2740	diese Arbeit
Konkordiaplatz	Granit	+1.5	295	2750	diese Arbeit

8.4 Felsoberflächentemperaturen

Im Untersuchungsgebiet wurden an verschiedenen Lokalitäten Felstemperaturmessungen durchgeführt. Die Kenntnis der aktuellen Oberflächentemperaturen in Felswänden unterschiedlicher Exposition und Meereshöhe ist als Randbedingung für numerische Modellrechnungen erforderlich (Kap. 9, S. 87).

In Tabelle 8.1 sind die Jahresmittel der Felstemperaturmessungen an den Felsoberflächen elf verschiedener Lokalitäten zusammengestellt. Die Temperaturen sind das Ergebnis der Energiebilanz an der Felsoberfläche, welche sich aus der Strahlungsbilanz, den latenten, dem fühlbaren und dem geothermalen Wärmefluss zusammensetzt. Der Einfluss der verschiedenen Faktoren auf die Energiebilanz von Felswänden ist nicht bekannt. Die Strahlungsbilanz ist vermutlich dominant (Bernath, 1991). Die Energie, welche in den Untergrund eindringt, hängt von der Raumlage und der Beschaffenheit einer (Fels-) Oberfläche ab. Die fühlbare Wärme steht in enger Beziehung zur Lufttemperatur und damit zur Meereshöhe. Der geothermale Wärmefluss wird in Gebieten mit einem ausgeprägten Relief von den atmosphärischen Wärmeflüssen überprägt. Die Wirkung latenter Wärmeflüsse in Felswänden kann jahreszeitlich ausgeprägt sein. Die Verdunstungswärme an der Felsoberfläche ist aufgrund der geringen Feuchtigkeit vermutlich klein.

Die wichtigsten Faktoren, welche die Oberflächentemperatur einer Felswand bestimmen, sind die Exposition (Strahlung), die Meereshöhe (fühlbare Wärme) und die Lithologie (Oberflächenart). Diese Grössen sind ebenfalls in der Tabelle 8.1 zusammengestellt.

Die Verbreitung von Permafrost im Lockermaterial wird vielfach anhand von Faustregeln abgeschätzt (Haeberli, 1975). Die rezente Permafrostverbreitung wird dabei in Abhängigkeit von Meereshöhe (Lufttemperatur), Exposition (Strahlung) und Inklination beschrieben. Diese topoklimatischen Grenzbedingungen (Haeberli, 1975) bilden die Grundlage verschiedener empirischer Verbreitungsabschätzungen für alpinen Permafrost (Funk and Hoelzle, 1992; Keller, 1992; Hoelzle et al., 1993; Imhof, 1996). In den entsprechenden

Modellen wird die rezente Permafrostverbreitung, die mit BTS-Messungen (Haeberli, 1973) kartiert wurde, mit den räumlichen Faktoren (Meereshöhe, Strahlung, Inklination) statistisch korreliert. Damit ist es heute möglich die regionale Permafrostverbreitung abzuschätzen. Um die Genese eines Permafrostvorkommens zu rekonstruieren oder eine künftige Entwicklung vorherzusagen muss der Faktor Zeit mitberücksichtigt werden. Die Auswirkungen der Klimageschichte auf den Permafrost kann mit physikalischen Modellrechnungen analysiert werden (Kap. 9.4, 104ff).

Kapitel 9

Modellrechnungen

9.1 Einleitung

In den drei vorhergehenden Kapiteln wurden Feldmessungen beschrieben und interpretiert. Die Resultate bilden die Grundlage für Modellrechnungen zur Frostdynamik.

Wie die Messungen zeigen, findet der Wärmetransport im Fels zur Hauptsache durch Wärmeleitung statt. Im Bereich des Phasenübergangs des Porenwassers werden latente Wärmeflüsse wichtig. Das Gefrieren und Tauen der Gesteinsfeuchte ist im Deformationsverhalten der dominante Prozess. Die Grösse der Deformationen hängt stark von der Anisotropie des Gebirges ab.

Es existieren verschiedene analytische Lösungen zur Beschreibung der Wärmeleitung durch einfache geometrische Körper (Carslaw and Jaeger, 1959). Bei einigen Berechnungen werden auch latente Wärmeflüsse mitberücksichtigt (Lunardini, 1991). In der Natur trifft man jedoch meist auf kompliziertere Geometrien für die keine analytischen Lösungenexistieren. Für diese Körper werden numerische Modellrechnungen unumgänglich.

In der Einleitung werden zunächst einige theoretische Grundlagen zusammengefasst. Dabei wird auf eindimensionale, analytische und numerische Lösungsverfahren eingegangen. In den drei nachfolgenden Abschnitten werden verschiedene, charakteristische zweidimensionale Modellrechnungen vorgestellt, diskutiert und interpretiert. Das Ausmass der durch die Bauaktivitäten am Sphinxgrat hervorgerufenen Störung (1), die Permafrostausdehnung im "unbeeinflussten" Jungfrau-Ostgrat (2) und der Einfluss des Mächtigkeitsverlusts des Grossen Aletschgletschers auf eine frisch freigelegte Felswand am Konkordiaplatz (3) werden analysiert.

9.1.1 Eindimensionale, analytische Lösungen

In diesem Abschnitt wird auf die für die voliegende Studie wichtigsten Lösungen der Wärmeleitungsgleichungen eingegangen. Es werden ausschliesslich eindimensionale Lösungen im unendlich ausgedehnten Medium beschrieben. In verschiedenen Lehrbüchern

(vgl. z.B. Carslaw and Jaeger, 1959; Lunardini, 1991) sind analytische Lösungen für weitere einfache Geometrien im kartesischen, zylindrischen und sphärischen Koordinatensystem zusammengestellt. Eine Abschätzung der Temperatur im Untergrund kann aus den hier vorgestellten, exakten analytischen Lösungen gewonnen werden. Die Resultate dienen zur Kontrolle der numerischen Berechnungen.

9.1.1.1 Jahreszeitliche Temperaturschwankungen

Die äussersten Dekameter einer Felswand sind saisonalen Temperaturvariationen unterworfen. Die Wärmeleitungsgleichung (8.3, S. 65) lautet in einer Dimension

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \tag{9.1}$$

wobei z die Tiefe [m], t die Zeit [s], T die Temperatur [°C] und κ das thermische Diffusionsvermögen [$m^2 s^{-1}$] ist. Die Randbedingungen bei einer mittleren Oberflächentemperatur T_0, jährlichen Temperaturschwankungen mit einer Amplitude von ΔT_0 und einer Frequenz $\omega (= \frac{2\pi}{1 \text{ Jahr}} \simeq 2 \times 10^{-7} s^{-1})$ lauten

$$\begin{aligned} T(0,t) &= T_0 + \Delta T_0 \sin \omega t, \\ T(\infty,t) &= T_\infty = T_0. \end{aligned}$$

Die Lösung der Differentialgleichung (9.1) wird damit

$$T(z,t) = T_0 + \underbrace{\Delta T_0 e^{\left(-z\sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}}\right)}}_{\text{tiefenabhängige Amplitude}} \underbrace{\sin\left(\omega t - z\sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}}\right)}_{\text{Zeitabhängigkeit}}. \tag{9.2}$$

Die zyklischen Temperaturvariationen nehmen mit zunehmender Tiefe schnell ab. Bei rein konduktivem Wärmetransport wäre bei den untersuchten Gneisen (Anhang A) in der Tiefe $z \simeq 3.8$ m die Oberflächenamplitude ΔT_0 auf den e-ten (e^{-1}) Teil abgeklungen. Umgekehrt würde eine Oberflächenamplitude ΔT_0 von 10°C in der Tiefe von ca. 8.8 m noch 1°C betragen.

9.1.1.2 Eindringen einer Temperaturänderung

Neben den zyklischen Temperaturvariationen ist vor allem die Eindringgeschwindigkeit einer klimatisch bedingten Änderung der Oberflächentemperatur von Interesse.

Reine Wärmeleitung: In einen unendlich ausgedehnten Halbraum (Anfangstemperatur T_0) dringt eine sprunghafte Änderung der Oberflächentemperatur ΔT zum Zeitpunkt t_0 gemäss der Gelichung

$$T(z,t) = T_0 + \Delta T \operatorname{erf}\left(\frac{z}{2\sqrt{\kappa t}}\right) \tag{9.3}$$

in den Untergrund ein (Carslaw and Jaeger, 1959). Dabei ist erf die Gauss'sche Fehlerfunktion

$$\operatorname{erf}(z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{z} e^{-\xi^2} d\xi$$

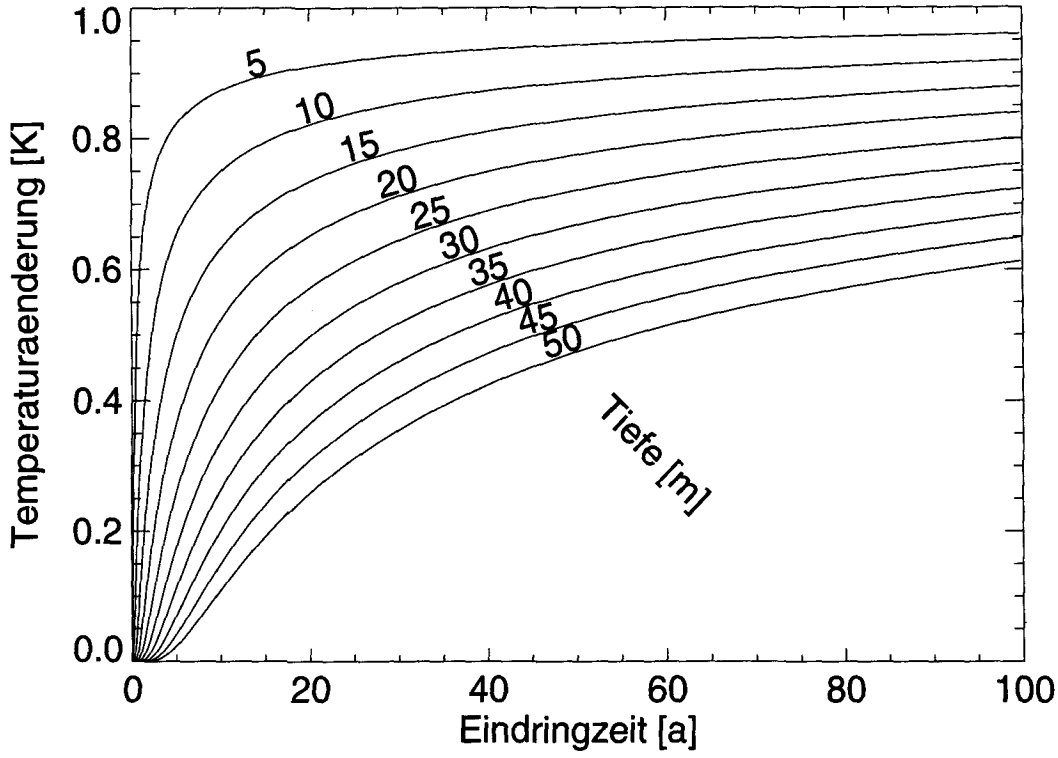


Abbildung 9.1: Eindringen einer Temperaturänderung von 1°C bei reiner Wärmeleitung.

deren Werte tabelliert oder in mathematischen Computerprogrammen implementiert sind. Das Eindringen einer Temperaturänderung von $\Delta T = 1°C$ an der Felsoberfläche ist unter der Annahme reiner Wärmeleitung in Abbildung 9.1 dargestellt.

Wenn das Jahresmittel der Temperatur an der Felsoberfläche schlagartig um 1° erhöht wird, pflanzt sich die Temperaturstörung nur langsam in die Tiefe fort. Nach 20 Jahren wären die Temperaturen in 30 m Felstiefe lediglich ca. 0.5°C angestiegen. Eine derartige Temperaturänderung ist aus klimatischer Sicht gross, im lokalen Umfeld einer Baustelle (Liftschachtbau Sphinx) jedoch eher klein.

Wärmeleitung und latente Wärmeflüsse: Die Felstemperaturen im Untersuchungsgebiet liegen im Bereich von 0°C, weshalb ein Teil der Gesteinsfeuchte wiederholt einfriert und auftaut. Die Eindringgeschwindigkeit einer Temperaturstörung an der Felsoberfläche wird beim Phasenübergang durch latente Wärmeflüsse zusätzlich verlangsamt.

Die räumliche Evolution der Gefrier- respektive der Taufront wird als "Stefanproblem" bezeichnet. Die analytische Lösung des "Stefanproblems" ist die "Neumann'sche–Lösung" (Carslaw and Jaeger, 1959; Lunardini, 1991). Hat ein unendlich ausgedehnter Halbraum die Anfangstemperatur $T_0 > T_f$ (T_f = Gefrierpunkt) und ändert die Oberflächentemperatur schlagartig auf die Temperatur $T_{su} < T_f$, dann ist der Ort der Gefrierfront Z gegeben durch

$$Z = 2\lambda\sqrt{\kappa_1 t}, \tag{9.4}$$

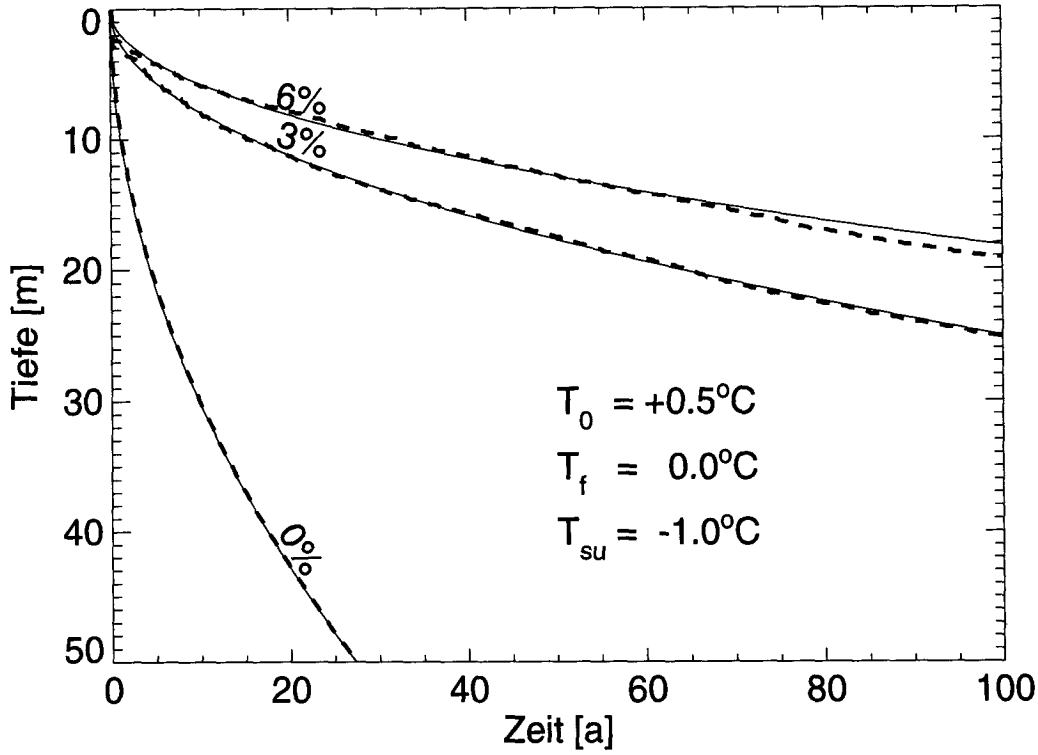


Abbildung 9.2: Migration der Gefrierfront bei reiner Wärmeleitung sowie mit latenten Wärmeflüssen bei 3% und 6% Gesteinsfeuchte. Die analytische ("Neumann'sche") Lösung ist mit ausgezogenen Linien und die numerische Berechnung mit gestrichelten Linien dargestellt. Es wurde eine konstannte Anfangstemperatur von $T_0 = +0.5°C$, eine Gefriertemperatur von $T_f = 0.0°C$ und eine sprunghafte Abkühlung der Oberfläche auf $T_{su} = -1.0°C$ angenommen (aus Wegmann et al., 1998).

wobei λ aus der Beziehung

$$\frac{e^{-\lambda^2}}{\mathrm{erf}\lambda} - \frac{K_2\sqrt{\kappa_1}(T_0 - T_f)e^{\frac{-\kappa_1\lambda^2}{\kappa_2}}}{K_1\sqrt{\kappa_2}(T_f - T_{su})\mathrm{erfc}\lambda\sqrt{\frac{\kappa_1}{\kappa_2}}} = \frac{\lambda L\sqrt{\pi}}{C_1(T_f - T_{su})} \tag{9.5}$$

numerisch bestimmt werden kann. Die Indizes "1" in den Gleichungen (9.4 und 9.5) beschreiben die Materialeigenschaften im gefrorenen und die Indizes "2" im aufgetauten Zustand. L ist die Schmelzwärme von Eis und erfc ist das Komplement der Gauss'schen Fehlerfunktion

$$\mathrm{erfc}(z) = 1 - \mathrm{erf}(z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_z^\infty e^{-\xi^2}\mathrm{d}\xi.$$

Wenn λ aus der Gleichung (9.5) bestimmt ist, kann der Ort des Phasenübergangs Z mit Gleichung (9.4) berechnet werden. In Abbildung 9.2 ist das Migrieren der Gefrierfront (Z) bei unterschiedlicher Gesteinsfeuchte dargestellt. Bereits geringe Feuchtigkeitsgehalte (3%) verzögern das Eindringen einer Temperaturstörung stark.

Die Temperaturen im gefrorenen $(T_1(z,t))$ und im aufgetauten $(T_2(z,t))$ Bereich können mit den Gleichungen (9.6) und (9.7) einzeln berechnet werden.

$$T_1(z,t) = \frac{T_f - T_{su}}{\mathrm{erf}\lambda}\mathrm{erf}\frac{z}{2\sqrt{\kappa_1 t}} \tag{9.6}$$

$$T_2(z,t) = T_0 - T_{su} - \frac{T_0 - T_f}{\mathrm{erfc}\lambda\sqrt{\frac{\kappa_1}{\kappa_2}}}\mathrm{erfc}\frac{z}{2\sqrt{\kappa_2 t}} \tag{9.7}$$

Migration der Permafrostbasis: Die bisher besprochenen, eindimensionalen, analytischen Lösungen gehen von der Annahme einer konstanten Anfangstemperatur T_0 im Untergrund aus. In der Natur steigen jedoch die Temperaturen mit zunehmender Tiefe an (geothermischer Gradient). Entlang der Nordküste Alaskas wurden in den Sechzigerjahren vier mehrere hundert Meter tiefe Vertikalbohrungen durch den kontinuierlichen Permafrost erstellt (Gold and Lachenbruch, 1973; Lachenbruch and Marshall, 1969). Die wohl bekannteste Permafrostbohrung ist jene von Prudhoe Bay. Die Permafrostmächtigkeit übersteigt dort 600 m, an der Oberfläche herrschen mittlere Jahrestemperaturen von ca. -8.5°C. Die Extrapolation des zwischen 200 und 600 m linear verlaufenden geothermischen Gradienten ergibt an der Oberfläche eine Gleichgewichtstemperatur von etwa -11°C. Die Oberfläche muss sich dort somit in jüngster Vergangenheit erwärmt haben. Sie ist heute nicht mit den Untergrundtemperaturen im Gleichgewicht. In der thermischen Analyse dieser Messungen präsentieren Lachenbruch and Marshall (1977) eine analytische Lösung für die Anpassung der Permafrosttemperaturen bei einer schlagartigen Erwärmung der Oberfläche um 3°C. Das Ansteigen der Permafrostbasis kann erst erfolgen, nachdem die Oberflächenstörung durch reine Wärmeleitung die Untergrenze des Permafrostkörpers erreicht hat. Die Migration der Permafrostbasis beschreiben Lachenbruch and Marshall (1977) unter Berücksichtigung latenter Wärmeflüsse. Bei der Beschreibung der klimatischen Erwärmung seit Mitte des letzten Jahrhunderts von einer schlagartigen Temperaturerhöhung auszugehen, ist nicht realistisch. In weiterführenden thermischen Analysen zeigen Lachenbruch et al. (1982) und Lachenbruch and Marshall (1986) analytische Lösungen mit zeitlich ändernder Oberflächen-Randbedingung.

Für die Petroprospektion werden und wurden in der Arktis verschiedene, tiefe Bohrlöcher abgeteuft. Diese Bohrlöcher eignen sich auch gut für geothermische Untersuchungen (Judge, 1974). Mit analytischen Lösungen wurde versucht, die Temperaturen im Untergrund zu analysieren (Taylor, 1991). Ausgehend von einer Gleichgewichts-Temperaturverteilung während dem kleinen Klimaoptimum (ca. 1000 Jahre vor heute) berechnete Taylor (1991) plausible, stufenförmige Oberflächen-Temperaturgeschichten zur Rekonstruktion des heutigen Temperaturprofils.

Ausgedehnte Permafrostgebiete liegen im diskontinuierlichen Permafrost. Die mittleren Oberflächentemperaturen liegen in diesen Regionen oft nur wenig unter 0°C. Eine Erwärmung führt sowohl von der Oberfläche wie auch von der Permafrostbasis her zur Permafrostdegradation. Aufbauend auf die Untersuchungen von Lachenbruch and Marshall (1977) präsentiert Osterkamp (1983, 1984) eine zweistufige Lösung dieses Phänomens. In einem ersten Zeitschritt erhöht Osterkamp (1983, 1984) die Oberflächen-Randbedingung schlagartig auf 0°C. Nach einer gewissen Zeit werden die Temperaturen erneut instantan erhöht und das Eindringen der Auftauschicht mit der Neumann'schen Lösung untersucht. Die geothermische Entwicklung und die Degradation des eiszeitlichen Permafrosts im Schweizer Mittelland untersuchen Haeberli et al. (1984) mit einem ähnlichen Ansatz. Auch Lunardini (1996) prognostiziert mit analytischen Lösungen die thermische Evolution im Permafrost aufgrund von IPCC-Szenarien (IPCC, 1990a,b, 1992).

9.1.2 Eindimensionale, numerische Lösungen

Für Berechnungen in zwei oder drei Dimensionen und mit variablen Randbedingungen sind numerische Verfahren notwendig. Im Gegensatz zu analytischen Lösungen von Differentialgleichungen wird bei numerischen Verfahren der Raum nicht in unendlich kleine sondern in diskrete Stützstellen unterteilt. Durch diese Diskretisierung des Raums werden die Differentialgleichungen in ein lösbares Gleichungssystem transformiert. Änderungen zwischen den einzelnen Knotenpunkten sollten angemessen klein sein, und das aus den Knotenpunkten gebildete Netz sollte den Raum möglichst gut repräsentieren. Zur numerischen Berechnung der partiellen Differentialgleichungen müssen ferner die Materialeigenschaften sowie die Rand- und Anfangsbedingungen bekannt sein.

Numerische Modellrechnungen werden im allgemeinen nach den Methoden der Finiten Differenzen (FDM) oder der Finiten Elemente (FEM) durchgeführt. Beim FDM werden die Differentialquotienten durch endliche Differenzen approximiert und im FEM werden die Differenzialgleichungen durch Integrale angenähert. Der Vorteil der FDM gegenüber der FEM liegt in der einfacheren mathematischen Beschreibung. Im Gegensatz dazu bietet die FEM eine grössere Flexibilität in der Netzgeometrie (Haenel et al., 1988). In der vorliegenden Studie wurden die Modellrechnungen mit einem FEM-Programm durchgeführt. Dieses Verfahren beruht auf einer anspruchsvollen mathematischen Basis, die hier nicht beschrieben werden soll. Detaillierte Informationen zu diesem Thema können einer reichhaltigen Literatur entnommen werden (vgl. z.B. Bathe, 1996; Zienkiewicz, 1971).

Mit der rasanten Entwicklung in der Computerbranche werden numerische Modellrechnungen auch in der Permafrostforschung immer häufiger eingesetzt. Während anfangs mit eindimensionalen Modellen der Einfluss der Oberflächen-Temperaturgeschichte auf die Permafrostentwicklung untersucht wurde (Goodrich, 1977; Zhang and Osterkamp, 1993), wird heute immer häufiger mit zwei- und dreidimensionalen, zeitabhängigen Modellen gerechnet (vgl. z.B. Speck, 1994; Lebret et al., 1994; Albert, 1983; McGilvary and Albert, 1991). Um die Auswirkungen von Bauwerken auf das thermische Regime zu prognostizieren, wurden die verschiedenen Programmcodes vor allem von Forschern der Ingenieurwissenschaften entwickelt.

An der Abteilung Glaziologie der VAW-ETHZ werden seit einigen Jahren mit dem kommerziell erhältlichen FEM-Programmpaket MARC/MENTAT eismechanische Modellrechnungen durchgeführt (Gudmundsson, 1994, 1997, 1998; Gudmundsson et al., 1997; Wagner, 1994; Lüthi, 1994). MARC löst dabei die entsprechenden Differentialgleichungen nach der Methode der Finiten Elemente (FEM) und MENTAT ist ein auf MARC abgestimmter Pre- und Postprozessor (MARC, 1995). Die numerischen Berechnungen wurden auch in der vorliegenden Arbeit mit MARC durchgeführt. Für diese Wahl spricht, dass MARC/MENTAT grundsätzlich auch für thermische und thermomechanische Berechnungen geeignet ist und dass bei diesem Produkt an der Glaziologie (VAW/ETHZ) ein abteilungsinterner Erfahrungsaustausch möglich ist.

9.1.2.1 Reine Wärmeleitung

An den unter 9.1.1 beschriebenen analytischen Lösungen kann das numerische Modell getestet werden. Zunächst werden die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen untersucht. Bei reiner Wärmeleitung beschreibt die Gleichung (9.2) den Wärmetransport im

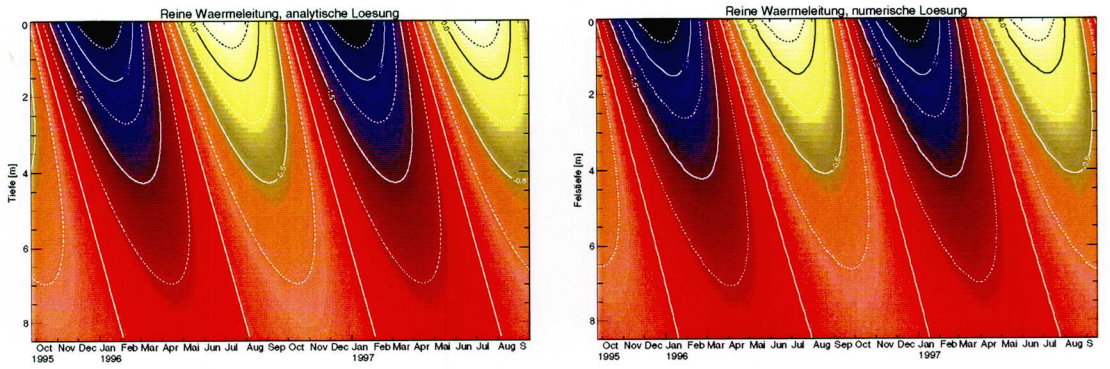


Abbildung 9.3: Vergleich der analytischen (links) mit der numerischen Lösung (rechts) des jährlichen Temperaturgangs. Damit die Temperaturfelder mit den Messungen auf der Südseite des Jungfrau-Ostgrats verglichen werden können, ist eine mittlere Jahrestemperatur von $T_0 = -1°\text{C}$ und eine Temperaturamplitude von $\Delta T = 1.5°\text{C}$ gewählt worden.

Untergrund. Eine sinusförmige Temperaturgeschichte wird an der Felsoberfläche $(z = 0)$ vorgegeben. In Abbildung 9.3 ist die analytische (links) und die numerische Lösung (rechts) von Jahresvariationen der Oberflächentemperaturen in Zeit–Tiefendiagrammen flächenhaft dargestellt. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt $T_0 = -1°\text{C}$ und die Amplitude $\Delta T = 1.5°\text{C}$. Die Felseigenschaften und die sinusförmige Temperaturgeschichte wurden so gewählt, dass der Vergleich mit den Messwerten auf der Südseite des Jungfrau-Ostgrats (Abb. 8.3, S. 74) ermöglicht ist.

Im Gegensatz zur analytischen Lösung für den unendlich ausgedehnten Halbraum (Abb. 9.3, links) hat das numerische Modell (Abb. 9.3, rechts) nur eine begrenzte Tiefenausdehnung. Um diesen Einfluss einzuschränken, wurden die numerischen Berechnungen in einem vier mal tieferen Modell durchgeführt als in der Abbildung 9.3 dargestellt. Eine weitere Einschränkung des numerischen Modells liegt in der Definition der Anfangsbedingung. Diese wurde auf eine konstante Temperatur von $T_0 = -1°\text{C}$ über das gesamte Modell angenommen. Damit sich diese unrealistische Anfangsbedingung nicht allzu stark störend auf das Resultat auswirkt, sind die Berechnungen über die doppelte Zeitspanne (4 Jahre) durchgeführt worden. Trotz den beiden Einschränkungen sind die Resultate der numerischen und der analytischen Lösung in Abbildung 9.3 beinahe deckungsgleich.

Der Vergleich der berechneten Temperaturfelder (Abb. 9.3) mit den Messungen (Abb. 8.3, S. 74) zeigt während dem Sommer Unterschiede. Wie im Kapitel 8.3.1 (S. 73ff) gezeigt wurde, finden im Gebirge latente Wärmeflüsse statt, die einem Gefrier/Tauvolumen von ca. 3 Vol.% entsprechen. Im weiteren ist auf der Felsoberfläche im Bereich des südlichen Bohrlochs (Jungfrau-Ostgrat) saisonal Schnee akkumuliert. Die Schneeschmelze ist dafür verantwortlich, dass die Felstemperaturen im Sommer nicht über $0°\text{C}$ ansteigen.

9.1.2.2 Wärmeleitung und latente Wärmeflüsse

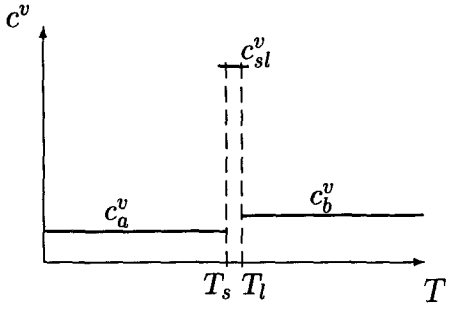
Im numerischen Modell werden latente Wärmeflüsse durch die Erhöhung der Wärmekapazität im Temperaturbereich zwischen einer Solidus- (T_s) und einer Liquidustemperatur (T_l) berücksichtigt. Die volumetrische Wärmekapazität $c^v (= \rho C)$ [J m^{-3}K^{-1}] beträgt im

Modell

$$c^v = c_r^v(1-w) + wc_w^v + wc'(f_1(T-T_s) - f_2(T-T_l)) + w(c_i^v - c_w^v)\, f_2(T-T_l), \quad (9.8)$$

wobei c_r^v, c_w^v und c_i^v die volumetrischen Wärmekapazitäten des Gesteins, des Wassers und des Eises sind, w [Vol. %] der Feuchtigkeitsgehalt ist und f_1 und f_2 temperaturabhängige Stufenfunktionen sind.

Im Modell beträgt die volumetrische Wärmekapazität im gefrorenen $c_a^v = c_r^v(1-w) + wc_w^v$ und im aufgetauten Zustand $c_b^v = c_r^v(1-w) + wc_i^w$. Zwischen der Solidus- (T_s) und der Liquidustemperatur (T_l) ist die Wärmekapazität c_{sl}^v erhöht, sie beträgt $c_{sl}^v = L(T_l - T_s)^{-1} + c_r^v(1-w)$.



Die effektive Wärmekapazität c' beim Phasenübergang im Temperaturintervall zwischen der Solidus- (T_s) und der Liquidustemperatur (T_l) wird im Modell durch

$$L = \int_{T_s}^{T_l} c' dT = c'(T_l - T_s) \quad (9.9)$$

berücksichtigt. Die latente Wärme L wird somit linear im Temperaturbereich zwischen T_s und T_l freigesetzt (sog. "Mushy Zone" McGilvary and Albert, 1991). Mit MARC könnten problemlos auch nicht-lineare Phasenübergänge simuliert werden.

In Abbildung 9.2 (S. 90) sind neben der analytischen Neumann'sche-Lösung (Migration der Gefrierfront, bei schlagartiger Temperaturänderung) auch die mit MARC berechneten Approximationen gestrichelt eingetragen. Bei reiner Wärmeleitung (0%-Feuchtegehalt) ist die analytische Lösung deckungsgleich mit der numerischen Approximation. Während die Neumann'sche Lösung einen isothermalen Phasenübergang bei $T_f = 0.0°C$ beschreibt, wird die latente Wärme im numerischen Modell im Temperaturbereich zwischen der Liquidus- und der Solidustemperatur umgesetzt. Um daraus entstehende Abweichungen zwischen der numerischen und der analytischen Berechnung möglichst gering zu halten, ist im numerischen Modell der Phasenübergang in einem kleinen Temperaturbereich vorgegeben worden ($T_l = 0.0°C$ und $T_s = -10^{-6}°C$). Mit zunehmendem Wassergehalt und zunehmender Berechnungsdauer wird eine geringe Abweichung der beiden Lösungen beobachtet. So wäre bei einer Gesteinsfeuchte von 6 Vol. % die Gefrierfront nach 100 Jahren gemäss der analytischen Lösung in 18 m und nach der numerischen Lösung in 19 m Felstiefe. Dieser Unterschied wird mit der begrenzten Tiefenausdehnung des numerischen Modells erklärt.

In Böden und im Gebirge friert die Feuchtigkeit normalerweise nicht bei 0°C ein. Die Gründe dafür liegen im Ansteigen des Ionengehalts im Rest-Kluftwasser mit zunehmendem Eisgehalt und in der Festigkeit des Gesteins, die der Gefrierexpansion entgegenwirkt (Druckschmelze). Im Kapitel 8.3.1 (S. 73ff) wurde gezeigt, dass im Gebirgsbereich auf der Südseite des Jungfrau-Ostgrats der grösste Anteil der Gesteinsfeuchte bei ca. $-0.3°C$ einfriert. Die numerischen Berechnungen mit den zyklischen Jahresvariationen (Abb. 9.3 rechts) wurden unter Berücksichtigung latenter Wärmeflüsse wiederholt. In Abbildung 9.4 ist das berechnete Temperaturfeld dargestellt. Es wurde von einem isotrop verteilten Feuchtigkeitsgehalt von 3 Vol. %, einer Solidustemperatur von $T_s = -0.3°C$ und einer Liquidustemperatur von $T_l = 0.0°C$ ausgegangen.

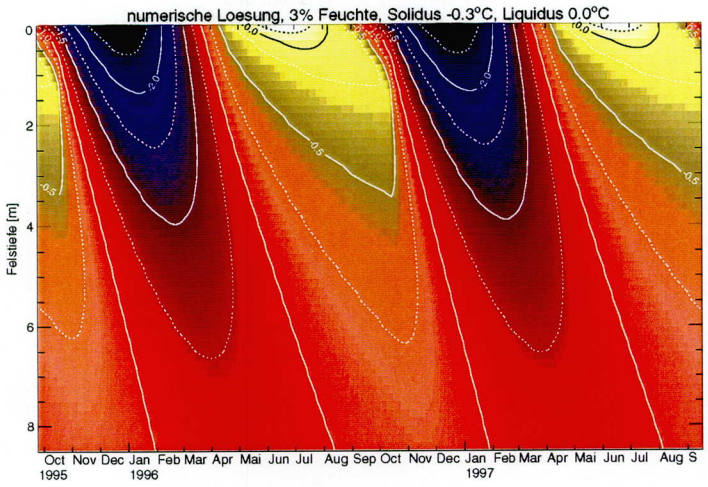


Abbildung 9.4: Numerische Lösung des jährlichen Temperaturgangs unter Berücksichtigung latenter Wärmeflüsse. Die umgesetzte latente Wärme entspricht einem Gefrier/Tauvolumen von 3% Wasser Eis. Damit das Temperaturfeld mit den Messungen auf der Südseite des Jungfrau-Ostgrats verglichen werden kann, ist eine mittlere Jahrestemperatur von $T_0 = -1°\text{C}$ und eine Temperaturamp litude von $\Delta T = 1.5°\text{C}$ gewählt worden.

Bei den Berechnungen wurde eine sinusförmige Temperatur-Randbedingung an der Felsoberfläche vorgegeben. Bei den Messungen (Abb. 8.3, S. 74) begrenzt die Schmelze eines Schneefelds die sommerliche Erwärmung des darunter liegenden Gebirges auf ca. $-0.3°\text{C}$. Im Unterschied zu den Messungen steigen die Oberflächentemperaturen im Modell über $0°\text{C}$. Latente Wärmeflüsse schwächen die Sommeramplitude im Modell ab, und positive Temperaturen sind auf den äussersten Gebirgsbereich begrenzt. Die Modellresultate (Abb. 9.4) weichen deshalb immer noch von den Messungen ab.

9.2 2D-numerische Modellierung, Sphinxgrat

Das Sphinxobservatorium befindet sich auf einem schmalen, exponierten Felsgrat. Wie im Kapitel 7.1 (S. 43ff) gezeigt, liegt der Sphinxgrat im kontinuierlichen alpinen Permafrost. Die jüngsten Bauaktivitäten haben zur lokalen Erwärmung und zum teilweisen Aufschmelzen von Klufteis geführt. Der bald 100 Jahre alte Eisenbahntunnel hat das Gebirge lokal thermisch beeinflusst. So wird in einer Bohrung eine vermeintliche Permafrostbasis in lediglich ca. 50 m Felstiefe beobachtet (Kap. 7.1, S. 43ff).

Die thermischen Verhältnisse können in einem zweidimensionalen Modell durch den Felsgrat analysiert werden (Wegmann and Keusen, 1998). Mit den Modellrechnungen wird die thermische Situation vor, während und nach den Ausbauarbeiten beschrieben. Mögliche, künftige Gleichgewichtszustände sind anhand verschiedener Szenarien untersucht worden.

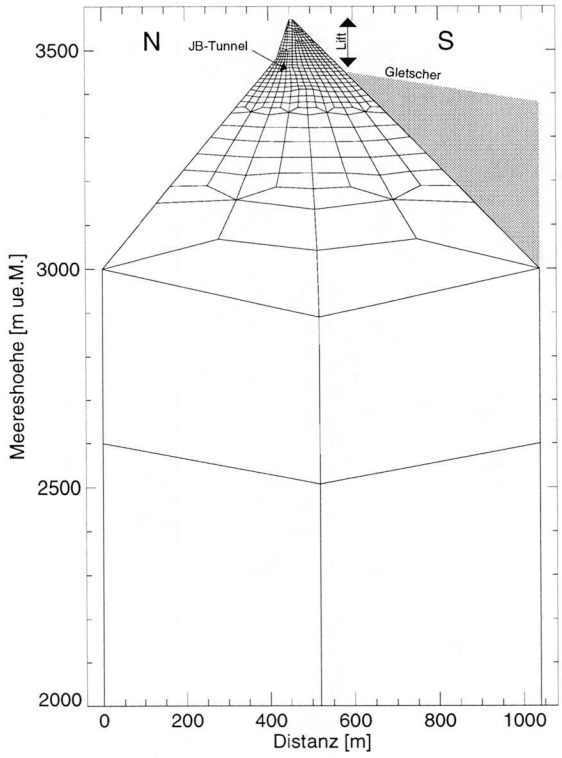


Abbildung 9.5: FE-Netzgeometrie durch den Sphinxgrat. Das in den Berechnungen verwendete FE-Netz erstreckt sich bis auf 0 m Meereshöhe.

9.2.1 Modellannahmen

9.2.1.1 FE-Netz

In Abbildung 9.5 ist das zweidimensionale Netz dargestellt, welches einen vereinfachten Nord-Südquerschnitt im Bereich des Liftschachts durch den Sphinxgrat beschreibt. Die Höhendifferenz, welche der Lift im Zentrum des Grats überwindet, ist markiert. Ebenfalls eingezeichnet ist die Lokalität, bei welcher der Tunnel der Jungfraubahn im Modell liegt. Die untere Modellbegrenzung ist in Abbildung 9.5 nicht dargestellt. Sie befindet sich auf Meereshöhe. Da vor allem die thermischen Verhältnisse in Gratnähe von Interesse sind, wurde mit zunehmender Höhe eine feinere Diskretisierung vorgenommen. In den später folgenden Abbildungen (9.6, 9.7) werden nur noch die obersten ca. 250 m des Modells dargestellt.

9.2.1.2 Randbedingungen

An der unteren Modellbegrenzung (auf Meereshöhe) beträgt der vertikale Wärmefluss 60 mW m^{-2} (Medici and Rybach, 1995). Durch die beiden vertikalen Modellbegrenzungen (Abb. 9.5) wird kein Energieaustausch vorgegeben. Die Modellgeometrie musste in grosse Tiefe ausgedehnt werden, damit der Wärmefluss im Untergrund senkrecht verläuft. Die Isothermen sind erst im oberen Modellbereich nicht mehr horizontal, wo sie durch die Topographie stark beeinflusst werden.

Als Randbedingung an der Oberfläche werden zeitabhängige Temperaturen vorgegeben. Die Gebirge im Süden der Sphinx sind bis in eine Höhe von ca. 3450 m ü.M. eisbedeckt. Die Temperaturen am Gletscherbett wurden in der Annahme, dass der Jungfraufirn im Süden der Sphinx temperiert ist (Druckschmelzpunkt) auf 0°C fixiert (Haeberli, 1976). Darüber und an der Felsoberfläche im Norden werden zeit- und höhenabhängige Oberflächentemperaturen vorgegeben. Die jahreszeitlichen Amplituden betragen im Modell $\Delta T = 6°C$. Das Jahresmittel der Oberflächentemperaturen [°C] wird anhand der Temperaturmessungen abgeschätzt (vgl. Kap. 8.4). Die in den Modellrechnungen verwendeten Oberflächen-Temperaturgradienten betragen im Norden $T_{Nord}(h) = 13.5 - (0.0055\ h)$ und im Süden $T_{Süd}(h) = 13.0 - (0.0045\ h)$, wobei h die Meereshöhe [m] und T die Temperatur [°C] ist. Auch im Berginnern werden Temperaturen vorgegeben. So sind die Felstemperaturen im Eisenbahntunnel bei $-1°C$ und in den Fussgängertunnels bei $+1°C$ fixiert. Der thermische Einfluss der Bauaktivitäten wird in den Modellrechnungen mit Temperaturvorgaben entlang des Liftschachts berücksichtigt.

Zeitabhängige Randbedingung: Die Modellrechnungen beginnen mit einem Gleichgewichtszustand im Frühjahr 1990. Anschliessend werden die Felstemperaturen im Sphinxgrat in monatlichen Zeitintervallen während acht Jahren berechnet. In den Berechnungen werden die Temperaturen an den Knoten entlang der Gratoberfläche jahreszeitlich variiert und im Gratinnern werden die Konstruktionsphasen des Liftschachts vorgegeben.

Zwei Zylindersegmente des Liftschachts können bis in eine Tiefe von 45 m klimatisiert werden. Mit der Abkühlung dieses Schachtbereichs auf negative Celsiustemperaturen soll der Untergrund thermisch stabilisiert werden. Die dem Untergrund entzogene Wärme steht der Beheizung der Sphinxgebäude zur Verfügung. Die benötigte Heizenergie ist jedoch relativ gering. Die Temperaturen in den Kühlsegmenten können deshalb nur auf ca. $+1°C$ abgesenkt werden. Die Temperaturverteilung, die sich in einem künftigen Gleichgewicht einstellen wird, ist für verschiedene Kühltemperaturen berechnet worden.

9.2.1.3 Materialeigenschaften

Der Sphinxgrat wird von verschiedenen Diskontinuitäten (Kluftsystemen, Schieferung) durchtrennt (Kap. 6.1.3, S. 27). Zwischen den granitoiden Lithologien sind auf halber Grathöhe Kalke gelagert. Trotz diesen Anisotropien wurden die Modellrechnungen mit isotropen thermischen Materialeigenschaften durchgeführt. Der relativ grosse Skalenbereich und die geringe Mächtigkeit der Kalkschichten lässt eine solche Annäherung zu.

Den Berechnungen liegt eine konstante Wärmeleitfähigkeit von $K = 3.2\ \mathrm{W\ m^{-1}K^{-1}}$ zugrunde (Anhang A). Die spezifische Wärmekapazität des Felsmaterials ist in Bereichen ohne Phasenübergang mit $c_r^v = 2063\ \mathrm{kJ\ m^{-3}K^{-1}}$ vorgegeben. Weiter werden 3 Vol.% Gesteinsfeuchte (Kap. 9.1.2.2) mit einer Solidustemperatur von $T_s = -0.3°C$ und einer Liquidustemperatur $T_l = 0.0°C$ angenommen.

9.2.2 Modellresultate

In der Abbildung 9.6 sind die berechneten Felstemperaturen im Sphinxgrat dargestellt. Die vier Grafiken zeigen die thermischen Verhältnisse in den Spätsommern 1991, 1994,

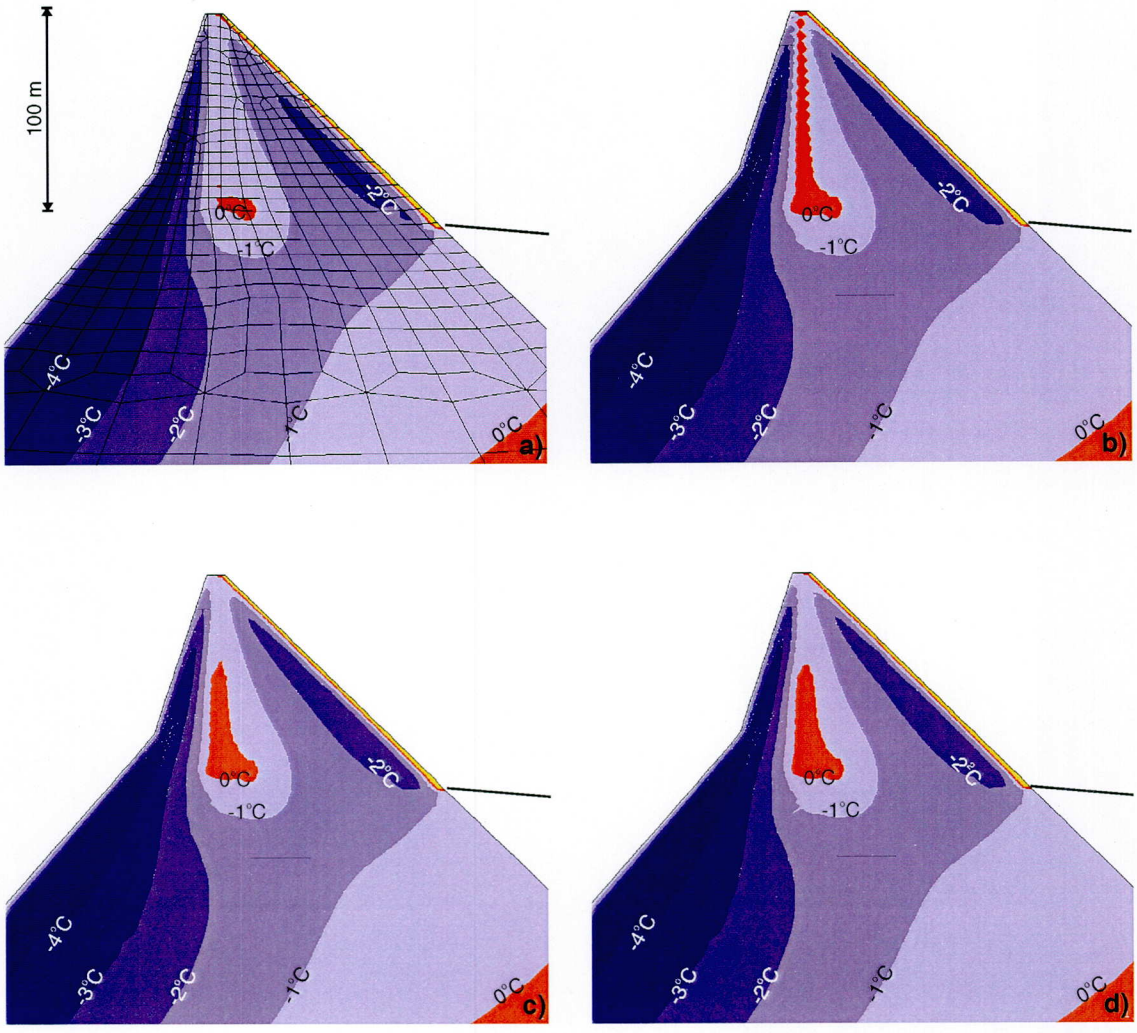


Abbildung 9.6: In a) ist die berechnete Temperaturverteilung vor den Bauaktivitäten im Herbst 1991 und in b) diejenige nach dem Liftschachtbau im Herbst 1994 dargestellt. Es war vorgesehen, den Liftschacht bis in 45 m Tiefe auf 0°C abzukühlen. Die beiden unteren Grafiken zeigen die berechneten Temperaturverteilungen im Herbst 1995 c) und im Herbst 1996 c).

1995 und 1996. Im Süden des Sphinxgrats ist die Auftauschicht zu dieser Jahreszeit maximal, sie ist dann wenige Meter mächtig.

Die Felstemperaturen werden durch den Fussgänger- und den Eisenbahntunnel beeinflusst. Vor Beginn der Bauarbeiten war am neuen Liftschacht nur ein kleiner Gebirgsbereich in 100 m Felstiefe permafrostfrei (Abb. 9.6, a). Falls die heutigen Oberflächentemperaturen einem Gleichgewichtszustand entsprechen, läge die natürliche Permafrostbasis in der berechneten Tiefe. Sie ist in den Abbildungen 9.6 und 9.7 am rechten unteren Bildrand zu sehen, wo sie gegen Norden eintaucht. Die verschiedenen Gebäude am Jungfraujoch sind mehr als 100 m von der berechneten Permafrostbasis entfernt. Sie beeinflussen die Lage der Untergrenze des Permafrosts höchstens minim. Zwischen Sommer und Herbst 1994 wurde der neue Liftschacht erstellt. Im Herbst 1994 stiegen die Temperaturen in der Gratmitte über den Gefrierpunkt an (Abb. 9.6, b). In den beiden folgenden Jahren wurden in den Modellrechnungen die obersten 45 m des Liftschachts klimatisiert.

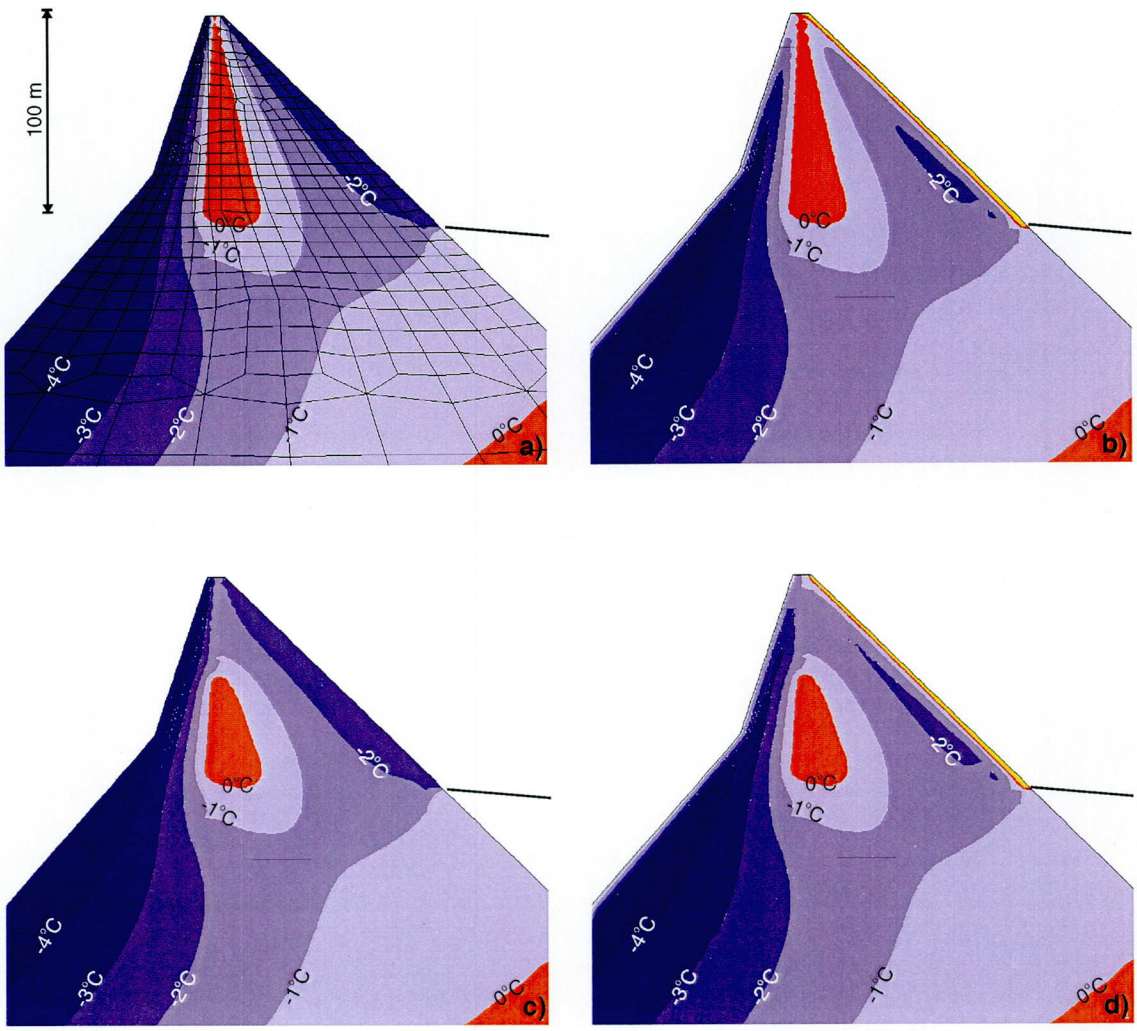


Abbildung 9.7: Berechnete Temperaturverteilung im Sphinxgrat, nach den Bauarbeiten. In den beiden oberen Grafiken wird der Liftschacht auf $+1°C$ und in den unteren auf $-1°C$ abgekühlt. Links sind die Winter- und rechts die Sommertemperaturen dargestellt.

Die unteren Grafiken zeigen die Entwicklung der Felstemperaturen in den zwei folgenden Jahren. Bei diesen Berechnungen wurde davon ausgegangen, dass der obere Teil des Liftschachts auf $0°C$ abgekühlt wird und der untere Teil Temperaturen von $+1°C$ aufweist. Die permafrostfreie Zone würde durch die Klimatisierung auf einen wenige Meter mächtigen Gebirgsbereich um die untere Liftschachthälfte begrenzt.

In der Abbildung 9.7 sind die neuen Gleichgewichts-Temperaturen dargestellt. Die linken Temperaturverteilungen zeigen den Gleichgewichtszustand und die rechten die Situationen im Spätsommer mit maximaler Auftautiefe. Falls in Zukunft die oberen 45 m des Liftschachts nur auf $+1°C$ abgekühlt werden können, zeigen die oberen beiden Darstellungen die künftigen Gleichgewichtsverhältnisse. Mit der geplanten Abkühlung auf $-1°C$ entsprechen die unteren beiden Diagramme dem Zukunftsszenario.

Abbildung 9.7 zeigt die Permafrostverbreitung bei unterschiedlichen Kühltemperaturen in den oberen 45 m des Liftschachts und die Tiefenbereiche, in welchen Gefrier/Tauprozesse stattfinden. Die maximale Auftautiefe beträgt in der Südflanke nur einige Meter. Bei einer Abkühlung des Liftschachts auf $+1°C$ erreichen die saisonalen Temperaturvariatio-

nen in Gratnähe die Tiefe der permafrostfreien Zone um den Liftschacht. Wird der Liftschacht auf $-1°C$ klimatisiert, liegt die permafrostfreie Zone erst in grösserer Felstiefe. Obwohl dann die saisonalen Temperaturvariationen tiefer eindringen, erreichen sie den permafrostfreien Gebirgsbereich nicht.

Mechanische Störung Der Aushub des Liftschachts führt zu Änderungen im Spannungsfeld des Sphinxgrats. Bei den Extensometern wurden irreversible Extensionen beobachtet (Kap. 7.1, S. 43), die nicht mit jährlichen Gefrier/Taudurchgängen erklärt werden können. Mit einem rotationssymetrischen 2-dimensionalen Modell wurde versucht, die Deformationen zu analysieren. Dabei wurde von isotropen Materialeigenschaften ausgegangen. Unabhängig von den rheologischen Eigenschaften des eishaltigen Gebirges müsste sich gemäss diesen Untersuchungen der Liftschacht nach dessen Aushub tendenziell verengen. Dieses Resultat widerspricht den beobachteten Extensionen deutlich. In einem realistischeren Modell müssten die Gebirgsanisotropie, die Geometrie und die Randbedingungen besser bekannt sein.

9.2.3 Interpretation

Wie die Abbildung 9.6 zeigt, reagiert ein schmaler Felsgrat sehr sensibel auf thermische Störungen. Vor allem der Bau des neuen Liftschachts hat zur Folge, dass bisher gefrorenes Gebirge in der Gratmitte permafrostfrei wurde. Im oberen Bereich wurden durch auftauendes Klufteis verschiedene irreversible Deformationen beobachtet (Kap. 8.2.2, S. 70ff). In Gratnähe ist das Gebirge besonders sensibel, weshalb der Liftschacht in der oberen Hälfte klimatisiert werden sollte. Wie die Berechnungen zeigen, würde selbst bei einer Abkühlung auf wenigstens $0°C$ der oberste Gratbereich relativ schnell wieder thermisch stabilisiert. Der permafrostfreie Bereich würde sich damit auf einen tiefer liegenden Felsbereich beschränken.

Falls der Liftschacht in Zukunft tatsächlich nur auf $+1°C$ abgekühlt werden kann, finden im oberen, schmalen Gratbereich nicht nur in Oberflächennähe (Auftauschicht) jährliche Gefrier/Taudurchgänge statt, sondern auch im Gebirgsbereich um den Liftschacht (Abb. 9.7). Die Gebirgsauflockerung in der Auftauschicht im Süden des Sphinxgrats war vor den Bauarbeiten enorm (Kap. 6.1.3, S. 27). Die obersten Felsbereiche liessen sich gar mit Pressluft säubern und das darunter liegende Gebirge musste teilweise mit Kurzankern vernagelt werden. Die Gefrier/Taudeformationen im Gratinneren dürfte sich in Zukunft ungünstig auf die Felsstabilität auswirken. Betragen die Kühltemperaturen im Liftschacht $-1°C$, bleibt die Frostverwitterung weiterhin nur auf die Auftauschicht im Süden beschränkt.

Im letzten Abschnitt wurde bei den Zukunftsprognosen die klimatische Entwicklung vernachlässigt. Sollten in Zukunft die mittleren Lufttemperaturen wärmer sein (IPCC, 1996), steigen auch die Felsoberflächentemperaturen an und das Gebirge würde damit tiefer verwittern.

9.3 2D-numerische Modellierungen, Jungfrau-Ostgrat

Der Jungfrau-Ostgerat wird, verglichen mit dem Sphinxgrat, weniger stark thermisch und mechanisch von Gebäuden beeinflusst. Zu Vergleichszwecken wurden Bohrlochmessungen von Felstemperaturen und Gebirgsdeformationen durchgeführt (vgl. Kap 7.3, S. 52ff). Diese Messungen geben Auskunft über das thermomechanische Verhalten des Gebirges entlang der Bohrlochachse. Die auf der Südseite des Jungfrau-Ostgrats gemessenen Felstemperaturen (Abb. 7.16, S. 7.16) wurden in einem eindimensionalen Modell unter Berücksichtigung latenter Wärmeflüsse bereits analysiert (Abb. 9.4, S. 95). In diesem Abschnitt wird mit zweidimensionalen Modellrechnungen der gesamte Berggrat untersucht.

Die durch die Stollenanlagen im Jungfrau-Ostgrat verursachte (gemessene) Temperaturstörung wird im Folgenden nicht berücksichtigt. Mit dieser Annahme sollen im Unterschied zum Sphinxgrat, die natürlichen Verhältnisse untersucht werden.

9.3.1 Modellannahmen

9.3.1.1 FE-Netz

Die Berechnungen wurden in einem stark vereinfachnten Nord-Südquerschnitt des Gebirgsgrats durchgeführt. In Abbildung 9.8 sind die obersten 600 m des Modellnetzes durch den Jungfrau-Ostgrat dargestellt. Die untere Begrenzung des Modells ist auf Meeresniveau. Mit zunehmender Meereshöhe wird eine feinere Elementunterteilung des Modells vorgegeben. In den Modellresultaten (Abb. 9.9 und 9.10) wird der obere Teil von Abbildung 9.8 dargestellt.

9.3.1.2 Randbedingungen

In den Modellrechnungen werden die selben thermischen Randbedingungen vorgegeben wie bei den Untersuchungen am Sphinxgrat (Kap. 9.2.1.2, S. 96). So werden neben dem konstanten Wärmefluss aus der Tiefe, zeit- und höhenabhängige Randbedingungen an der Oberfläche berücksichtigt.

Die Resultate der thermischen Berechnungen kommen später zur Simulation von Felsdeformationen erneut zur Anwendung. Während diesen Analysen wird das Modell an der Unterseite festgehalten.

9.3.1.3 Materialeigenschaften

Am Jungfrau-Ostgrat sind durchwegs tektonisch stark deformierte, geklüftete, massige Gneise anstehend (Kap. 5.3, S. 22). Die thermischen Modellrechnungen werden erneut mit den im Kapitel 9.2.1.3 (S. 97) beschriebenen homogenen und isotropen Materialeigenschaften durchgeführt. Diese Materialeigenschaften sind an den Bohrkernproben vom Jungfrau-Ostgrat ermittelt worden. Deren Messresultate sind im Anhang A zusammengetragen.

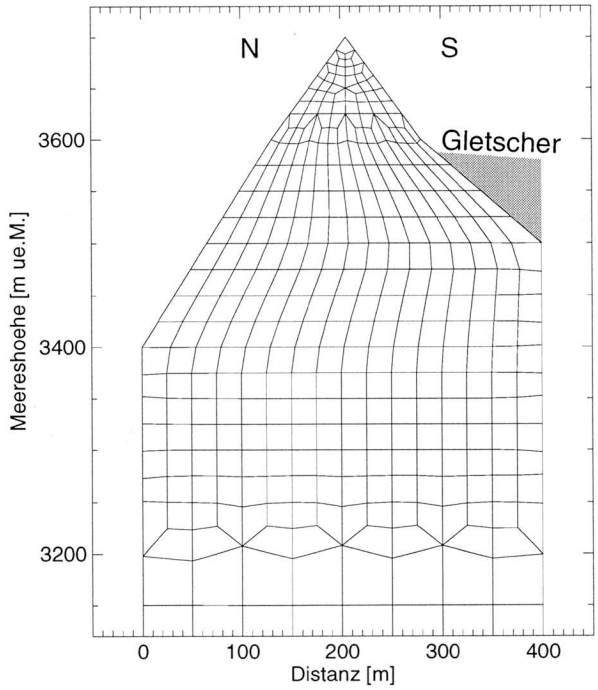


Abbildung 9.8: FE-Netzgeometrie durch den Jungfrau-Ostgrat. Das in den Berechnungen verwendete FE-Netz ist grösser. Es erstreckt sich in der Tiefe bis auf Meeresniveau.

Der im ersten Modelldurchgang bestimmte Temperaturverlauf im Gebirge wird in einer weiteren Berechnung für die Bestimmung des Deformationsverhaltens verwendet. Der Wärmeausdehnungskoeffizient der Gneise beträgt ca. $\alpha_r = 10^{-6\circ}\mathrm{C}^{-1}$ (Tab. 6.1, S. 25). Wasser gefriert unter einer 9% Volumenausdehnung. Bei einer isotropen Ausdehnung entspricht dies einer Längenänderung von 3%. Falls ein isotrop verteilter Wassergehalt von 1 Vol.% einfriert, ist die Volumenausdehnung noch 9×10^{-4} und die Längenänderung 3×10^{-4}. Im Idealfall (isotrop, gesättigt, Atmosphärendruck) würde diese Gefrierdilatation zwischen der Liquidus- und der Solidustemperatur in alle Richtungen stattfinden.

Das mechanisch wirksame Kluftsystem streicht am Jungfrau-Ostgrat in nordöstlicher Richtung und fällt subvertikal ein (Kap. 5.3, S. 22). Die Schnittgerade des Kluftsystems mit der Modellgeometrie verläuft in senkrechter Richtung. Damit sind im Modell Gefrier/Taudeformationen vorwiegend in horizontaler Richtung möglich. Im Modell wird die Anisotropie berücksichtigt, indem zwischen $T_s = -0.5°\mathrm{C}$ und $T_l = 0.0°\mathrm{C}$ ein horizontaler Längenausdehnungskoeffizient von $\alpha_{s\to l} = -6 \times 10^{-4\circ}\mathrm{C}^{-1}$ vorgegeben wird. Dies entspricht einem Gefrier/Tauvolumen von 3 Vol.% Gesteinsfeuchte (vgl. Kap. 8.2.2). Der thermische Expansionskoeffizient in der Vertikalen wird (wie ausserhalb dieses Temperaturbereichs) bei $\alpha_r = 10^{-6\circ}\mathrm{C}^{-1}$ beibehalten.

9.3.2 Modellresultate

Die Temperaturverteilung der Gleichgewichtsrechnung mit mittleren jährlichen Oberflächentemperaturen ist in Abbildung 9.9 (links) dargestellt. Die Permafrostbasis ist am rechten unteren Bildrand eingezeichnet, sie taucht unter einem Winkel von etwa $45°$ gegen Norden ein. Die Isothermen im Gebirgsgrat sind gegen Norden konkav gebogen.

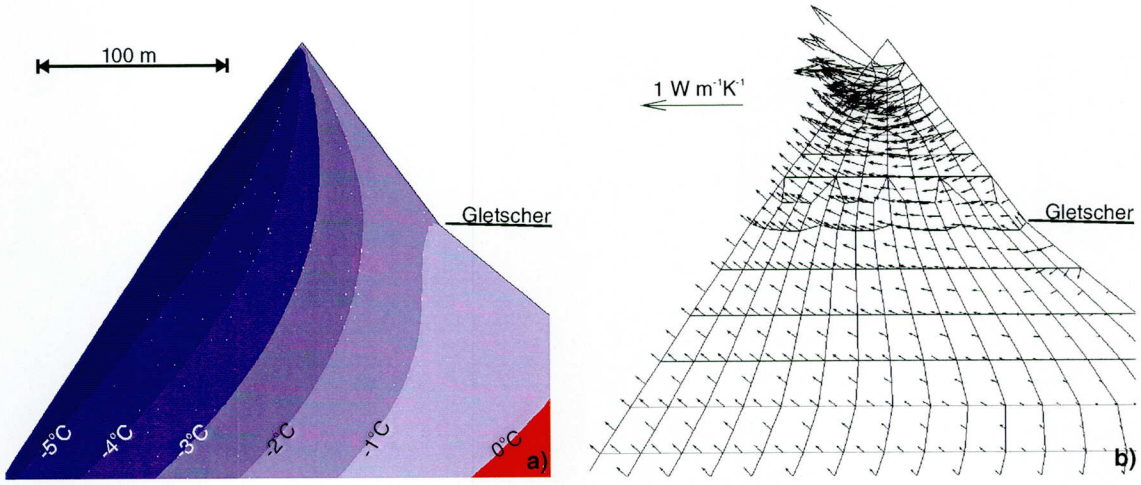


Abbildung 9.9: Berechnete Gleichgewichts-Temperaturverteilung (links) und Wärmefluss (rechts) im Jungfrau-Ostgrat.

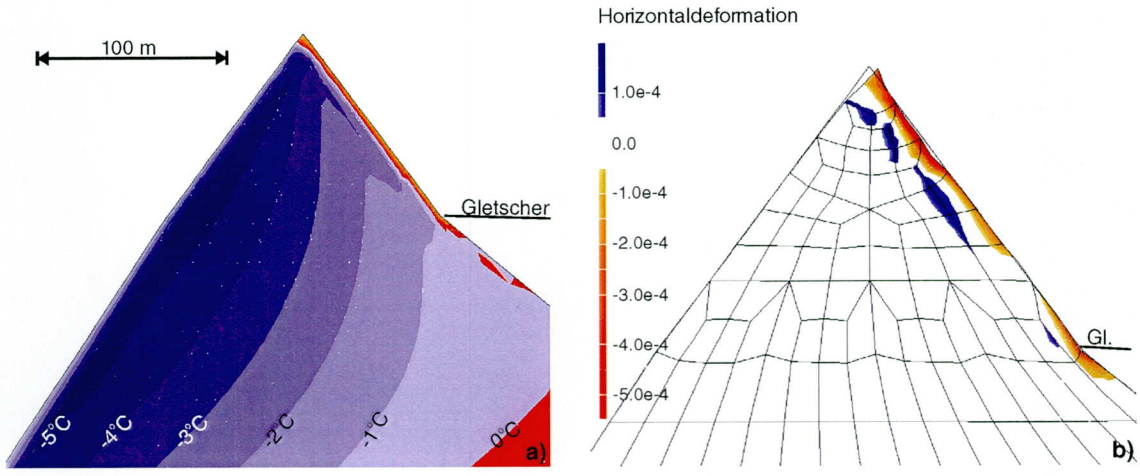


Abbildung 9.10: Temperaturverteilung im Jungfrau-Ostgrat bei maximaler Auftautiefe (links) und daraus resultierende horizontale Gefrier/Taudeformation.

Der Wärmefluss durch den Gebirgsgrat wird stark durch die Topographie beeinflusst. In Abbildung 9.9 (rechts) sind Grösse und Richtung des berechneten Gleichgewichts-Wärmeflusses an den einzelnen Netzknotenpunkten dargestellt. Der Betrag des Wärmeflusses ist in Gratnähe am grössten ($q > 1$ W m^{-2}K^{-1}). Er nimmt mit zunehmender Tiefe ab. An der unteren Modellbegrenzung wird ein Wärmefluss von lediglich $q = 60$ mW m^{-2}K^{-1} vorgegeben. In Gratnähe taucht der Wärmefluss senkrecht zur südlichen Felsoberfläche ein, verläuft konvex durch das Gebirge und durchdringt die nördliche Oberfläche senkrecht.

Ausgehend vom Gleichgewichtszustand wurden zeitabhängige Berechnungen mit Jahresgängen der Oberflächentemperaturen durchgeführt. Die Modellrechnungen umfassen eine Dauer von vier Jahren. Die Temperaturverteilung zum Zeitpunkt der maximalen Auftautiefe ist in der Abbildung 9.10 (links) dargestellt. Die Felsverschiebung zum selben Zeitpunkt ist im Vergleich zum Ursprungszustand in Abbildung 9.10 (rechts) dargestellt. Eine schwarze Linie markiert die Umrisse des Gleichgewichtszustands. Um die berechneten Verschiebungen zu verdeutlichen, wurden sie in der Grafik 1000-fach verstärkt darge-

stellt. Die Konturlinien zeigen die horizontalen, thermischen Deformationen an. Bis in die Tiefe von ca. 25 m können auf der Südseite Deformationen, die grösser als 5×10^{-5} sind, beobachtet werden. Darunter und auf der Nordseite sind die berechneten Gebirgsdeformationen verschwindend klein. Unmittelbar unterhalb der südlichen Gratoberfläche ist das Gebirge im Spätsommer kontrahiert ($\varepsilon_{xx} \simeq -5 \times 10^{-4}$). Zum gleichen Zeitpunkt ist das Gebirge in grösserer Tiefe (ca. 20 m) gegenüber dem Gleichgewichtszustand gedehnt ($\varepsilon_{xx} \simeq 1.5 \times 10^{-4}$).

9.3.3 Interpretation

In Abbildung 9.9 ist der thermische Gleichgewichtszustand im ost-weststreichenden Gebirgsgrat dargestellt. Aufgrund dieser Modellrechnungen läge die Permafrostbasis ca. 250 m unterhalb der nördlichen Felsoberfläche. Da das Klima nicht berücksichtigt wurde, eignet sich dieses Modell lediglich für die Analyse von jahreszeitlichen Variationen in Oberflächennähe. In einem schmalen Grat wird der Wärmefluss aus dem Untergrund verschwindend klein und die unterschiedlichen Oberflächentemperaturen beidseits des Grats dominieren das Temperaturfeld. Der Wärmeflussvektor steht senkrecht auf den beiden Gratoberflächen. Bei der quantitativen Interpretation der Bohrlochmessungen mussten diese Richtungen berücksichtigt werden (vgl. Kap. 8.3, S. 73ff).

Zum Zeitpunkt der maximalen Auftautiefe sind bis etwa 5 m unter der südlichen Gratoberfläche deutliche Temperaturvariationen zu erwarten (Abb. 9.10). Darunter ist das Gebirge gegenüber der Gleichgewichtssituation bis in eine Tiefe von ca. 20 m deutlich abgekühlt. Dieser kühle Gebirgsbereich ist ein Resultat des vorhergehenden Winters. Im Sommer zeigt das Modell Schmelzkontraktionen im äussersten Dekameter und in grösserer Tiefe geringere Gefrierdilatationen. Da der tiefste Thermistor auf der Südseite zehn Meter unterhalb der Felsoberfläche liegt, kann mit den Messungen das unterschiedliche Verhalten der Deformationen in verschiedenen Gebirgstiefen nicht erkannt werden. Da in den Modellrechnungen das gesamte Gefrier/Tauvolumen zu Gebirgsdeformationen führt, sind die berechneten Deformationen erneut eine Zehnerpotenz grösser als die Messresultate (Kap. 8.3.1).

9.4 Thermische Auswirkungen eines Gletscherrückzugs am Beispiel des Konkordiaplatzes

9.4.1 Einleitung

In den Europäischen Alpen ist seit dem Ende der Kleinen Eiszeit (ca. 1850) etwa 50 % des Gletschervolumens abgeschmolzen (Haeberli and Hoelzle, 1995). Der Einfluss der atmosphärischen Erwärmung auf die Verbreitung von Permafrost ist noch wenig dokumentiert. Die Änderungen im alpinen Eishaushalt können Hangstabilitätsprobleme im Lockermaterial und im Fels auslösen (Kasser et al., 1982; Haeberli et al., 1997).

Der Massenverlust der Gletscher seit dem Ende der Kleinen Eiszeit ist neben der Längenänderung vor allem in der Höhenabnahme der Gletscheroberfläche dokumentiert. Die

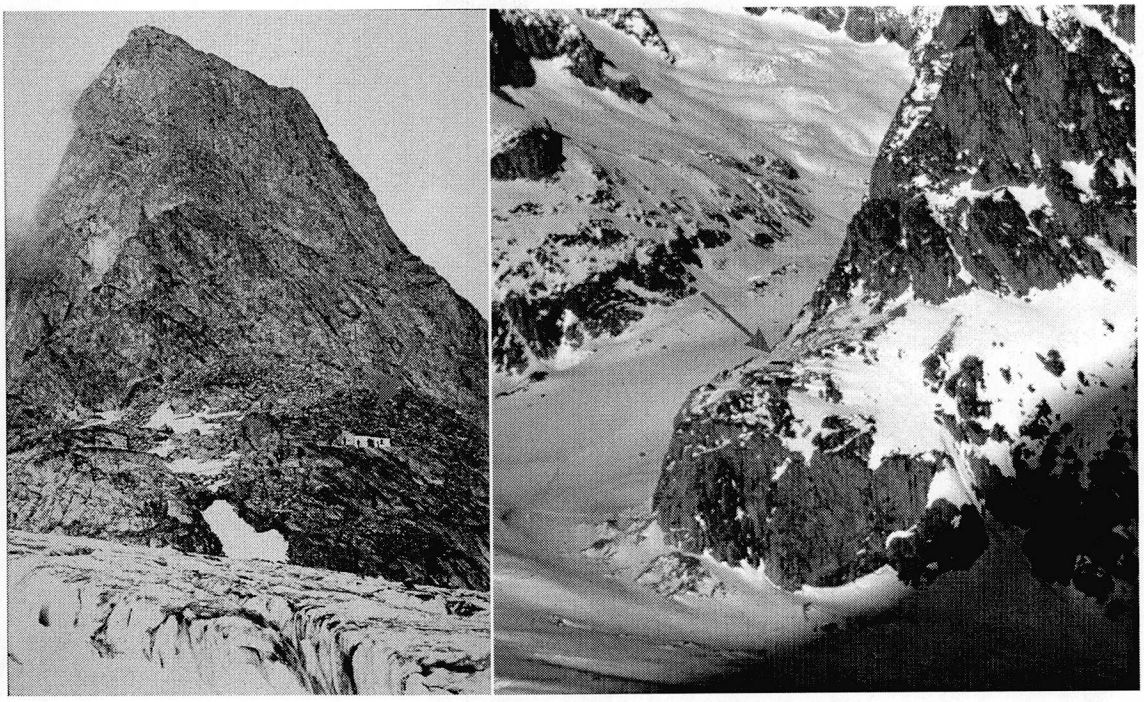


Abbildung 9.11: Konkordiahütten am Ende der Kleinen Eiszeit und heute.

Oberfläche des Grossen Aletschgletschers ist im Bereich der Gletscherzunge gegen 300 m eingesunken (Aellen and Herren, 1994). Mit dem Gletscherrückzug verlieren freigelegte Felswände das seitliche Widerlager. Als direkte Konsequenz ändert das Spannungsfeld innerhalb der Felswand. Atmosphärische Einflüsse beginnen auf die Felswände zu wirken. Die Temperatur am Gletscherbett eines temperierten Gletschers liegt beim Druckschmelzpunkt von Eis ($\simeq 0°C$). Damit ändern die thermischen Randbedingungen und die Felsen werden neu der Verwitterung ausgesetzt (Wegmann et al., 1998). Die mittlere jährliche Oberflächentemperatur einer Felswand ist wesentlich von deren Exposition, Meereshöhe und Lithologie abhängig (Kap. 8.4, S. 85). In der nordexponierten Felswand beim Konkordiaplatz liegt sie deutlich unter dem Gefrierpunkt. Während des Gletscherrückzugs kühlt sich das Gebirge dort ab, und Permafrost kann selbst während einem allgemeinen klimatischen Lufttemperaturanstieg in den Untergrund eindringen (Wegmann et al., 1998).

Die Konkordiahütten (2850 m ü.M.) des Schweizerischen Alpenclubs befinden sich auf einem Felssporn etwa 150 m über der aktuellen Gletscheroberfläche. Gegen Ende der Kleinen Eiszeit, als die erste Hütte erstellt wurde, war dieser Standort in unmittelbarer Nähe des Gletschers (Abb. 9.11). Heute führt der Hüttenzustieg über eine Stahltreppe, welche in der steilen, schattigen Nordflanke verankert ist. Der Gletscherrückzug macht es notwendig, dass die Treppe regelmässig gegen unten verlängert werden muss. Photogrammetrische Untersuchungen mit Luftbildern aus der Periode zwischen 1947 und 1992 (GEOTEST and VAW, 1993) zeigen ein Einsinken der Gletscheroberfläche von etwa -0.6 m a^{-1}. Während des letzten Jahrzehnts war der Gletscherrückzug leicht beschleunigt.

Mit Modellrechnungen wird der Einfluss der Gletschervariationen und des Klima auf die Thermik der nordexponierten Felswand unterhalb den Konkordiahütten analysiert.

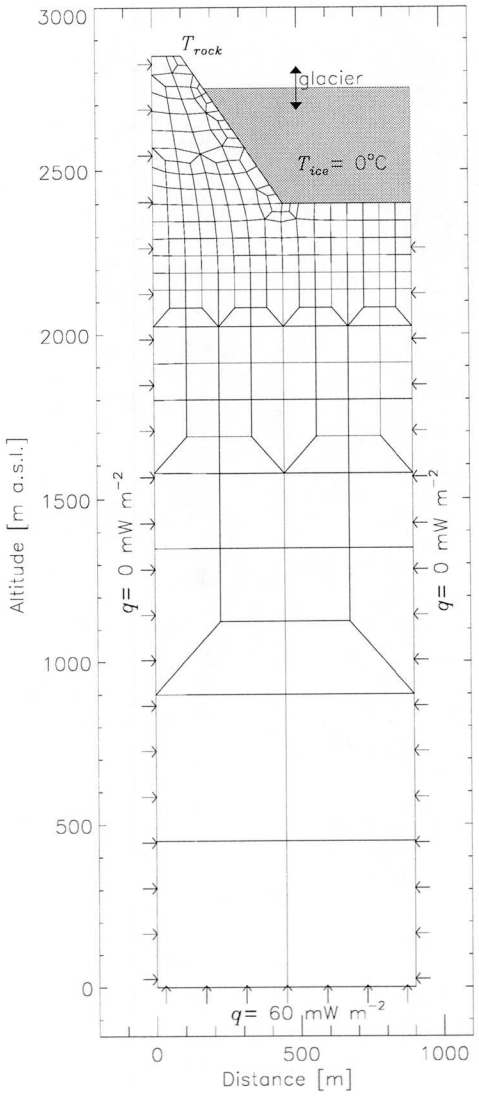


Abbildung 9.12: FE-Netz Konkordiaplatz. Das Modell beschreibt einen stark vereinfachten Querschnitt durch den "Konkordiasporn" (aus Wegmann et al., 1998)

9.4.2 Modellannahmen

9.4.2.1 FE-Netz

Um den Felssporn, auf welchem die Konkordiahütten stehen, wirklichkeitsgetreu analysieren zu können, müssten die Berechnungen in einem dreidimensionalen Modell durchgeführt werden. In den folgenden Untersuchungen soll die Sensitivität einer Felswand auf klimatisch bedingte Änderungen der Randbedingungen aufgezeigt werden. Für diesen Zweck reicht eine zweidimensionale Analyse aus.

In Abbildung 9.12 ist die Geometrie des Modellnetzes dargestellt. Es hat eine horizontale Ausdehnung von 900 m und erstreckt sich von 2850 m ü.M. bis auf das Meeresniveau.

9.4.2.2 Randbedingeungen

Die Modellgeometrie ist symetrisch zur $x = 0$-Ebene, weshalb der Wärmefluss auf der vertikalen Modellbegrenzung auf null gesetzt ist. An der unteren Modellbegrenzung wird ein konstanter vertikaler Wärmefluss von 60 mW m^{-2} angenommen. Während der Modellrechnungen ändern die Temperaturen an der Felsoberfläche. Am Gletscherbett werden sie bei 0°C fixiert.

Zwei unterschiedliche Szenarien für die zeitlichen Temperaturvariationen werden untersucht. Die Modellrechnungen mit dem Szenario T1 beginnen mit einer Gleichgewichtsbetrachtung der Eisbedeckung, die der Kleinen Eiszeit entspricht. Die Oberflächentemperaturen betragen zu diesem Zeitpunkt -2°C und die Temperatur am Gletscherbett 0°C. Zwischen den Jahren 1850 und 2100 wird die Gletscheroberfläche von 2825 m ü.M. mit einer Geschwindigkeit von -0.6 m a^{-1} abgesenkt. Die Temperaturen an der frisch vom Gletscher freigelegten Felswand kühlen von 0°C auf -2°C ab. Mit dieser Vorgabe (T1) wird das Eindringen von Permafrost untersucht.

Szenatio T1 beginnt mit einem Gleichgewichtszustand am Ende einer Kaltzeit, der Kleinen Eiszeit. Klimatisch bedingte Temperaturvariationen werden vernachlässigt. Eine zweite Serie von Modellrechnungen wird ohne diese Vereinfachungen durchgeführt. Das Szenario T2 beginnt am Ende einer längeren Klimaperiode mit gleichbleibenden Lufttemperaturen. In den folgenden, zeitabhängigen Berechnungen werden neben der Gletscheroberfläche auch die Temperaturen an der Felsoberfläche in Abhängigkeit der Zeit Klimas variiert.

Der Verlauf der Lufttemperatur während des Postglazials ist heute einigermassen gut bekannt (von Rudloff, 1980; Lamb, 1995). Im Gegensatz dazu muss die Entwicklung der Gletscheroberfläche beim Konkordiaplatz anhand von Variationen der Gletscherlängen (Zumbühl and Holzhauser, 1988) abgeschätzt werden. In der Zeit vor dem Jahre 800 waren die Lufttemperaturen während einiger Jahrhunderte den heutigen Verhältnissen ähnlich (von Rudloff, 1980). Aus diesem Grund wurde das Jahr 800 im Szenario T2 (Abb. 9.13) als Gleichgewichtssituation betrachtet. Im Modell hat der Gletscher zu diesem Zeitpunkt seine Oberfläche auf 2750 m ü.M., und die Oberflächentemperaturen sind bei -2°C fixiert. In den darauf folgenden 200 Jahren wird eine Klimaerwärmung um 2°C mit einer gleichzeitigen Gletscherabsenkung auf 2675 m ü.M. berücksichtigt. Während des Kleinen Klimaoptimums zwischen 1000 bis 1200 (Lamb, 1977) werden die Oberflächenbedingungen konstant gehalten. Zwischen 1200 und 1700 wird eine lineare Abkühlung der Felstemperaturen auf -4°C und ein lineares Ansteigen der Gletscheroberfläche auf 2825 m ü.M. vorgegeben. Die Klimaverschlechterung endet in der Kleinen Eiszeit. Während der Kleinen Eiszeit (1700–1850) werden die Randbedingungen wieder konstant gehalten. Die Erwärmung seit dem Ende der Kleinen Eiszeit wird mit einem Temperaturanstieg von 0.016°C a^{-1} modelliert. Während dieser Zeitperiode wird die Gletscheroberfläche mit der Geschwindigkeit von -0.6 m a^{-1} abgesenkt. Die Berechnungen mit der Vorgabe T2 enden wie diejenigen mit T1 im Jahre 2100.

9.4.2.3 Materialeigenschaften

Die Granite im Bereich der Konkordiahütten haben vermutlich ähnliche thermische Eigenschaften wie die ILK-Gneise des Jungfrau-Ostgrats. Es wurde deshalb von den im

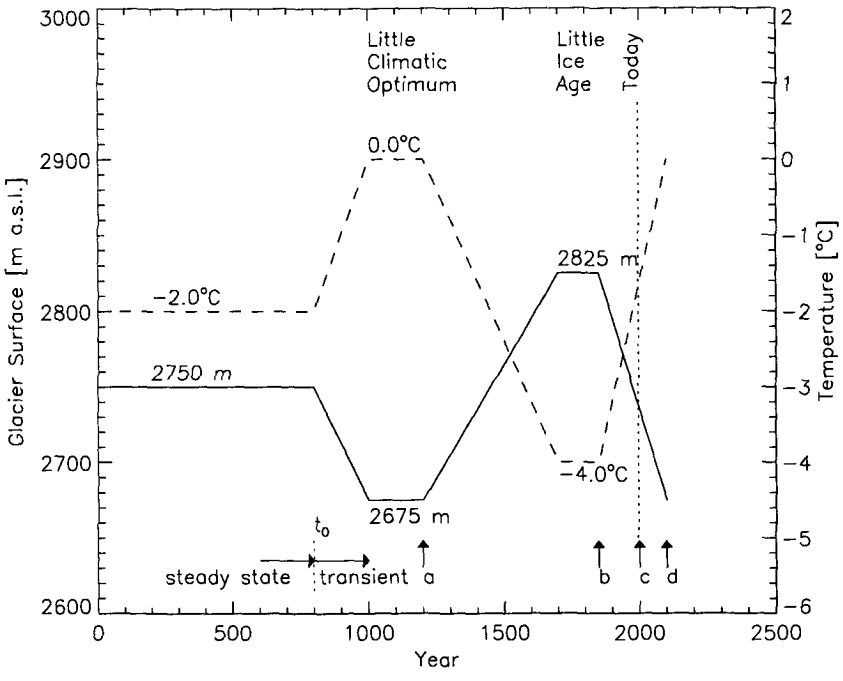


Abbildung 9.13: Definition des Szenarios T2. Während der zeitabhängigen thermischen Berechnungen werden die Gletscherhöhe und die Felsoberflächentemperaturen antizyklisch variiert. Die berechneten Temperaturfelder sind in den Abbildungen 9.15 (Zeitpunkt t_0) und 9.16 (Zeitpunkte a, b, c, d) dargestellt (aus Wegmann et al., 1998)

Anhang A beschriebenen thermischen Materialeigenschaften ausgegangen. Die Wärmeleitfähigkeit beträgt $K = 3.2$ W m^{-1}K^{-1} und die spezifische Wärmekapazität $c_r^v = 2063$ kJ m^{-3}K^{-1}.

Die Berechnungen wurden unter Berücksichtigung verschiedener Eis/Wassergehalte durchgeführt. Die Solidustemperatur wurde bei $T_s = -0.3$°C und die Liquidustemperatur bei $T_l = 0.0$°C angenommen.

9.4.3 Modellresultate

Szenario T1 In Abbildung 9.14 sind Resultate der Modellrechnungen mit dem Szenario T1 dargestellt. Die Gleichgewichtssituation mit einem Gletscherstand von 1850 wird oben links gezeigt. Verursacht durch die wechselnden Randbedingungen, ist der Wärmefluss im Bereich der Gletscheroberfläche erhöht, was aus den nahe beieinander liegenden Isothermen ersichtlich wird. Die drei weiteren Diagramme (Abb. 9.14b, c, d) stellen die berechneten Temperaturverteilungen im Jahre 2100 ohne latente Wärmeflüsse mit 3 Vol.% und 6 Vol.% Wasser/Eisgehalt dar. Mit steigendem Wassergehaltgehalt ist das Eindringen von Permafrost auf seichtere Bereiche begrenzt.

Szenario T2 Von den Berechnungen mit dem Szenario T2 werden nur die Modellresultate mit 3 Vol% Wasser/Eisgehalt diskutiert. In Abbildung 9.15 ist die Gleichgewichtssituation im Jahr 800 dargestellt. Die vier Diagramme in Abbildung 9.16 zeigen die Temperaturverteilungen am Ende des Kleinen Klimaoptimums (1200), am Ende der Kleinen

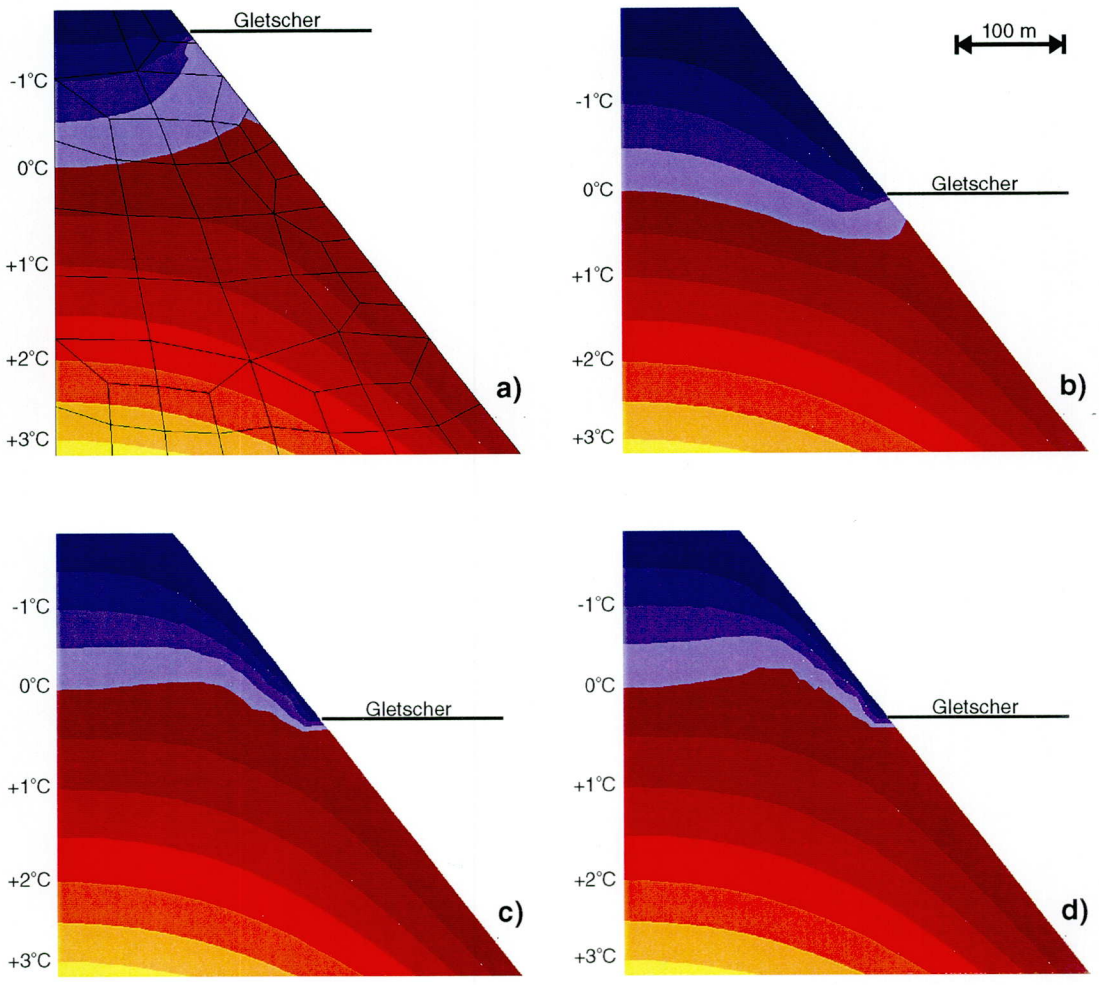


Abbildung 9.14: Temperaturen nach Gletscherrückzug. Die Temperaturverteilung in einer Gleichgewichtsberechnung mit dem Gletscherstand der Kleinen Eiszeit und Felsoberflächen-Temperaturen von $-2°C$ ist in a) dargestellt. Die weiteren Abbildungen zeigen Temperaturverteilungen nach einem linearen Gletscherrückzug $(-0.6\ \mathrm{m\ a^{-1}})$ im Jahr 2100. Latente Wärmeflüsse wurden in b) vernachlässigt. In c) ist ein Wasser/Eisgehalt von 3 Vol.% und in d) einer von 6 Vol.% berücksichtigt.

Eiszeit (1850), heute und im Jahre 2100. Am Ende des Kleinen Klimaoptimums liegen die Temperaturen im gesamten Permafrostkörper zwischen $0°C$ und $-0.5°C$. Im Gegensatz dazu ist am Ende der Kleinen Eiszeit der Wärmefluss innerhalb des Permafrostes erhöht. Vor allem in der Nähe der Gletscheroberfläche liegen die Isothermen zu diesem Zeitpunkt nahe beieinander. Während der folgenden klimatischen Erwärmung sinkt die Gletscheroberfläche wieder ab. Die dadurch neu freigelegten Gebirgsbereiche kühlen unter $0°C$ ab. Gleichzeitig beginnt die Permafrostbasis anzusteigen. Die Isothermen, die wärmer als $0.5°C$ sind, werden während der Berechnungen nicht beeinflusst.

Die Permafrostbasis im Zentrum des Modells $(x = 0)$ weicht aufgrund der latenten Wärmeflüsse nie von der Gleichgewichtsrechnung ab. Sie befindet sich in den Berechnungen mit Szenario T1 in einer Tiefe von 150 m und mit T2 weitere 50 m tiefer.

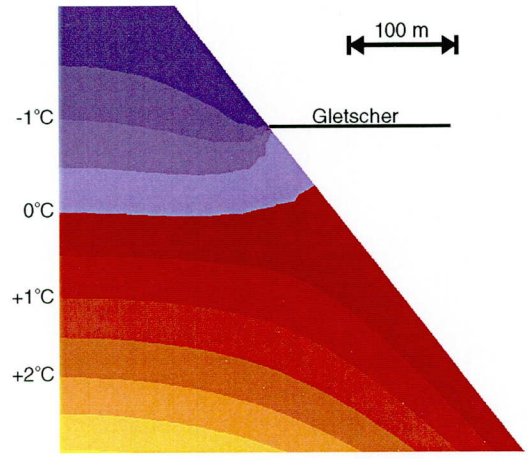


Abbildung 9.15: Gleichgewichtstemperaturverteilung im Jahr 800 am Anfang der Berechnungen mit Szenario T2. Der Gletscherstand und die Oberflächentemperaturen entsprechen den heutigen Verhältnissen der nordexponierten Felswand am Konkordiaplatz.

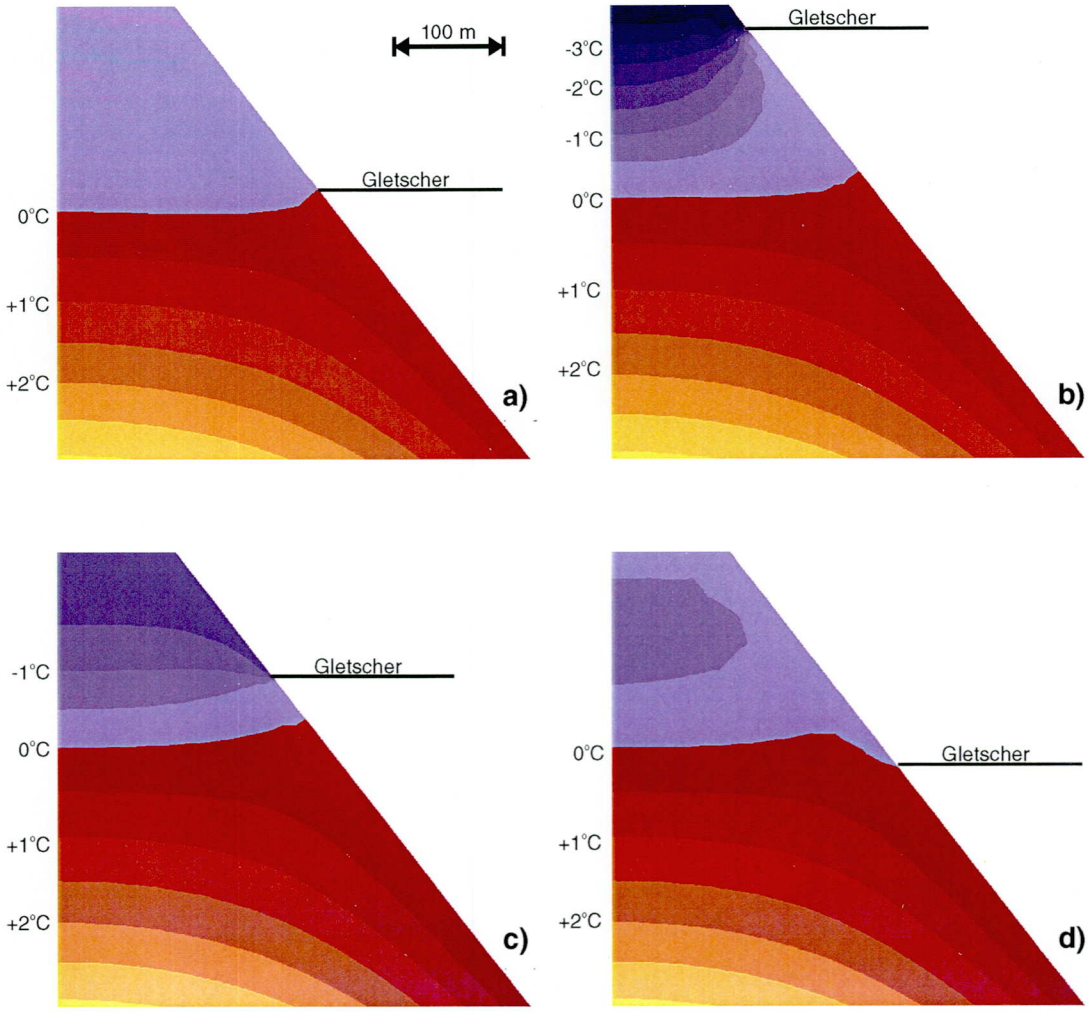


Abbildung 9.16: Klimatisch bedingte Temperaturentwicklung nach dem Szenario T2. Die Abbildungen a, b, c und d zeigen die berechneten Temperaturfelder am Ende des Kleinen Klimaoptimums, am Ende der Kleinen Eiszeit, heute und im Jahr 2100 (vgl. auch Abb. 9.13).

9.4.4 Interpretationen

Mit Szenario T1 wird das Eindringen von Permafrost aufgrund eines Gletscherrückzugs analysiert. Die Eindringtiefe ist stark vom vorgegebenen Wasser/Eisgehalt abhängig (Abb. 9.14). Schon geringe Wasser/Eisgehalte im Untergrund begrenzen die Permafrostverbreitung auf oberflächennahe Bereiche. Bei 3 Vol.% Feuchtigkeitsgehalt würde der Permafrost im Jahre 2100 etwa 50 m tief eindringen und bei 6 Vol.% aber lediglich 30 m. Ein Feuchtigkeitsgehalt von ca. 3 Vol% scheint anhand der Untersuchungen am Jungfrau-Ostgrat realistisch zu sein (Kap.8.3, S. 73ff).

Szenario T2 (Abb. 9.13) vermag die tatsächliche Evolution des Permafrostes besser zu beschreiben. Aufgrund der latenten Wärmeflüsse bleiben die Isothermen, die wärmer als 0.5°C sind, unbeeinflusst. Im Gegensatz zum permafrostfreien Bereich ändern die Temperaturen innerhalb des Permafrostkörpers im untersuchten Zeitraum stark. In Zeiten mit tiefem Gletscherstand und warmen Oberflächentemperaturen sind die Temperaturgradienten im Permafrost klein. Im Gegensatz dazu ist der Wärmefluss in Kaltzeiten erhöht. Gemäss den Modellrechnungen beginnt zur Zeit der sich neu bildende Permafrost in den Untergrund einzudringen. Der untersuchte Temperaturanstieg bis ins Jahr 2100 ist vergleichbar mit dem IPCC-Szenario "business as usual" (IPCC, 1990b, 1992, 1996).

Die durch latente Wärmeflüsse verlangsamte Bildung von Permafrost könnte bei einer starken Klüftung durch Wasserzirkulation (konvektiver Wärmetransport) beschleunigt werden. Umgekehrt ist bei einer starken Klüftung der Eisgehalt lokal höher und die Bildung von Permafrost wird wegen der Freisetzung von latenter Wärme verlangsamt (Lunardini, 1996).

Die Änderungen im Spannungsfeld bei einer Abnahme der Gletschermächtigkeit begünstigen die Talklüftung und damit die Erosion (Lewis, 1954; Evans and Clague, 1993). Falls das Gebirge feuchtigkeitsgesättigt ist und es zeitweise einfriert, wird die Abschalung begünstigt (Harland, 1957). Wie die Modellrechnungen zeigen, dürfte Schmelzwasser, das an der Felsoberfläche gebildet wird, ins Kluftsystem eindringen und dort wieder gefrieren. Das vertikal stehende Kluftsystem in der nordexponierten Felswand am Konkordiaplatz dürfte die Frostaktivität begünstigen. Ein Gletscherrückzug könnte dort zur Eiskeilbildung im Festgestein führen (Davidson and Nye, 1985; Thrap, 1987).

Im Unterschied zur Auftauschicht, in der jahreszeitliche Prozesse ablaufen, ist die thermische Reaktion der Permafrostbasis auf eine Temperaturänderung an der Oberfläche stark verzögert (Lachenbruch and Marshall, 1986; Lunardini, 1996). So ist die berechnete, rezente Permafrostbasis (Abb. 9.16c) in der Tiefe am Ansteigen, während von der Felsoberfläche her neuer Permafrost eindringt. Der Anstieg der Permafrostbasis ist ein Resultat des warmen Klimas vor der Kleinen Eiszeit. Schmilzt Klufteis im Bereich der Permafrostbasis, wird die hydraulische Durchlässigkeit lokal erhöht, und das Schmelzwasser kann dort bevorzugt abfliessen.

Das Ansteigen der Permfrostbasis wird von der Abkühlung der frisch freigelegten Gebirges überlagert. Das oberflächennahe Gebirge ist wasserundurchlässig, da Permafrost gebildet wird, während sich die Durchlässigkeit in grösserer Tiefe erhöht. Durch diese Überlagerung setzen in unterschiedlicher Tiefe zur gleichen Zeit Frostverwitterungsprozesse ein. In Oberflächennähe intrudiert Schmelzwasser ins Kluftsystem und friert dort ein. In einigen Metern Tiefe verschwinden die täglichen Temperaturfluktuationen und die

Temperaturgradienten bleiben über eine längere Zeitperiode konstant. Damit sind die Bedingungen für die Migration von Feuchtigkeit zu einer Gefrierfront erfüllt (Hallet, 1983; Walder and Hallet, 1985). Die Segregation von Feuchtigkeit und die Eislinsenbildung dürfte jedoch auch im Bereich der Permafrostbasis möglich sein. Dieser Prozess führt zur tiefgründigen Frostverwitterung (> 50 m Tiefe). Wahrscheinlich ist die Eislinsenbildung in jenem Tiefenbereich am aktivsten, in welchem Feuchtigkeit sowohl von der Oberfläche als auch aus dem Untergrund migrieren kann.

Aufgrund des Gletscherrückzugs und der damit einsetzenden Verwitterungsprozesse wird der Hüttenzustieg durch die Nordflanke periodisch begutachtet. Einzelne labile Felsplatten sind zur Zeit mit Kurzankern abgesichert. Obwohl die Standsicherheit des Gebirges durch die Tiefenverwitterung ungünstig beeinflusst wird, können heute keine Hinweise einer grossräumigen Destabilisierung erkannt werden.

Kapitel 10

Schlussfolgerungen und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wird das Phänomen "Permafrost" im anstehenden Felsmaterial detailliert analysiert. Über die mögliche Bedeutung des Felspermafrosts ("dry permafrost") haben bereits verschiedene Forscher spekuliert. Umfassende Untersuchungen zu diesem Thema konnten in der Literatur nicht gefunden werden.

Die wichtigsten Erkenntnisse, die aus den verschiedenen, im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Felduntersuchungen, Laborexperimenten und numerischen Modellrechnungen gezogen werden können, sind:

- Aus den Bohrlochmessungen geht hervor, dass auch in mehreren Metern Felstiefe jährlich bedeutende Mengen von Kluftwasser einfrieren und wieder auftauen können.
- Selbst in Felsmaterial, bei welchem sich die Temperaturen während den Untersuchungen nie über $-4°C$ erwärmten, werden ausgeprägte zyklische, jährliche Deformationen beobachtet. Dies ist ein deutlicher Hinweis darauf, dass Gefrier/Taudeformationen (Frostverwitterung) auch unterhalb der Auftauschicht stattfinden.
- Anhand der Temperaturmessreihen konnte der Eis/Wassergehalt des Gebirges am Jungfrau-Ostgrat berechnet werden. In der Auftauschicht ist der Klufteis-Gehalt der untersuchten Gneise in der Grössenordnung von zwei bis drei Volumenprozenten.
- Der berechnete Umsatz an latenter Wärme lässt Gefrier/Taudeformationen vermuten, die etwa zehn mal grösser sind als die gemessenen. Dieser Unterschied wird mit der Gebirgsanisotropie, der Eis/Wassersättigung und der Festigkeit des Gebirges erklärt.
- Die Eindringtiefe des Permafrostes wird schon bei sehr geringem Wassergehalt (wenige Prozente) durch die Produktion latenter Wärme stark verlangsamt.
- Für die grundlegende Beschreibung der Frostdynamik in Felsflanken und Gebirgsgraten bei wechselnden Oberflächenbedingungen haben sich einfache, zweidimensionale Modellgeometrien als zweckmässig erwiesen.

- Der Wärmefluss durch einen Gebirgsgrat wird wesentlich durch das Relief bestimmt. Er taucht generell senkrecht zur wärmeren Felsoberfläche in den Untergrund ein, verläuft u-förmig durch das Gebirge um danach die kältere Oberfläche wiederum senkrecht zu durchdringen.

- Die auf der Südseite des Jungfrau-Ostgrats gemessenen, jährlichen Gefrier/Taudeformationen konnten mit Modellrechnungen nachvollzogen werden. Diese Resultate lassen vor allem auch eine Extrapolation der Messresultate auf den gesamten Gebirgsgrat zu.

- Bauwerke können die Felsthermik stark stören. Klufteis, das in der Nähe eines Gebäudes taut, migriert entlang eines Kluftsystems weg und kann in einiger Entfernung wieder einfrieren.

- Die Entwicklung des Temperaturfelds in einer Felswand am Rand des Konkordiaplatzes wurde modelliert. Das Modell berücksichtigt die Änderungen des Gletscherstandes und der Felsoberflächentemperaturen. Gefrier/Tauprozesse dämpfen Veränderungen in der Permafrostausdehnung. Es hat sich gezeigt, dass für zeitabhängige Berechnungen ein langes Klimaszenario (> 1000 Jahre) vorgegeben werden muss um realistische Resultate zu erhalten.

- Mit thermischen Modellrechnungen lassen sich Tiefenbereiche, in welchen Gefrier/Tauprozesse (erhöhte Frostverwitterung) ablaufen, lokalisieren. In den Modellrechnungen können zudem gefrorene Gebirgsbereiche mit geringer hydraulischer Durchlässigkeit von ungefrorenen Zonen unterschieden werden.

- Es wurde gezeigt, dass die Evolution der Permafrostverteilung bereits durch geringe Eis/Wassergehalte stark verlangsamt wird. Gefrier/Tauprozesse wurden auch in grösserer Tiefe beobachtet. Da der Eis/Wassergehalt in Felswänden zeitlich varieren kann, sind Temperaturmessungen im hochalpinen Permafrost für Klimarekonstruktionen schlecht geeignet.

Mit den durchgeführten Analysen wurde ein neuer Teilbereich der Periglazialforschung eröffnet. Die Arbeiten können als Grundlage für weiterführende, prozessorientierte Untersuchungen betrachtet werden. In aufbauenden Studien sind je nach Fragestellung weitere, spezifische Untersuchungen notwendig, wie z.B.:

- Künftig sollten Sondierbohrungen zur Untersuchung von Gefrier/Tauprozessen im Gebirge bis unter die Tiefe mit jährlichen Temperaturvariationen gebohrt und nach Möglichkeit parallel zum lokalen Wärmefluss ausgeführt werden. Dadurch würde die Auswertung erleichtert und es könnten Frostverwitterungsprozesse in noch grösserer Gebirgstiefe erkannt werden. Eine "ideale" Bohrlochachse verläuft ausserdem senkrecht zum mechanisch wirksamen Kluftsystem.

- In weiteren Bohrlöchern sollten die bewährten Deformations- und Temperaturmessungen mit Feuchtigkeitsmessungen ergänzt werden. Dies würde es ermöglichen, die indirekt bestimmten Feuchtigkeitstransporte zu überprüfen.

- Einige Messresultate deuten auf ein zyklisches Wachstum eisgefüllter Klüfte hin. Dabei ist im Eis eine kluftparallele Bänderung zu erwarten. Eine strukturelle Analyse des Klufteises könnte dafür wertvolle Informationen geben.

- Oberflächentemperaturen von Felswänden wurden im Untersuchungsgebiet in verschiedenen Meereshöhen und Expositionen gemessen. Werden für zukünftige Untersuchungen Oberflächentemperaturen benötigt, sind diese zielgerichtet und für die entsprechenden Lithologien neu zu erheben.

- Die Stabilität von Hängegletschern kann durch einen angefrorenen Stirnbereich beeinflusst werden. Wie bereits Heim (1896) im Anschluss an die Gletscherlawine an der Altels forderte, sollten bei solchen Untersuchungen die thermischen Verhältnisse im umliegenden Gebirge berücksichtigt werden.

- Es wurde gezeigt, dass die thermische Leitfähigkeit von Gesteinen stark von der Porenfüllung und deren Aggregatszustand abhängt. In weiterführenden Untersuchungen mit unterschiedlichen Gesteinen, ist diese Phasenabhängigkeit genauer zu quantifizieren.

- Die Felstemperaturen konnten unter der Annahme von isotropen Materialeigenschaften gut analysiert werden. Im Gegensatz dazu konnten die Deformationen nur unter Berücksichtigung der Anisotropie erklärt werden. In zukünftigen Untersuchungen muss der Gebirgsanisotropie mehr Aufmerksamkeit geschenkt werden.

Anhang A

Bohrkernanalyse Jungfrau-Ostgrat

Laborexperimente zur Frostverwitterung werden weltweit an verschiedenen Instituten durchgeführt. Während Feldstudien zur Oberflächenverwitterung von Gesteinen mit Laboruntersuchungen gut verglichen werden können, fehlen bis heute Felddaten zu Tiefenverwitterungsprozessen. An einem Workshop im Sommer 1997 in Norditalien wurden Wissenschafter aus Liège (Belgien) und Caen (Frankreich) auf unsere Untersuchungen aufmerksam. Sie boten eine Zusammenarbeit an, wobei sie eine Anzahl Frostverwitterungsexperimente an den Bohrkernen vom Jungfrau-Ostgrat durchführen möchten. Im Rahmen der vorliegenden Studie sind an der ETH bereits einzelne Laboruntersuchungen durchgeführt worden. Eine Zusammenarbeit mit den auf Frostverwitterungsexperimente spezialisierten Instituten wäre ein für die Zukunft vielversprechender Ansatz.

Für die Analyse der Felstemperaturen und der Felsdeformationen sowie für die Modellrechnungen wurden möglichst realistische, thermische Felskennwerte benötigt. Anfangs wurde mit Literarturangaben gerechnet. Später konnten in Zusammenarbeit mit dem Geophysikalischen Institut der ETH-Zürich (Geothermie, Prof. Rybach) thermische Eigenschaften der Bohrkerne vom Jungfrau-Ostgrat bestimmt werden.

A.1 Wärmekapazität

Die Wärmekapazität der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Gneise vom Jungfrau-Ostgrat ist an fünf Proben von je ca. 25 g Gesteinsbruchstücken bestimmt worden. Die Proben werden dazu in verschlossenen Reagenzgläsern in einem Eis-Wassergemisch auf 0°C abgekühlt. Danach wird ein thermisch isoliertes Becherglas mit Wasser von Raumtemperatur gefüllt. Die Wassertemperatur im Becherglas wird mit einem Thermoelement überwacht. Sobald die Temperatur im Becherglas konstant ist, werden die Gesteinsbruchstücke unter ständigem rühren dem Wasser beigegeben.

Anhand der Temperaturangleichkurve (Abb. A.1) des Wasser-Gesteinsgemischs kann dann die Wärmekapazität berechnet werden. Neben den Temperaturen müssen auch die Massen der Gesteinsbruchstücke und jene des Wassers genau bekannt sein.

In Tabelle A.1 sind die Resultate der Wärmekapazitätsmessungen zusammengefasst. Der Mittelwert der gemessenen Wärmekapazität beträgt 789 J $(\text{kg K})^{-1}$. Die Standardabwei-

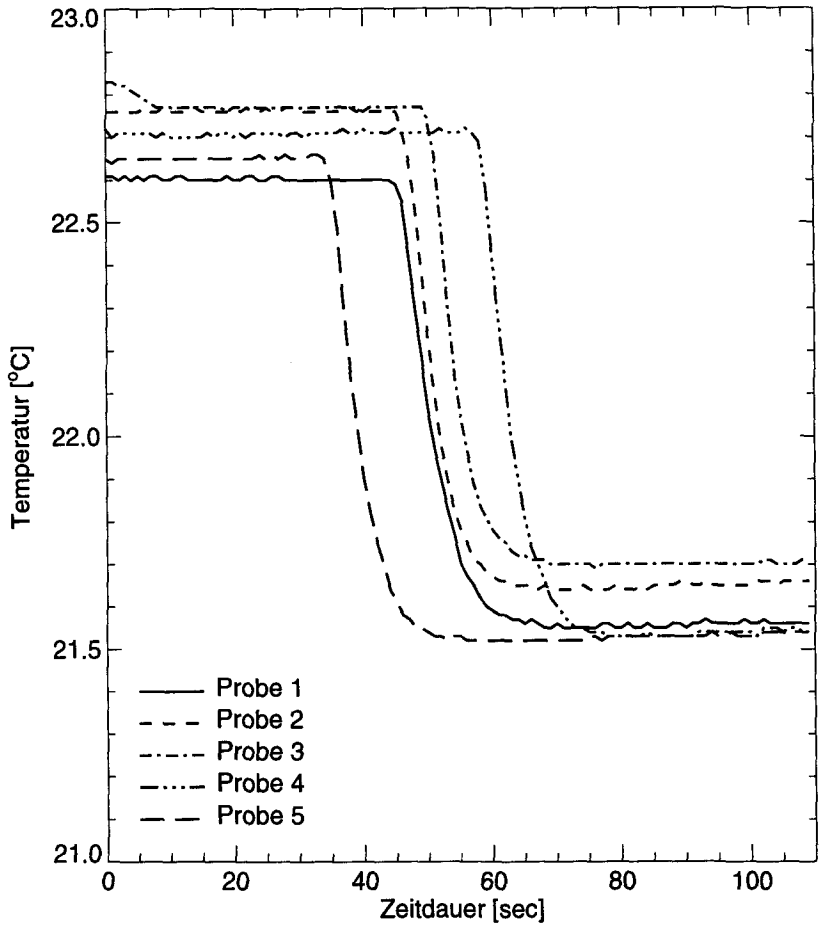


Abbildung A.1: Wärmekapazitätsmessungen, Temperaturangleichkurven

chung der fünf Messungen beträgt 0.4%, und die Fehlerrechnung ergibt einen systematischen Fehler von ca. 4%.

Die Wärmekapazität ist abhängig von der Gesteinstemperatur (Cermák and Rybach, 1982). Von verschiedenen Gesteinen und Mineralien sind gemessene Wärmekapazitäten bei unterschiedlichen Temperaturen in Kappelmeyer and Haenel (1974) zusammengefasst. Die folgende Beziehung beschreibt die Wärmekapazität in Abhängigkeit der Felstemperatur. Sie wurde auf die hier analysierten Innertkirchen-Lauterbrunnen-Gneise angepasst.

$$c_p(T) = c_{p(0°C)} \left(1 + 6.14 \times 10^{-4} T - 1.928 \times 10^{-4} T^{-2}\right) \qquad \text{(A.1)}$$

wobei $c_{p(0°C)}$ die Wärmekapazität [J (g K)$^{-1}$] bei 0°C und T die absolute Temperatur [K] ist. Die Wärmekapazität ist zwischen -25°C und 25°C in annähernd linearer Beziehung zur Temperatur (Abbildung A.2). Im Bereich der gemessenen Felstemperaturen (-8°C bis $+2$°C), variiert die Wärmekapazität nur minim und kann deshalb als konstant angenommen werden.

Tabelle A.1: Wärmekapazitätsmessungen an Gesteinsproben vom Jungfrau-Ostgrat

Probe	**Wärmekapazität** [J kg^{-1}K^{-1}]	**abs. Fehler** [J kg^{-1}K^{-1}]	**rel. Fehler** [%]
1	783	32	4.14
2	794	31	3.89
3	789	32	4.03
4	785	29	3.70
5	793	30	3.82
Mittel	**789**	**31**	**3.92**

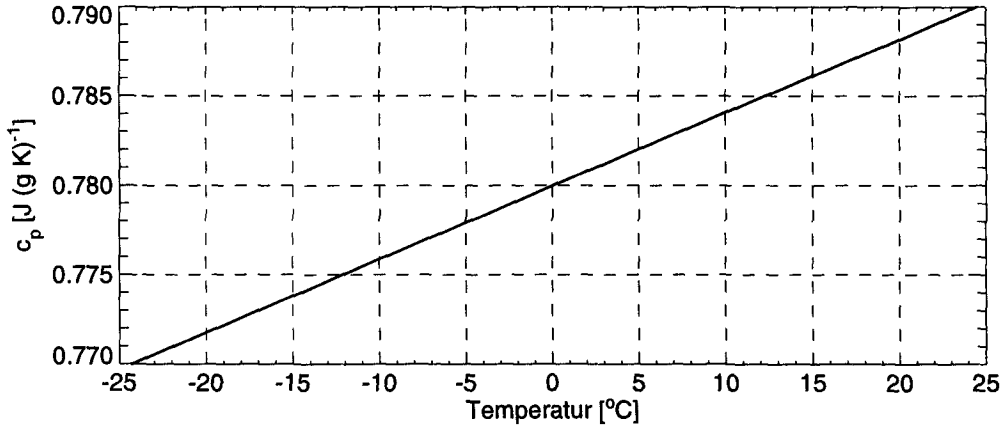


Abbildung A.2: Wärmekapazität in Funktion der Gesteinstemperatur

A.2 Wärmeleitfähigkeit

Die Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen ist stark von deren Porenfüllung abhängig. Den Unterschied in der Wärmeleitfähigkeit trockener und wassergesättigter kristalliner Gesteine mit geringem Porenvolumen ($\phi < 1\%$) beschreiben Schärli and Rybach (1984). Bei einem Porenvolumen von $\phi = 0.8\%$ ist die Wärmeleitfähigkeit der wassergesättigten Probe um etwa 30% grösser als bei einer trockenen Probe (Schärli and Rybach, 1984). Dieser Unterschied hängt von der Porengeometrie und vor allem auch von den unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten des Porenmediums (Wasser/Luft) ab.

Die Wärmeleitfähigkeit von Wasser bei 0°C beträgt ca. 0.56 W m^{-1}K^{-1}, diejenige von Luft lediglich 2.4 $\times$ 10^{-2} W m^{-1}K^{-1}. Da die Wärmeleitfähigkeit von Eis (ca. 2.2 W m^{-1}K^{-1}) grösser als diejenige von Wasser ist, ist der konduktive Wärmetransport bei gefrorenen Gesteinen erleichtert. Die Wärmeleitfähigkeit ist zudem von der Temperatur abhängig. Tabellen der Wärmeleitfähigkeit bei verschiedenen Temperaturen

unterschiedlicher Gesteine (0°C bis 600°C), von Wasser (0°C bis 100°C), Luft (−150°C bis 1000°C) und Eis (0°C bis −250°C) sind in Kappelmeyer and Haenel (1974) zusammengetragen.

An den Kernproben der Gesteine vom Jungfrau-Ostgrat wurden die Wärmeleitfähigkeiten bestimmt. Fünf Proben sind dafür der Länge nach halbiert worden. Auf den glatten Sägeflächen werden danach die Wärmeleitfähigkeiten gemessen. Dazu wird auf der Probenfläche eine Linienquelle (Heizdraht) angelegt. Der Heizdraht liegt zwischen der Gesteinsprobe mit unbekannter und der Messonde mit bekannter Wärmeleitfähigkeit. Während einer bestimmten Zeit fliesst ein Strom durch den Draht und wärmt die Probe lokal auf. Gleichzeitig werden die Temperaturen mit einem Thermoelement abgetastet. Aus der Heizleistung, gerätespezifischen Parametern und der Temperaturmessung kann die Wärmeleitfähigkeit berechnet werden (Griesser and Rybach, 1990).

Die Wärmeleitfähigkeiten wurden an den getrockneten und den wassergesättigten Proben bei Raumtemperatur bestimmt. Die wassergesättigten Proben wurden danach im Kühlraum der VAW-Glaziologie auf ca. −18°C abgekühlt, um die Wärmeleitfähigkeiten im gefrorenen Zustand zu messen (vgl. auch Vonder Mühll and Haeberli, 1990). Für die Messungen wurden verschiedene Geräte verwendet. Die Untersuchungen bei Raumtemperatur (trocken/wassergesättigt) wurden mit einem modernen Gerät (TK04) durchgeführt. Diese Apparatur misst mehrmals nacheinander an der selben Probenstelle. Die Wärmeleitfähigkeit wird nur in einem kleinen Probenbereich gemessen, deshalb wird mit dem TK04 in erster Linie die Reproduzierbarkeit bestimmt. Es ist deshalb möglich, dass ein einzelnes Mineral das Resultat dominiert. Die Resultate dieser Messungen sind in den ersten zwei Kolonnen (*) der Tabelle A.2 eingetragen. Die Streuung der Messungen sind bei den einzelnen Proben gering (ca. ± 0.05). Im Vergleich dazu ist die Standardabweichung aller Proben etwa zehn mal so gross. Bei den Proben jfe1, jfe2 und jfe3 ist die Wärmeleitfähigkeit der wassergesättigten Gesteine grösser als jene der trockenen. Diese Messungen wurden vermutlich nicht an der genau gleichen Probenstelle durchgeführt, was zu diesem systematischen Fehler geführt hat.

Die Wärmeleitfähigkeiten an den gefrorenen Gesteinsproben wurden mit einem älteren Gerät (QTM) erhoben. An drei verschiedenen Stellen auf der Probe wurde zunächst in axialer und dann in radialer Richtung gemessen. Mit den unterschiedlichen Messrichtungen kann die Anisotropie der Gesteinsprobe mitberücksichtigt werden. Die Messresultate der gefrorenen Proben sind in der letzten Kolonne der Tabelle A.2 zusammengetragen. Auffallend ist, dass die einzelnen Messwerte aufgrund der verschiendenen Messorte und Messrichtungen deutlich streuen. Trotzdem sind die Mittelwerte vermutlich repräsentativer als die TK04-Messungen, die immer an der selben Probenstelle wiederholt werden. Aus diesem Grund wurden einzelne Messungen bei Raumtemperatur mit dem QTM-Gerät wiederholt. In den letzten drei Kolonnen der Tabelle A.2 sind sämtliche QTM-Messwerte eingetragen. Die Wärmeleitfähigkeiten in radialer Richtung der gefrorenen, der wassergesättigten und der trockenen Gesteinsproben sind jeweils kursiv gedruckt.

Die Wärmeleitfähigkeit hängt stark von der Sättigung und dem Aggregatszustand der Porenflüssigkeit ab. Die wahrscheinlichsten Wärmeleitfähigkeiten betragen im trockenen $K_{dry} \simeq 2.9\ \mathrm{W\,m^{-1}K^{-1}}$, im wassergesättigten $K_{wet} \simeq 3.25\ \mathrm{W\,m^{-1}K^{-1}}$ und im gefrorenen Zustand $K_{frozen} \simeq 3.4\ \mathrm{W\,m^{-1}K^{-1}}$.

Tabelle A.2: Wärmeleitfähigkeitsmessungen der Innertkirchen-Lauterbrunner-Gneise

Probe	**trocken*** [W $m^{-1}K^{-1}$]	**feucht*** [W $m^{-1}K^{-1}$]	**trocken** [W $m^{-1}K^{-1}$]	**feucht** [W $m^{-1}K^{-1}$]	**gefroren** [W $m^{-1}K^{-1}$]
jfe1a	2.871	2.662	*2.680*	*3.459*	*3.312*
jfe1b	2.827	2.760	*2.918*	*3.420*	*2.442*
jfe1c	2.736	2.766	*2.403*	*2.999*	*3.139*
jfe1d	2.826	2.767	*2.813*		
jfe1e	2.799	2.728	3.133	2.992	3.066
jfe1f	2.659	2.778	2.345	3.502	3.117
jfe1g	2.728	2.690	2.585		3.124
jfe1h			2.863		
Mittel	2.78 ± 0.07	2.74 ± 0.04	2.70 ± 0.28	3.27 ± 0.26	3.03 ± 0.30
jfe2a	3.546	2.885	*2.722*		*4.104*
jfe2b	3.448	3.005	*3.240*		*4.026*
jfe2c	3.495	3.052	*3.202*		*2.636*
jfe2d	3.431	3.042	2.833		3.791
jfe2e	3.378	3.100	3.149		3.882
jfe2f	3.443	3.038	2.040		2.795
jfe2g	3.362	3.084			
Mittel	3.44 ± 0.06	3.03 ± 0.07	2.86 ± 0.46		3.54 ± 0.65
jfe3a	2.559	2.484			
jfe3b	2.595	2.544			
jfe3c	2.606	2.550			
jfe3d	2.634	2.525			
jfe3e	2.657	2.530			
jfe3f	2.677	2.562			
jfe3g	2.696	2.536			
Mittel	2.63 ± 0.05	2.53 ± 0.02			
jfe4a	2.838	2.887	*2.847*	*3.209*	*3.246*
jfe4b	2.804	3.000	*2.806*	*3.173*	*3.488*
jfe4c	2.836	2.977	*2.875*	*3.160*	*3.445*
jfe4d	2.875	2.995	3.778		*3.645*
jfe4e	2.896	3.116	3.143	3.227	3.605
jfe4f	2.866	3.084	2.952	3.380	3.538
jfe4g	2.876	3.112	3.316		
Mittel	2.86 ± 0.03	3.02 ± 0.08	3.10 ± 0.35	3.23 ± 0.09	3.49 ± 0.14
jfe5a	2.647	2.960	*2.980*		*3.687*
jfe5b	2.775	3.109	3.183		3.383
jfe5c	2.635	3.227	2.890		*3.573*
jfe5d	2.732	3.144	3.072		3.348
jfe5e	2.782	3.199			
jfe5f	2.680	3.104			
jfe5g	2.782	3.099			
Mittel	2.72 ± 0.06	3.12 ± 0.09	3.03 ± 0.13		3.50 ± 0.16
Mittel	$\mathbf{2.89 \pm 0.30}$	$\mathbf{2.89 \pm 0.23}$	$\mathbf{2.91 \pm 0.36}$	$\mathbf{3.25 \pm 0.18}$	$\mathbf{3.38 \pm 0.42}$

Literaturverzeichnis

Abrecht, J. (1994). Geologic units of the Aar massiv: A critical review. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 74(1):5–27.

Abrecht, J. and Schaltegger, U. (1988). Aplitic intrusions in the Central Aar massif basement: Geology, petrography and Rb/Sr data. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 81:277–239.

Aellen, M. and Funk, M. (1990). Bilan hydrologique du bassin versant de la Massa et bilan de masse des glaciers d'Aletsch (Alpes bernoises, Suisse. In *Hydrology in Mountain Regions. I - Hydrological Measurements; the Water Cycle*, volume 193, pages 89–98. International Association of Hydrological Sciences.

Aellen, M. and Herren, E. (1994). Die Gletscher der Schweizer Alpen 1989/90 und 1990/91. Jahrbuch 111-112, Gletscherkommission der Schweizer Akademie der Naturwissenschaften / SANW, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.

Akagawa, S. and Fukuda, M. (1991). Frost heave mechanism in welded tuff. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2:301–309.

Akagawa, S., Goto, S., and Saito, A. (1988). Segregation freezing observed in welded tuff by open system frost heave test. In *Proceedings of the 5. International Conference on Permafrost*, volume 2, pages 1030–1035, Trondheim. Tapir.

Albert, M. R. (1983). Computer models for two-dimensional transient heat conduction. CRREL report 83-12, Cold Regions Science and Technology.

Alean, J. C. (1984). *Untersuchungen über Entstehungsbedingungen und Reichweiten von Eislawinen*. PhD thesis, ETH–Zürich, Gloriastrasse 37-39, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, Nr. 74.

Baltzer, A. (1888). *Das Aarmassiv (mittlerer Theil) nebst einem Ausschnitt des Gotthardmassivs*, volume 24,IV. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.

Bathe, K. J. (1996). *Finite Element Procedures in Engineering Analysis*. Prentice–Hall Inc., Englewood Cliffes, New Jersey, rev. edition.

Battle, W. R. B. (1960). Temperature observations in bergschrunds and their relationship to frostshattering. In Lewis, W. V., editor, *Norwegian Cirque Glaciers*, Research Series, pages 83–95. Royal Geographical Society.

Bernath, A. (1991). Zum Wasserhaushalt im Einzugsgebiet der Rhône bis Gletsch. Untersuchungen zu Niederschlag, Verdunstung und Abfluss in einem teilweise vergletscherten Einzugsgebiet. Technical Report 43, Zürcher Geographische Schriften, Zürich.

Brown, R. J. E. (1967). Comparison of permafrost conditions in Canada and USSR. *Polar Record*, 13(87):741–751.

Carslaw, H. S. and Jaeger, J. C. (1959). *Conduction of heat in solids*. Clarendon Press, Oxford, second edition.

Cermák, V. and Rybach, L. (1982). *In. Angenheister G. (ed): Landolt & Börnstein, Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaft und Technik, Gruppe 5, Geophysik und Weltraumforschung*, volume 1, chapter Physical properties of rocks. Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks, pages 305–343. Springer Verlag, Heidelberg, Berlin, New York.

Church, M. and Slaymaker, O., editors (1985). *Field and Theorie: Lectures in geomorphology*. University of British Columbia.

Collet, L. W. and Paréjas, E. (1931). *Géologie de la Chaîne de la Jungfrau*, volume 63. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.

Conway, H. and Benedict, R. (1994). Infiltration of water into snow. *Water resources research*, 30(3):641–649.

Coutard, J. P. and Francou, B. (1989). Rock temperature measurements in two alpine environments: Imlications for frost shattering. *Arctic and Alpine Research*, 21(4):399–416.

Davidson, G. P. and Nye, J. F. (1985). A photoelastic study of ice pressure in rock cracks. *Cold Regions Science and Technology*, 11(2):141–153.

Defila, C. and Brändli, J. (1986). Bodentemperaturen und Verdunstung 1951–1986. Beitrag zu den Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, Heft 28 P, Zürich.

Dostovalov, B. N. and Popov, A. I. (1966). Polygonal systems of ice-wedges and conditions of their development. In *Proceedings of the 1. International Conference on Permafrost*, pages 102–105, Lafayette, Indiana. National Academy of Sciences – National Research Council.

Du-Pasquier, L. (1896). L'avalanche de l'Altels le 11 septembre 1895. *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de Neuchâtel*, t.24:149–176.

Echelmeyer, K., Harrison, W. D., Clarke, T. S., and Benson, C. (1992). Surficial glaciology of Jakobshavns Isbrae, West Greenland: Part II. Ablation, accumulation and temperature. *Journal of Glaciology*, 38(128):169–181.

Evans, S. G. and Clague, J. J. (1993). Glacier-related hazards and climatic change. In Bras, R., editor, *The World at Risk: Natural Hazards and Climatic Change*, volume 277, pages 48–60. American Institute of Physics Conference Proceedings.

Everett, D. H. (1961). The thermodynamics of frost damage to porous solids. *The Faraday Society, Transactions*, 57:1541–1551.

Evin, M. (1987). Lithology and fracturing control of rock glaciers in southwestern Alps of France and Italy. In Giardino, J. R., Shroder Jr. J. F., and Vitek, J. D., editors, *Rock Glaciers*, chapter 7, pages 83–106. Allen–Unwin, Boston.

Francou, B. (1988). *L'éboulisation en haut montagne*. PhD thesis, Uni. Paris 7.

Fukuda, M. (1983). The porewater pressure in porous rocks during freezing. In *Proceedings of the IV. International Conference on Permafrost*, pages 322–327, Fairbanks, Alaska. National Academy of Sciences, Washington, D.C.

Funk, M. (1995). Glaciologie appliquée en Suisse: Deux cas récemment traités: Grimsel-Ouest et glacier suspendu dans la face ouest de l'Eiger. In *Gletscher im ständigen Wandel*, pages 179–188, Zürich. SANW, vdf, Hochschulverlag AG.

Funk, M. and Hoelzle, M. (1992). A model of potential direct solar radiation for investigating occurrences of mountain permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2):139–142.

Gardner, J. (1987). Evidence for headwall weathering zones, Boundary Glacier Canadian Rocky Mountains. *Journal of Glaciology*, 33(113):60–67.

GEOTEST (1982–1994). Geologische und geotechnische Gutachten, Jungfraujoch. unveröffentlichte Berichte. Im Auftrag der Jungfraubahnen, Interlaken.

GEOTEST and VAW (1993). Konkordiahütten. Geologisches und glaziologisches Gutachten. unpublished report 92026, GEOTEST Zollikofen and Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.

Gilpin, R. R. (1980). A model for the prediction of ice lensing and frost heave in soils. *Water Resources Research*, 16:918–930.

Gold, L. W. and Lachenbruch, A. H. (1973). Thermal conditions in permafrost - A review of North American literature. In *Proceedings of the II. International Conference on Permafrost, Yakutsk*, pages 3–23, Washington D.C. National Academy of Sciences.

Goodrich, L. E. (1977). Efficient numerical technique for one-dimensional thermal problems with phase change. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 21:615–621.

Goodrich, L. E. (1982). The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Canadien Geotechnical Journal*, 19:421–432.

Griesser, J. C. and Rybach, L. (1990). *Geophysikalischer Geländekurs*, chapter Geothermik: Temperatur und Wärmeleitfähigkeitsmessungen für Wärmeflussbestimmungen. Geophysikalisches Institut der ETH, Zürich.

Gudmundsson, G. H. (1994). *Convergent Glacier Flow and Perfect Sliding Over a Sinusoidal Bed*. PhD thesis, ETH Zürich. Nr. 10711.

Gudmundsson, G. H. (1997). Ice deformation at the confluence of two glacier investigated with conceptual map-plain and flow-line models. *Journal of Glaciology*, 43(145):537–547.

Gudmundsson, G. H. (1998). A three-dimensional numerical model of the confluence area of Unteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland. *Journal of Glaciology*. in press.

Gudmundsson, G. H., Iken, A., and Funk, M. (1997). Measurements of ice deformation at the confluence area of Unteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 43(145):548–556.

Gurtner, V. (1986). *Jungfrau Express - With the Jungfrau Railway up to the glaciers.* Orell Füessli.

Haeberli, W. (1973). Die Basis Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9(1–2):221–227.

Haeberli, W. (1975). *Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch Graubünden.* PhD thesis, University Basel.

Haeberli, W. (1976). Eistemperaturen in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 11(2):203–220.

Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of Alpine rock glaciers. Technical Report 77, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.

Haeberli, W., Alean, J. C., Müller, P., and Funk, M. (1989). Assessing risks form glacier hazards in high mountain regions: some experiences in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 13:96–102.

Haeberli, W. and Hoelzle, M. (1995). Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology*, 21:206–212.

Haeberli, W., Rellstab, W., and Harrison, W. D. (1984). Geothermal effects of 18 ka BP ice conditions in the Swiss plateau. *Annals of Glaciology*, 5:56–60.

Haeberli, W., Wegmann, M., and Vonder Mühll, D. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90(3):407–414.

Haefeli, R. (1963). Observations in ice tunnels and the flow law of ice. In Kingery, W. D., editor, *Ice and Snow*. M.I.T. Press, Cambridge, MA., USA.

Haefeli, R. and Brentani, F. (1955). Observations in a cold ice cap. *Journal of Glaciology*, 2(18):571–581.

Haenel, R., Rybach, L., and Stegena, L., editors (1988). *Handbook of terrestrical heat-flow density determination.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London.

Hallet, B. (1983). The breakdown of rock due to freezing: A theoretical model. In *Proceedings of the IV. International Conference on Permafrost*, volume 1, pages 433–438, Fairbanks, Alaska. National Academy of Sciences, Washington, D.C.

Hallet, B., Walder, J. S., and Stubbs, C. W. (1991). Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained subzero temperatures: Verification from experimental study using acoustic emissions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2(4):283–300.

Harland, W. B. (1957). Exfoliation joints and ice action. *Journal of Glaciology*, 3(21):8–10.

Heim, A. (1885). *Handbuch der Gletscherkunde*. Engelhorn, Stuttgart.

Heim, A. (1896). Die Gletscherlawine an der Altels am 11. September 1985. *Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, 98.

Heim, A. (1919–1922). *Geologie der Schweiz*. Tauchnitz, Leipzig.

Heim, A. (1932). Bergsturz und Menschenleben. *Beiblatt zur Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, Jahrgang 77(20):218 Seiten.

Hirni, R. (1987). Die Neubauten auf dem Jungfraujoch - 75 Jahre Jungfraubahn. *Schweizer Ingenieur und Architekt*, 30/31:889–891.

Hobbs, P. V. (1974). *Ice Physics*. Oxford University – Clarendon Press.

Hoelzle, M. (1992). Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2):143–147.

Hoelzle, M. (1994). *Permafrost und Gletscher im Oberengadin: Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren*. PhD thesis, ETH Zürich.

Hoelzle, M. and Haeberli, W. (1995). Simulating the effects of mean annual air-temperature changes on permafrost distribution and glacier size: an example from the Upper Engadin, Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 21:399–405.

Hoelzle, M., Haeberli, W., and Keller, F. (1993). Application of BTS-measurements for modelling mountain permafrost distribution. In *Proceedings of the 6. International Conference on Permafrost*, volume 1, pages 272–277, Beijing.

Hoelzle, M., Wegmann, M., and Krummenacher, B. (1997). On the use of miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas. A test study in the Swiss Alps. *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quarternaria*, 3(2):189.

Huder, J. (1979). *Geotechnische Untersuchungen für das Gefrierverfahren*, volume 41, pages 77–98. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, Gloriastrasse 37-39, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

Hugi, E. (1922). Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusion. *Verhandlungen der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft*, 103. Jahresversammlung:86–109.

Iken, A. (1977). Movement of a large ice mass before breaking off. *Journal of Glaciology*, 19(81):565–605.

Iken, A. (1992). Der Heisswasserbohrer und seine Anwendung in der glaziologischen Forschung. *Wasser, Energie, Luft – eau, énergie, air*, 84(11/12):365–368. CH–5401 Baden.

Imhof, M. (1996). Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland). *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(3):267–280.

IPCC (1990a). The IPCC impacts assessement report prepared for the Intergovernmental Panel on Climate Change, Working Group 1. Technical report, McTegart, W.J., Sheldon, G.W. and Griffith, D.C., eds.). Australian Government Publishing Service, Canberra.

IPCC (1990b). The IPCC scientific assessment report prepared for the Intergovernmental Panel on Climate Change, Working Group 1. Technical report, WMO/UNEP (Houghton, J.T., Jenkins, G.J. and Ephraums, J.J., eds.). Cambridge University Press.

IPCC (1992). The supplementary report to the IPCC scientific assessment report prepared for the Intergovernmental Panel on Climate Change. Technical report, WMO/UNEP (Houghton, J.T., Callandar, B.A. and Varney, S.K., eds.). Cambridge University Press.

IPCC (1996). Climate Change 1995. Contributions of working groups to the second assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Technical report, WMO/UNEP. Cambridge University Press.

Jäckli, H. (1957). Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. *Beitr. geol. Schweiz. Geotechn. Ser. 36.*

Johanson, W. D. (1904). The profile of maturity in alpine glacial erosion. *Journal of Geology*, 12:569–578.

Judge, A. S. (1974). Geothermal measurements in northern Canada. In *Symposium on geology of the Canadian Arctic*, pages 301–312, St John's, Calgary. Geological Associations of of Canada; Canadian Society of Petroleum Geologists.

Kappelmeyer, O. and Haenel, R. (1974). *Geothermics with spacial reference to application.* Number 4 in 1. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgard.

Kasser, P., Aellen, M., and Siegenthaler, H. (1982). Die Gletscher der Schweizer Alpen 1973/74 und 1974/75. Jahrbuch 95-96, Gletscherkommission der Schweizer Akademie der Naturwissenschaften / SANW, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.

Keller, F. (1992). Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAMAP within the geographical information system ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2):133–138.

Keller, F. (1994). *Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost. Eine Grundlagenstudie im Oberengadin.* PhD thesis, ETH Zürich.

Keller, F. and Gubler, H. U. (1993). Interaction between snow cover and high mountain permafrost, Murtel-Corvatsch, Swiss Alps. In *VI. International Conference on Permafrost, Proceedings Vol. 1*, pages 332–337.

Keusen, H. R. and Amiguet, J. L. (1987). Die Neubauten auf dem Jungfraujoch. Geologie, Felseigenschaften, Permafrost. *Schweizer Ingenieur und Architekt*, 30/31:17–18.

Knutsson, S., editor (1997). *Ground freezing, frost action in soils*, Lulea, Sweden. International symposium on ground freezing and frost action in soils, Balkema.

Krummenacher, B. (1997). *Periglaziale Prozesse und und Formen im Furggentälti, Gemmipass. Analysen zur räumlich- zeitlichen Entwicklung der Permafrostverbreitung und der Solifluktion, basierend auf der Entwicklung und Anwendung moderner Arbeitsmethoden.* PhD thesis, Universität Bern.

Labhart, T. (1965). *Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs*, volume N.F. 124. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.

Labhart, T. (1977). *Aarmassiv und Gotthardmassiv*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.

Labhart, T. (1992). *Geologie der Schweiz*. Ott Verlag, Thun.

Lachenbruch, A. H. (1961). Debth and spacing of contraction cracks. *Journal of Geophysical Research*, 66(12):4273–4292.

Lachenbruch, A. H. (1962). Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. *Geological Society of America, Special Paper*, 70:1–69.

Lachenbruch, A. H. and Marshall, B. V. (1969). Heat flow in the Arctic. *Arctic*, 22:300–311.

Lachenbruch, A. H. and Marshall, B. V. (1977). Subsea temperatures and a simple tentative model for offshore permafrost in Prudhoe Bay, Alaska. Open File Report 77–395, U.S. Geological Survey.

Lachenbruch, A. H., Sass, J. H., Marshall, B. V., and Moses, T. H. (1982). Permafrost, heat flow and geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 87(B11):9301–9316.

Lachenbruch, L. W. and Marshall, B. V. (1986). Changing climate: geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic. *Science*, 234(4777):689–696.

Lamb, H. H. (1977). *Climate, Present, Past and Future*. Methuen, second edition.

Lamb, H. H. (1995). *Climate, history and the modern world.* Routledge, second edition.

Lautridou, J. P. (1971). Conclusion général des recherches de gélifraction expérimental du Centre de Géomorphologie. *Bulletin du Centre de Géomorphologia du CNRS*, 10:63–84.

Lautridou, J. P. (1988). Recent advances in cryogenic weathering. In Clark, M. J., editor, *Advances in Periglacial Geomorphology*, pages 33–47. Wiley.

Lautridou, J. P. and Ozouf, J. C. (1984). Experimental frostshattering: 15 years of research at the Centre de Géomorphology du CNRS. *Progress in Physical Geography*, 6(2):215–232.

Lebret, P., Dupas, A., Clet, M., Coutard, J. P., Lautridou, J. P., Courbouleix, S., Garcin, M., Levy, M., and Van Vilet-Lanoë, B. (1994). Modelling of permafrost thickness during the late glacial stage in France: preliminary results. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31:959–968.

Leffingwell, E. K. (1915). Ground-ice wedges; the dominant form of ground-ice on the north coast of Alaska. *Journal of Geology*, 23:635–654.

Lewis, W. V. (1954). Pressure release and glacial erosion. *Journal of Glaciology*, 2(16):417–422.

Lunardini, V. J. (1991). *Heat Transfer with Freezing and Thawing*. Developments in Geotechnical Engineering, 65. Departement of the Army, CRREL, Corps of Engineers, Hanover, USA. Elsevier, Amsterdam.

Lunardini, V. J. (1996). Climatic warming and the degeneration of warm permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(4):311–320.

Lüthi, M. (1994). Stabilität steiler Gletscher: Eine Studie über den Einfluss möglicher Klimaänderungen; Untersuchungen am Beispiel eines Hängegletschers in der Westflanke des Eigers. Diplomarbeit, ETH Zürich.

Lüthi, M. and Funk, M. (1997). Kommt der Eigergletscher ins Rutschen ? *Spektrum der Wissenschaft*, pages 21–24. May.

Lütschg, O. (1947). Beitrag zur Kenntnis des Wärmehaushalts der obersten Bodenschicht in den Schweizer Alpen. *Denkschrift der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*, 77(2):83–167.

Mackay, J. R. (1993a). Air temperature, snow cover, creep of frozen ground, and the time of ice-wedge cracking western Arctic coast. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(8):1720–1729.

Mackay, J. R. (1993b). The sound and speed of ice-wedge cracking, Arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(3):509–518.

MARC (1995). *MARC/MENTAT User's Manual*. MARC Analysis Research Corporation, 260 Sherida Avenue, Palo Alto, CA 94306, K6 edition.

Mathys, H. (1974a). Klimatische Aspekte der Frostverwitterung in der Hochgebirgsregion. *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft, Bern*, 31:49–62.

Mathys, H. (1974b). Klimatische Aspekte zu der Frostverwitterung in der Hochgebirgsregion. Master's thesis, University Bern, Departement of Geography.

Matsuoka, N. (1990a). Mechanisms of rock breakdown by frost action: An experimental approach. *Cold Regions Science and Technology*, 17:253–270.

Matsuoka, N. (1990b). The rate of rock weathering by frost action: Field measurements and predective model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15:73–90.

Matsuoka, N. (1991). A model of the rate of frost shattering: Application of field data from Japan, Svalbard and Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2(4):271–281.

Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., and Moriwaki, K. (1997). Monitoring of periglacial slope processes in the Swiss Alps: the first two years of frost shattering, heave and creep. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2(8):155–178.

McGilvary, W. R. and Albert, M. R. (1991). A finite element technique for three-dimensional freeze-thaw prediction. In *Proceedings of the III. International Symposium on Cold Regions Heat Transfer*, pages 99–116. University of Alaska, Fairbanks.

McGreevy, J. P. (1981). Some perspectives on frost shattering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 5:56–75.

McGreevy, J. P. and Whalley, W. B. (1985). Rock moisture content and frost weathering under natural and experimental conditions: A comerative discussion. *Arctic and Alpine Research*, 17(3):337–346.

Medici, F. and Rybach, L. (1995). *Geothermal Map of Switzerland 1995 (Heat Flow Density)*. Studentendruckerei, Zürich.

Mellor, M. (1970). Phase composition of pore water in cold rocks. Technical Report 292, CRREL report.

Mellor, M. (1971). Strength and deformability of rocks at low temperatur. Technical Report 294, CRREL report.

Mercanton, P. L. (1938). Les variations p/'eriodiques des glaciers des Alpes Suisses. 58. rapport, 1937. *Die Alpen, Monatszeitschrift des Schweizerischen Alpenclubs*, 14:195–204.

Moser, P. (1986). Verfahren zur Gebirgsbeschreibung mit hilfe des RQD-Wertes und anderen Kenngrössen. *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*, 131(10, 12):372–381, 501–512.

Niggli, E. and Niggli, C. (1965). Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan,Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 58:335–368.

Nye, J. F. (1953). The flow law of ice from measurements in glacier tunnels, laboratory experiments and the Jungfraufirn borehole experiment. *Proceedings of the Royal Society of London, Ser A*, 219(1193):477–489.

Ødegård, R. S. and Sollid, J. L. (1993). Costal cliff temperatures related to the potential for cryogenic weathering processes, western Spitsbergen, Svalbard. *Polar Research*, 12(1):95–106.

Osterkamp, T. E. (1983). Response of Alaskan permafrost to climate. In *Proceedings of the IV. International Conference on Permafrost, Fairbanks*, pages 145–152, Washington D.C. National Academy of Sciences.

Osterkamp, T. E. (1984). Potential impact of a warmer climate on permafrost in Alaska. In *Proceedings of a Conference on the Potential Effects of Carbon Dioxide-Induced Climatic Change in Alaska (J. H. McBeath, ed.)*, volume 83-1, pages 106–113, Fairbanks. University of Alaska.

Pancza, A. and Ozouf, J. C. (1988). Contemporary frost action on different oriented rockwalls. In *Proceedings of the 5. International Conference on Permafrost*, volume 1, pages 830–833, Trondheim, Norway. Tapir Publishers.

Pfeffer, W. T. and Humphrey, N. F. (1996). Determination of timing and location of water movement and ice-layer formation by temperature measurements in sub-freezing snow. *Journal of Glaciology*, 42(141):292–304.

Pfiffner, O. A., Lehner, P., Heitzmann, P., Müller, S., and Steck, A. (1997). *Deep Structure of the Swiss Alps - Results of NPR 20.* Birkhäuser Verlag, Basel.

Prick, A. (1997). Critical degree of saturation as a threshold moisture level in frost weathering of limestones. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(1):91–100.

Prinz, H. (1991). *Abriss der Ingenieurgeologie.* Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 2 edition.

PV-WAVE (1995). *PV WAVE Technical Reference Manual.* Visual Numerics, Inc., 6230 Lookout Road, Boulder, CO 80301, 6th edition.

Radd, F. J. and Oertle, D. H. (1973). Experimental pressure studies of frost-heave mechanisms and the growth-fusion behavior of ice. In *Proceedings of the 2. International Conference on Permafrost, Yakutsk, USSR*, volume 1, pages 377–384. National Academy of Sciences, Washington, D.C.

Rodewald, R. (1997). Kulturlandschaft als UNESCO-Welterbe? *Neue Zürcher Zeitung vom 30. Oktober 1997*, page 15.

Röthlisberger, H. (1974). Möglichkeiten und Grenzen der Gletscherüberwachung. *Neue Zürcher Zeitung*, 196. Sonderdruck aus der Neuen Zürcher Zeitung vom 29. April 1974.

Röthlisberger, H. (1981). Eislawinen und Ausbrüche von Gletscherseen. In *P. Kasser (Ed.), Gletscher und Klima - glaciers et climat, Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, wissenschaftlicher Teil 1978*, pages 170–212. Birkhäuser Verlag Basel, Boston, Stuttgart.

Rutishauser, H. (1973). Die Beziehung zwischen dem Lauterbrunner Kristallin und dem Gasterngranit. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 53:472–474.

Rutishauser, H. (1974). Flüssige Phasen im migmatischen Lauterbrunner Kristallin (Aarmassiv, Alpen). *Geologische Rundschau*, 63:560–571.

Rutishauser, H. (1975). Die Bedeutung des Jungfrau-Gipfelgesteins für die Zonierung des Aarmassivs. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 68:511–515.

Schaltegger, U. (1993). The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U-Pb zircon dating. *Contributions to mineralogy and petrology*, 113:466–478.

Schärli, U. and Rybach, L. (1984). On the thermal conductivity of low porosity cristalline rocks. *Tectonophysics*, 103:307–313.

Speck, C. (1994). Änderung des Grundwasserregimes unter dem Einfluss von Gletschern und Permafrost. Technical Report 134, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.

Steck, A. (1966). *Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Bellalp Grisighorn*, volume 130. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.

Steck, A. (1983). Geologie der Aletschregion. *Bulletin Murithienne*, 101:135–154.

Steiner, W., Graber, U., and Keusen, H. R. (1996). Construction in rock at 3550 meters elevation (Jungfraujoch Switzerland). In Barla, G., editor, *Proceedings EUROCK 96 Prediction and Performance in Rock Mechanics and Rock Engineering*, pages 543–550, Torino, Italy. Balkema.

Steinhart, J. S. and Hart, S. R. (1968). Calibration curves for thermistors. *Deep sea research*, 15:497–503.

Sturm, M. and Holmgren, J. (1993). Rain-induced water percolation in snow as detected using heat flux transducers. *Water resources research*, 29(7):2323–2334.

Taber, S. (1929). Frost heaving. *Journal of Geology*, 37:115–120.

Taber, S. (1930). The mechanics of frostheaving. *Journal of Geology*, 38:303–317.

Taber, S. (1950). Intensive frost action along lake shores. *American Journal of Sciences*, 248:784–793.

Taylor, A. E. (1991). Holocene paleoenvironmental reconstruction from deep ground temperatures: a comparison with paleoclimate derived from the δ^{18}O recordin an ice core from the Agassiz Ice Cap, Canadian Arctic Archipelago. *Journal of Glaciology*, 37(126):209–219.

Thom, G. (1978). Disruption of bedrock by the growth and collapse of ice lenses. *Journal of Glaciology*, 20:571–575.

Thrap, T. M. (1987). Conditions for crack propagation by frost wedging. *Geological Society of America Bulletin*, 99(1):94–102.

Thyssen, F. and Ahmad, M. (1969). Ergebnisse seismischer Messungen auf dem Aletschgletscher. *Polarforschung*, 39/1(6):283–293.

Tricard, J. (1956). Etude expérimentale du problème de la gélifraction. *Biuletyn Peryglacjalny*, 4:258–318.

van Everdingen, R. O., Akerman, H. J., Buk, E., Corte, A. E., Dramis, F., Ferrians, O. J., Greggersen, O., Karte, J., King, L., Konishchev, V. N., Ladanyi, B., Lautridou, J. P., Ottone, C., Romanovskyi, N. N., Salvigsen, O., Seppälä, M., and Trombotto, D. (1994). *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*. International Permafrost Association.

VAW (1982). Glaziologie Sphinxgrat. Bericht Nr. 51.6, unveröffentlicht, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich. Im Auftrag der Bahnen der Jungfrauregion, Interlaken.

VAW (1997). Gutzgletscher: Gutachten zur Eislawinenproblematik. Bericht Nr. 21.2, unveröffentlicht, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich. Im Auftrag der Gemeinde Grindelwald.

Vögtli, K., Häfeli, R., and Müller, F. (1959). Untersuchungen im Eisstollen auf dem Jungfraujoch. unpublished report 14.137, Generaldirektion PTT, Forschungs- und Versuchsanstalt.

von Raumer, J. F., Ménot, R. P., Abrecht, J., and Biino, G. (1993). The pre-Alpine evolution of the External Massifs. In von Raumer, J. F. and Neubauer, F., editors, *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*, pages 221–240. Springer, Berlin.

von Rudloff, H. (1980). Die Klimaentwicklung in den letzten Jahrhunderten im mitteleuropäischen Raume (mit einem Rückblick auf die postglaziale Periode). In Oeschger, H., Messerli, B., and Svilar, M., editors, *Das Klima*, pages 125–148. Springer Verlag.

Vonder Mühll, D. (1992). Evidence of intrapermafrost groundwater flow beneath an active rock glacier in the Swiss Alpes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2):169–173.

Vonder Mühll, D. (1993). *Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins*. PhD thesis, ETH-Zürich.

Vonder Mühll, D. and Haeberli, W. (1990). Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier. *Journal of Glaciology*, 36(123):151–158.

Vonder Mühll, D. and Holub, P. (1992). Borehole Logging in Alpine Permafrost, Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2):125–132.

Wagner, S. (1992). Creep of Alpine permafrost, investigated on the Murtèl rock glacier. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2):157–162.

Wagner, S. (1994). *Dreidimensionale Modellierung zweier Gletscher und Deformationsanalyse von eisreichem Permafrost*. PhD thesis, ETH Zürich. Diss. ETH Nr. 10659.

Walder, J. and Hallet, B. (1986). The physical basis of frost weathering: Towards a more fundamental and unified prespective. *Arctic and Alpine Research*, 18:27–32.

Walder, J. S. and Hallet, B. (1985). A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geological Society of America Bulletin*, 96(3):336–346.

Washburn, A. L. (1979). *Geocryology: A survey of periglacial processes and environments*. Ed. Arnold Ltd, London.

Wegmann, M., Gudmundsson, G. H., and Haeberli, W. (1998). Permafrost changes in rock walls and the retreat of Alpine glaciers — thermal modelling approach. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9. In press.

Wegmann, M. and Keusen, H. R. (1998). Recent geophysical investigations at a high Alpine permafrost construction site in Switzerland. In *Proceedings of the VII. International Conference on Permafrost*, Yellowknife, N.W.T. Canada. Nordicana Series.

Whalley, W. B. and McGreevy, J. P. (1985). Weathering. *Progress in Physical Geography*, 9(4):559–581.

White, S. E. (1976). Is frost action really only hydratation shattering? A review. *Arctic and Alpine Research*, 8:1–6.

Williams, P. J. and Smith, M. W. (1989). *The frozen earth: Fundamentals of geocryology*. Cambridge University Press.

Wyss, R. (1932). Petrographisch-geologische Untersuchungen westlich der Grimsel im Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet. *Mitteilungen der naturforschenden Gesellschaft Bern*, pages 1–90.

Zhang, T. and Osterkamp, T. E. (1993). Changing climate and permafrost temperatures in the Alaskan Arctis. In *VI. International Conference on Permafrost, Proceedings Vol. 1*, pages 783–788.

Zienkiewicz, O. C. (1971). *The Finite Element Method in Enineering Science*. McGraw-Hill Book.

Zumbühl, H. and Holzhauser, H. (1988). Alpengletscher in der Kleinen Eiszeit. *Die Alpen*, 64(3):322. 3. Quartal, Sonderheft zum 125. jährigen Jubiläum des SAC.

Lebenslauf

Name	Wegmann
Vorname	Matthias Rudolf
Adresse	Merkurstrasse 63
PLZ / Ort	8032 Zürich
Geboren am	22. April 1963
Zivilstand	verheiratet
Bürger von	Oberrieden (ZH), Tuttwil (TG)

Dauer	Ausbildung	Abschluss
1995 – 1998	Dissertation in Glaziologie, ETH Zürich	
1988 – 1993	Geologiestudium, ETH Zürich	Dipl. Natw. ETH
1984 – 1987	Kantonale Maturitätsschule für Erwachsene, Zürich	Eidg. Matura Typ C
1981 – 1984	Technische Berufsmittelschule, Zürich	Diplom
1980 – 1984	Baugewerbliche Berufsschule Zürich	Tiefbauzeichner
1976 – 1980	Sekundarschule Freies Gymnasium Zürich	
1970 – 1976	Primarschule Adliswil (ZH)	

Berufsspezifische Weiterbildung

SS 1997	Writing English for Science. Sprachkurs der Personalabteilung der ETH-Zürich
Mai 1996	Nachdiplomkurs in angewandten Erdwissenschaften der ETH-Zürich. Blockkurs 7 Herausforderung Geologie im Untertagebau. CSF Monte Verità, Ascona.
September 1994	Natürliche Hang-Instabilitäten im Spannungsfeld von Risiko, Schaden und Sanierungskosten. Weiterbildungskurs Nr. 7793/5 im Rahmen des COMETT (European Community Programme on Cooperation between universities and industry regarding training in the field of technology) und CONTEC (Continuing Education in Technology) an der ETH-Zürich.

Dank

Meine Arbeit entstand an der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH-Zürich. Kurz vor der Fertigstellung emeritierte Prof. Dr. Dr. h.c. D. Vischer und übergab die Leitung der Dissertation seinem Nachfolger Prof. Dr. H.-E. Minor. Für das Bereitstellen der Infrastruktur, die Unterstützung während der Arbeit sowie für das pragmatische und freundliche Vorgehen bei der Übernahme der Leitung danke ich beiden herzlich.

Die Untersuchungen im Jungfraugebiet initiierte Prof. Dr. W. Haeberli. Im Wintersemester 1995/96 wurde er als ordentlicher Professor an die Universität Zürich berufen, von wo aus er meine Arbeit weiterhin unterstützte. Die fachliche Betreuung der Dissertation übernahm Dr. G.H. Guðmundsson (VAW). Er liess mich von seinem fundierten, theoretischen Fachwissen profitieren und brachte wertvolle, neue Impulse. Dr. H.R. Keusen (GEOTEST) ermöglichte mir den Zugang zu einmaligen Messreihen. Er unterstützte mich mit seiner grossen Erfahrung aus der Praxis und seinem überzeugenden Urteilsvermögen. Der Mitgesuchssteller Prof. Dr. C.M. Schindler (Ingenieurgeologie ETH) verfolgte das Entstehen der Dissertation auch nach seiner Pensionierung mit grossem Interesse.

Der fachliche Austausch im interdisziplinären Team der Glaziologie war dank des ausgezeichneten Arbeitsklimas immer sehr fruchtbar. Dafür bin ich allen KollegInnen am Institut dankbar. Ein besonderer Dank geht an den Abteilungleiter und Bergführer Dr. Martin Funk. Er interessierte und engagierte sich in uneigennütziger Weise für meine Untersuchungen. Unzählige Diskussionen, von denen ich in fachlicher und moralischer Weise gewann, führte ich zudem mit Martin Lüthi.

Für die Unterstützung während der Konzeption, der Herstellung und der Kalibration der Messgeräte danke ich Josef Luthiger, Cornelius Senn und Hanspeter Hächler. Weiter danke ich Andreas Bauder, Hermann Bösch, Fritz Brawand, Dr. Urs H. Fischer, Dr. Martin Funk, Dr. G. Hilmar Guðmundsson, Dr. Martin Hoelzle, Dr. Andreas Kääb, Dr. Felix Keller, Dr. Hans-Rudolf Keusen, Dr. Bernhard Krummenacher, Martin Lüthi, Christian und Roger Meier, Bruno Nedela, Werner Surbeck, Gabi Wegmann und Dr. Marc Wenger für die Mithilfe bei den Feldkampagnen.

Ich danke der Jungfraubahngesellschaft, der GEOTEST und dem Ingenieurbüro Balzari & Schudel für die vielen interessanten Messresultate und die gute Zusammenarbeit. Beim Personal der Richtstrahlstation am Jungfrau Ostgrat, bei den Familien Kuster und Bärtschi der Hochalpinen Forschungsstation Jungfraujoch bedanke ich mich für die Gastfreundschaft und bei Andreas Huber vom Bundesamt für Verteidigung, Bevölkerungsschutz und Sport für die logistische Unterstützung.

Prof. Dr. L. Rybach (Geophysik), Dr. Andreas Busslinger, Dr. Thomas Kohl und Dr. Ueli Schärli danke ich für die Diskussionen und die Hilfe beim Durchführen der geothermischen Analysen der Bohrkernproben. Mit Prof. Dr. B. Hallet (USA), Prof. Dr. N. Matsuoka (Japan) und Frau Dr. Angelique Prick (Belgien) durfte ich Erfahrungen austauschen.

Der Kontakt mit verschiedenen, ehemaligen MitarbeiterInnen und DiplomandInnen der Abteilung Glaziologie, war abwechslungsreich, kurzweilig, lehrreich und schön. Für diese glückliche Zeit bedanke ich mich bei Markus Aellen, Frau Dr. Almut Iken, Prof. Dr. Hans Röthlisberger, Martin Truffer und Dr. Stephan Wagner und vielen, vielen weiteren.

Ein besonderer Dank geht an meine Eltern, die mir diese interessante Ausbildung ermöglichten.

Meiner lieben Frau Gabi ist die Arbeit gewidmet, ohne Dich wäre vieles nicht möglich gewesen.