

Institut für alpine Naturgefahren  
Department für Bautechnik und Naturgefahren  
Universität für Bodenkultur Wien



# **Auslöseprozesse von Nassschneelawinen**

**Masterarbeit**

von

**Martin Forster**

und

**Markus Zöchling**

zur Erlangung des akademischen Grades

Diplomingenieur

Betreuer: Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr.nat.techn. Johannes Hübl

Mitbetreuer: Univ.Ass. Mag. Dr.rer.nat. Thomas Wiesinger

Wien, Februar 2016



# Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle bei folgenden Personen bedanken, welche mich bei der Entstehung der vorliegenden Arbeit unterstützt haben:

Zuerst möchte ich mich bei meinem Betreuer Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr.nat.techn. Johannes Hübl für die Möglichkeit bedanken, die Arbeit in diesem Fachgebiet schreiben zu können.

Ganz besonders danken möchte ich meinem Mitbetreuer Univ.Ass. Mag. Dr.rer.nat. Thomas Wiesinger für die Einbringung guter Ideen zur Verwirklichung dieser Arbeit und für die vielen Stunden, die er mit mir während der Feldversuche im Gelände zugebracht hat. An dieser Stelle möchte ich mich auch bei seinen Eltern bedanken, die mich sehr gastfreundlich aufgenommen und bewirten haben.

Weiters danke ich den Gletscherbahnen Kaprun für die Bereitstellung kostenloser Liftkarten während des Untersuchungszeitraumes. Außerdem möchte ich dem Salzburger Lawinenwarndienst für die Zurverfügungstellung von Daten aus ihrem Messstationennetz meinen Dank aussprechen.

In besonders großem Ausmaß möchte ich mich bei meinen Eltern Erika und Josef Zöchling bedanken, dass sie es mir immer ermöglicht haben meinen Weg zu gehen und letztendlich mein Studium abzuschließen. Zuguterletzt möchte ich mich bei meiner Freundin Hanna für die Unterstützung während des gesamten Studiums und die hilfreichen und bestärkenden Gespräche während der Erstellung dieser Arbeit bedanken.



# **Deklaration**

Ich erkläre eidesstattlich, dass die Arbeit selbständig angefertigt, keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel benutzt und alle aus ungedruckten Quellen, gedruckter Literatur oder aus dem Internet im Wortlaut oder im wesentlichen Inhalt übernommenen Formulierungen und Konzepte gemäß den Richtlinien wissenschaftlicher Arbeiten zitiert, und mit genauer Quellenangabe kenntlich gemacht wurden.

Wien, im Februar 2016

Markus Zöchling



## Kurzfassung

Nassschneelawinen stellen in vielen Regionen der Alpen ein großes Problem für Menschen, Gebäude und Infrastruktureinrichtungen dar. Sie sind im Vergleich zu trockenen Lawinen wenig erforscht und die Forschung gestaltet sich aufgrund der vielen limitierenden Faktoren als sehr schwierig. Da Nassschnee ein 3-Phasen-Gemisch darstellt, bestehend aus Eiskörnern, Wasser und Luft, können sich die Bedingungen und mechanischen Eigenschaften sehr schnell ändern (MCCLUNG & SCHAERER, 2006). Eines der Hauptprobleme stellt die Prognose des Zeitpunkts des Lawinenabganges dar. Infiltriert Wasser eine Schneedecke, kann sich die Stabilität innerhalb kürzester Zeit ändern. Dabei ist es von großer Bedeutung, auf welche Schichten das Wasser trifft.

Diese Arbeit beschäftigt sich sowohl mit der Art der Wasserbewegung in einer Schneedecke als auch mit der damit verbundenen Veränderung der Stabilität. Mittels Färbversuchen wird untersucht, welche Sickermuster das Wasser in Schneedecken mit unterschiedlicher Stratigraphie und Feuchtegehalten ausbildet. Es zeigt sich, dass nur bei reifen Schneedecken, welche aus Schmelzformen bestehen, ein eindeutig flächiger, matrixartiger Sickerprozess vorzufinden ist. Ansonsten sickert das Wasser in Form von präferenziellen Fließkanälen tiefer. Weiters wird die Stabilität der Schneedecke in Zusammenhang mit kapillaren Barrieren untersucht. Von besonderem Interesse ist hierbei, ob der Bruch in der oberliegenden, vollgesogenen, feinkörnigen Schicht, oder in der darunterliegenden, trockeneren, grobkörnigen Schicht stattfindet. Es zeigt sich, dass zumeist die grobkörnige unterliegende Schicht, die wesentlich geringere Wassergehalte aufweist als die darüberliegende feinkörnige Schicht, versagt. Außerdem wird die Veränderung der Stabilität in Abhängigkeit des Wassergehalts von klassischen Trockenschnee-Schwachschichten - also Schichten aus kantigen Kristallen und eingeschneiten Oberflächenreif - untersucht. Die Veränderung in diesen Schichten wird mit dem „Propagation saw test“ (PST) untersucht, liefert jedoch sehr uneinheitliche und teilweise nicht nachvollziehbare Ergebnisse, weshalb die Methode zu hinterfragen ist. Zudem wird in Bezug auf die Entstehung von „kalten Gleitschneelawinen“ untersucht, ob die an der Bodenschicht der Schneedecke vorhandene Kornform Einfluss auf den kapillaren Aufstieg von Wasser in die basale Schneesicht hat. Dabei zeigt sich sehr eindeutig, dass kapillarer Aufstieg in rundkörnigem Schnee möglich ist und Wasser innerhalb weniger Sekunden mehrere Zentimeter weit aufsteigen kann. In Schichten bestehend aus kantigen Kornformen und Tiefenreif kann kein Wasseraufstieg beobachtet werden.

## Abstract

Wet snow avalanches are a major problem for people and infrastructure in many regions of the Alps. Compared to dry snow avalanches little is known and research is very difficult, as there are many limiting factors. Because wet snow is a three-phase-system, consisting of ice grains, water and air, the conditions and mechanical properties can change in a very short period of time (McCLUNG & SCHAEERER, 2006). One main difficulty is predicting the accurate date of a wet snow avalanche release. Infiltrating water into the snowpack can change the stability very quickly. It is of great importance on which layers the water meets.

This work deals with the way water moves through a snowpack, as well as with the change of stability initiated by water infiltration. With dye-tracer experiments we examine which infiltration patterns water forms in snowpacks with different layering and liquid water contents. It appears, that matrix flow can be observed only in ripening snowpacks, consisting solely of melt forms. Apart from that water percolated downwards in the form of preferential flow channels. The stability around capillary barriers inside the snowpack is investigated with stability tests. It is of special interest, whether the fracture takes place in the overhead, water soaked, fine-grained layer, or in the underlying, dryer, coarse-grained layer. It gets apparent that in most cases, the coarse-grained, underlying layer containing lower water than the overlying fine-grained layer, collapses. In addition, the change in stability of typical „dry-snow weak layers“ (layers consisting of faceted crystals and depth hoar) with increasing water content is investigated. The results show very non-uniform and partly irreproducible results. Thus, the procedure and its application on wet snow has to be questioned. In relation to the formation of „cold glide snow avalanches“, we analyse whether the grain shape of the basal snow layer has an influence on the upward capillary movement of water inside the snowpack. The results show that an uplift driven by capillary forces is possible in layers consisting of rounded grains. Water moved several centimeters upwards in a few seconds in such layers. On the contrary, stratas consisting of faceted grains or depth hoar show no upward movement of water.

# Inhalt

Kurzfassung .....	I
Abstract.....	II
Inhalt .....	III
Abbildungsverzeichnis.....	VII
Tabellenverzeichnis.....	XIII
Formelzeichen und Abkürzungen .....	XV
1 Einleitung.....	1
1.1 Allgemeine Einleitung .....	1
1.1.1 Definition von Nassschneelawinen .....	2
1.1.2 Motivation.....	2
1.2 Problemstellung .....	4
1.2.1 Schwierigkeiten bei der Vorhersage von Nassschneelawinen .....	6
1.2.2 Stand der Forschung.....	8
1.3 Theoretische Grundlagen .....	11
1.3.1 Kornformen von Schneekristallen.....	11
1.3.2 Typen von Lawinen .....	12
1.3.3 Nassschneelawinen .....	13
1.3.4 Meteorologische Einflussfaktoren auf Schnee .....	24
1.3.5 Schneemetamorphosen .....	31
1.3.6 Bestimmung des Wassergehalts der Schneedecke.....	35
1.3.7 Kapillare Barrieren in der Schneedecke .....	41
1.3.8 Stabilitätstests der Schneedecke.....	43
1.3.9 Schneeprofil .....	50
1.3.10 Rammprofil.....	51
1.3.11 PeliCase.....	52
1.4 Nassschnee.....	54
1.4.1 Dichte und Setzung.....	55
1.4.2 Wasserfluss in der Schneedecke .....	55
1.4.3 Stabilität und mechanische Eigenschaften .....	58
1.4.4 Schnee bei unterschiedlichem Wassergehalt .....	61
1.5 Ableitung der vier Hypothesen .....	65
2 Methoden .....	67
2.1 Untersuchungsgebiet.....	67
2.2 Permanente Wassergehaltsmessung .....	68
2.2.1 Einbau der Sensoren.....	69
2.3 Hypothese 1: Wasser dringt nicht homogen in die Schneedecke ein .....	71

2.3.1	Färbversuche .....	71
2.3.2	Vorbereitungen und Vorgehensweise.....	71
2.3.3	Freilegen der Versuchsflächen.....	72
2.3.4	Vergleich trockene – nasse Schneedecken.....	73
2.3.5	Vergleich flach – stark geneigte Fläche.....	73
2.4	Hypothese 2: in Abhängigkeit der Schneestruktur kann Wasser vom Boden in die Schneedecke aufgesogen werden.....	74
2.4.1	Vorgehensweise.....	75
2.5	Hypothese 3: Feuchte kapillare Barrieren stellen keinen bevorzugten Gleithorizont dar.....	77
2.5.1	Versuchsdurchführung .....	77
2.6	Hypothese 4: Werden vorhandene Schwachschichten feucht, dann vermindert sich deren Stabilität deutlich.....	78
2.6.1	Versuchsdurchführung .....	79
2.7	Qualitative Beobachtung der Lawinenaktivität.....	80
2.7.1	Ausgewählte Hänge .....	81
3	Resultate .....	82
3.1	Permanente Wassergehaltsmessung .....	82
3.1.1	Sprunghafte Anstiege der Feuchte .....	82
3.1.2	Tagesgang der Feuchte .....	84
3.2	Hypothese 1 .....	86
3.2.1	Bewertung der Qualität der erhobenen Daten .....	86
3.2.2	Beschreibung von 4 ausgewählten Versuchen.....	87
3.2.3	Allgemeine Ergebnisse.....	94
3.3	Hypothese 2 .....	99
3.4	Hypothese 3 .....	104
3.5	Hypothese 4 .....	107
3.6	Qualitative Beobachtung der Lawinenaktivität.....	110
4	Diskussion und Ausblick .....	112
4.1	Permanente Wassergehaltsmessungen .....	112
4.2	Hypothese 1 .....	113
4.3	Hypothese 2 .....	119
4.4	Hypothese 3 .....	122
4.5	Hypothese 4 .....	125
4.6	Qualitative Lawinenbeobachtung.....	128
5	Zusammenfassung .....	129
	Literaturverzeichnis .....	133
	Anhang A: Messungen der permanenten Messstation.....	141

Anhang B: Handprofile .....	143
Anhang C: Rammprofile .....	154



## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1-1: Ablagerung der Griesbachlawine (Kaprunertal) vom 22. Mai 2004, im Bild der verschüttete Vorbereich der Talstation des Lärchwand-Schrägaufzuges und der erfasste Linienbus (Foto: VERBUND-Austrian Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach).....	4
Abbildung 1-2:Nasse Lockerschneelawine. (Foto links: SLF, rechts: Martin Forster).....	14
Abbildung 1-3:Nasse Schneebrettlawine (Foto links: National Park Service, rechts: SLF)...	15
Abbildung 1-4: Voraussetzungen für die Entstehung von nassen Schneebrettlawinen (Peitzsch, 2008) .....	17
Abbildung 1-5: Schoppbachhöhe am 13.3.2014 (oben), 18.3.2014 (mitte) und am 8.4.2014 (unten): Am rechten Rand des Hanges ist zu erkennen, dass sich in den 5 Tagen die zwischen den ersten beiden Aufnahmen liegen einige (warme) Gleitschneelawinen gelöst haben. Interessant ist, dass sich in der Bildmitte ein Gleitschneemaul öffnet, das sich im unteren Bild bereits deutlich vergrößert hat. Dieser Riss führte fast ein Monat später noch immer zu keiner Lawine (drittes Bild). Rechts und links davon lösten sich dagegen einige Gleitschneelawinen, die sich zum Zeitpunkt der Aufnahme des ersten Fotos noch nicht durch einen Gleitschneeriss ankündigten. (Foto: Martin Forster, 2014).....	19
Abbildung 1-6: links: Warme Gleitschneelawine: Die gesamte Schneedecke ist 0°C-isotherm und Schmelz- oder Regenwasser sickert von der Schneeoberfläche durch die gesamte Schneedecke bis zum Boden. Dort verringert es die Reibung zwischen Schneedecke und Boden. Treten hauptsächlich im Frühling oder nach Regenereignissen auf.....	21
Abbildung 1-7: Abgang eines Sulzstromes (Foto: Universität Basel) .....	24
Abbildung 1-8: Abbauende Metamorphose: Die komplexe Struktur von Neuschnee wird abgebaut bis zuerst filziger und als Endprodukt rundkörniger Schnee entsteht. (FELLIN, 2013).....	32
Abbildung 1-9: Prozess der aufbauenden Umwandlung. Der Boden hat 0°C, die Schneeoberfläche .....	33
Abbildung 1-10: Mit abnehmender Porosität $\Phi$ nimmt die Permittivität $\epsilon'$ bei trockenem Schnee zu. Frequenz: 10 MHz (Denoth, 1989).....	38
Abbildung 1-11: Denoth Meter mit Sensorplatte (links) und Rechen- bzw. Displayeinheit (rechts). (Foto: Martin Forster, 2014).....	39

Abbildung 1-12: Schematische Skizze der verwendeten Stabilitätstest (Maße in cm). Beim PST wird eine Schneesäge durch die Schwachschicht gezogen, der ECT wird durch genormte Schläge auf die schraffierte Fläche getestet. Die hintere Seite wird mit einer Schnur durchgesägt, um den Testblock jeweils von der umgebenden Schneedecke zu isolieren. ....	44
Abbildung 1-13: Schematische Darstellung der PST-Methode mit relevanten Parametern und Variablen: (a) Ansicht der isolierten Testsäule, (b) Bruchfortpflanzung bis zum Ende des Blocks, (c) Stopp des Bruchfortpflanzung durch Bruch des Schneebretts über dessen gesamte Mächtigkeit, (d) Stopp der Bruchfortpflanzung an einem beliebigen Punkt (GAUTHIER & JAMIESON ,2006a) .....	48
Abbildung 1-14: PeliCase mit Datenlogger, Batterie und Modem (nicht sichtbar), sowie Feuchtigkeits- und Temperatursensoren (Foto: Markus Zöchling, 2014) ....	52
Abbildung 1-15: Feuchtigkeits- und Temperatursensor (DECAGON DEVICES INC., 2014) .....	53
Abbildung 1-16: Fließmuster in der Schneedecke: Matrix-, Preferential-, und Capillary- Flow. (TECHEL, 2010).....	55
Abbildung 1-17: Entwicklungsstufen im Nassschnee. (TECHEL, 2010).....	60
Abbildung 1-18: Unterteilung von Schnee bei unterschiedlichen Wassergehalten, $LWC_v$ ..liquid water content in Volumsprozent (Skoric, 2013).....	61
Abbildung 1-19: Knollenbildung bei niedrigen Wassergehalten (COLBECK, 1982) .....	62
Abbildung 1-20: Schematische Darstellung des Pendular und Funicular Regimes. (ARMSTRONG & IVES, 1976) .....	63
Abbildung 1-21: Geschwindigkeit des Kornwachstums bei unterschiedlichen Wassergehalten. Bei höherem Wassergehalt findet das Wachstum wesentlich schneller statt. Der Wassergehalt wurde dabei in einem Eiswasserbehältnis konstant gehalten. (BRUN, 1989).....	64
Abbildung 1-22: Sulzschnee, bestehend aus gerundeten Körnern (Größe 0,5 - 1 mm) in Wasser versunken. Diese sind nicht verbunden, weshalb Sulz kohäsionslos ist. (COLBECK, 1997).....	65
Abbildung 2-1: Anordnung der Messsensoren am Ort der permanenten Messstation (F/T...digitale Feuchte- und Temperatursensoren, TA...analoge Temperatursensoren, Maße in cm).....	70
Abbildung 2-2: Eingebaute Sensoren der permanenten Wassergehalts- und Temperaturmessung vor Wiederverfüllung des ausgegrabenen Schachts (Foto: Martin Forster, 2014).....	70

- Abbildung 2-3: Wasser kann durch Kapillarkräfte vom Boden in die Schneedecke aufsteigen. Dass das Wasser aus dem Boden stammen muss, erkennt man an der braunen Färbung. (MITTERER & SCHWEIZER, 2013b)..... 75
- Abbildung 2-4: links: Behälter mit Schneeprobe in einer Höhle platziert um Temperatur- und Strahlungsverfälschungen zu verhindern; rechts: geschlossene Höhle (Fotos: Martin Forster, 2014)..... 76
- Abbildung 3-1: Sprunghafter Anstieg von F6 am 16.3. mit anschließendem stetigem Abfall der Permittivität bis zum Ausgangswert. F7 zeigt einen leichten Anstieg über fast 4 Tage mit folgendem Abfall über etwa einem Tag. Die Temperatur (T6, T7) beträgt bei Änderung der Feuchte jeweils 0°C. Die Taupunkttemperatur war zum Zeitpunkt des Sprunges für mehrere Stunden über dem Gefrierpunkt (Station Schmittenhöhe)..... 83
- Abbildung 3-2: Sprunghafte Änderungen der Feuchte der Sensoren F1-F3, sowie F7 und F8. Die Taupunkttemperatur ist bei jedem Sprung über dem Gefrierpunkt (Station Schmittenhöhe)..... 84
- Abbildung 3-3: Die Permittivität zeigt einen sich täglich wiederholenden Verlauf. Jeweils vormittags steigt sie relativ steil an und sinkt dann bis zum neuerlichen Anstieg am nächsten Tag wieder ab. Die Taupunkttemperatur ist dabei meist deutlich positiv (Station Schmittenhöhe). ..... 85
- Abbildung 3-4: Während des Tagesgangs stimmt die Reihenfolge der Sensorbeschriftung mit dem relativen Zeitpunkt des Einsetzens des Anstiegs der Permittivität überein. Das bedeutet, dass die Feuchte zuerst die Sensoren näher an der Oberfläche erreicht und dann nach unten fortschreitet..... 85
- Abbildung 3-5: Bild links: Es ist zu erkennen, dass der Schnee bis zur ersten Eisschicht flächig vollgesogen ist, unter dieser Eisschicht ist deutlich die Ausbildung von Fließkanälen bis zur nächsten Eisschicht ersichtlich. Bild rechts: der obere Deckel der Schneedecke wurde bis direkt unter der zweiten Eisschicht abgehoben und darunter neu begossen. Es ist ein eindeutig kanalisierter Sickerprozess zu erkennen. Es handelte sich um 1-2 mm große Schmelzformen. (Fotos: Martin Forster, 2014) ..... 87
- Abbildung 3-6: Färbversuch an einer Schneedecke mit einer Temperatur knapp unter 0°C. linkes Bild: an dieser Profilwand sind Fließkanäle und viele Stauhohlräume (Eislamellen) zu sehen. Rechtes Bild: der Block wurde horizontal abgehoben um die Anzahl und Durchmesser der Fließkanäle ersichtlich zu machen. (Fotos: Martin Forster, 2014)..... 88

- Abbildung 3-7: Schneeprofil des Versuches am 14.03.2014..... 89
- Abbildung 3-8: Das Bild zeigt die Profilwand des Blockes, der 2 Tage nach dem Färben freigeschnitten wurde. Die trockenste Schicht (weißer Streifen im oberen Drittel der Schneedecke) ist deutlich erkennbar. Ansonsten ist ein eindeutig matrixartiges Sicken zu erkennen. (Foto: Martin Forster, 2014) ..... 91
- Abbildung 3-9: Feuchteverteilung in der untersuchten Schneedecke am 20.3.2014 vor dem Färbversuch. .... 91
- Abbildung 3-10: 9 Felder wurden direkt nebeneinander besprüht, um die Veränderung im Sickerfluss über die Zeit mitverfolgen zu können. (Foto: Martin Forster, 2014) ..... 92
- Abbildung 3-11: Änderung des Sickerzustands beim Ausbleiben von Schmelz-Frier-Zyklen: Bild links: Schneedecke wurde am 6.4. geöffnet. Bild rechts: Schneedecke wurde am 8.4. geöffnet. Es zeigte sich, dass der Sickerprozess mit zunehmenden Wassergehalten auch unterhalb der Barriere immer flächiger wurde. (Fotos: Martin Forster, 2014)..... 94
- Abbildung 3-12: Vergleich der Wassergehalte der Schneedecke am Langwiedboden am 6.4. (links) und 8.4.2014 (rechts). Die kapillare Barriere befindet sich in einer Höhe von ca. 90 cm (links, bzw. 09:20 Uhr rechts) und bei ca. 88 cm (13:40 Uhr, rechts). .... 94
- Abbildung 3-13: Schichtparalleler Wasserfluss. Die Hangneigung der Versuchsfläche betrug  $9^\circ$ . Das Wasser kann die Eislamellen, die sich nahe der Oberfläche der Schneedecke befinden, nicht, oder nur punktuell durchdringen. Ein großer Teil des Wassers bewegt sich daher hangparallel von der Versuchsfläche weg. (Foto: Martin Forster, 2014)..... 97
- Abbildung 3-14: Unterschiedliche Wassergehalte bei gleicher Kornform. Die Schneedecken auf beiden Bildern bestanden aus Schmelzformen, die Wassergehalte unterschieden sich jedoch sehr stark. Während in der im rechten Bild zu sehenden Schneedecke ein  $LWC_v$  von 4,5 % vorzufinden war (roter Bereich im unteren Teil der Schneedecke) und der Sickerprozess flächig stattfand, war die Versuchsfläche im linken Bild noch trocken und das Wasser bildete Fließkanäle aus, über die es tiefer sickerte. (Fotos: Martin Forster, 2014).. 98
- Abbildung 3-15: linkes Bild: trockene Schicht bestehend aus kleinen Runden mit Korngrößen von 0,5mm, einer Dichte von  $290 \text{ kg/m}^3$  und einer Härte von 1 Finger. Innerhalb von 3 Sekunden konnte das Wasser 2-3 cm aufsteigen. Rechtes Bild: trockene Schicht bestehend aus kantigen Kristallen mit Korngrößen von 1-2mm, einer Dichte von  $245 \text{ kg/m}^3$  und einer Härte von Faust. In dieser

---

Schicht konnte auch nach einem längeren Zeitraum kein Wasser aufsteigen. (Fotos: Martin Forster, 2014).....	101
Abbildung 3-16: Auf dem Bild zu sehen ist eine Probe, die direkt an der Schichtgrenze zwischen einer kantigen und einer Schicht aus kleinen Runden Kristallformen horizontal ausgestochen wurde. Die rot gefärbte Schicht besteht aus kleinen Runden, die weiße Schicht aus kantigen Kristallen. (Foto: Martin Forster, 2014).....	101
Abbildung 3-17: Typische Erhöhung des Wassergehalts ( $LWC_v$ ) der kapillaren Barriere und des gesamten Slabs im Tagesverlauf des 7.4.2014. Das perkolierende Wasser wird an der kapillaren Barriere (ca. 70 – 74 cm) gestaut und führt somit zu einem deutlichen Anstieg des Wassergehalts am Nachmittag. Tieferliegende Schichten sind stets deutlich trockener. Aufnahmeort: Langwiedboden.....	105
Abbildung 3-18: Die ECT-Ergebnisse bei hohen Wassergehalten ( $LWC_v$ ) der kapillaren Barriere zeigen eine höhere Wahrscheinlichkeit der Bruchfortpflanzung (propagation) als Tests bei niedrigerer Feuchte.....	106
Abbildung 3-19: Die ECT-Ergebnisse am Nachmittag sind geringer als jene am Vormittag und zeigen ebenfalls eine geringere Streuung der Werte. Die Bruchfortpflanzung ist von der Tageszeit unabhängig.....	106
Abbildung 3-20: Schnittlängenverteilung aller PSTs. Beim Großteil der Tests waren sehr lange Schnitte nötig. ....	108
Abbildung 3-21: Darstellung der Schnittlängen in Abhängigkeit des Wassergehalts der Schwachschicht. Ergebnisse mit wahrscheinlicher Bruchfortpflanzung kommen sowohl bei niedrigen als auch bei hohen Feuchtwerten der Schwachschicht vor. Schnittlängen bei Ergebnissen mit unwahrscheinlicher Bruchfortpflanzung beschränken sich fast ausschließlich auf Werte >80 cm. ....	108
Abbildung 3-22: Schnittlängenverteilung in Abhängigkeit der Slabmächtigkeit. Hohe Slabs führen zu einer eher unwahrscheinlichen Bruchfortpflanzung. Bei 2 PSTs wurden keine Slabmächtigkeiten notiert. ....	109
Abbildung 3-23: Streuung der Schnittlängen unterteilt in Vormittags- und Nachmittagstests. Der Großteil der Werte am Nachmittag ist nahe oder genau bei 100 cm, während die Tests am Vormittag eine sehr große Streuung der Schnittlängen zeigt. ....	110

Abbildung 3-24: Seehöhenverteilung der Anrisshöhen der chronologisch nummerierten Lawinen. Die Startzonen unterhalb der Schoppbachhöhe steigen mit fortschreitender Zeit an. Bei den Lawinen unterhalb des Rettenzinks ist dieser Trend nicht vorhanden.....	111
Abbildung 4-1: Größtenteils matrix flow, teilweise jedoch auch noch einzelne Fließkanäle zu erkennen. 3Liter Wasser wurden auf eine bereits feuchte Schneedecke aufgetragen (Versuch vom 20.3.2014, Foto: Martin Forster, 2014).....	114
Abbildung 4-2: Am Vormittag waren mehr Schläge erforderlich um einen Kollaps der Schwachschicht hervorzurufen als am Nachmittag.....	123
Abbildung 4-3: Bei niedrigem Wassergehalt der kapillaren Barriere setzt sich der Bruch nicht durch den ganzen ECT-Block fort (no propagation).....	124
Abbildung 4-4: Verteilung des Wassergehalts der Schwachschicht bei den unterschiedlichen PST-Ergebnissen. Die wahrscheinlichen Bruchfortpflanzungen weisen eine geringe Anzahl und eine große Streuung der Feuchtwerte auf. ....	125
Abbildung 4-5: Verteilung der Slabmächtigkeiten auf die PST-Ergebnisse propL bzw. propUL. Hohe Slabs führen zu einer eher unwahrscheinlichen Bruchfortpflanzung. Bei 2 PSTs wurden keine Slabmächtigkeiten notiert.....	127

---

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 1-1: Lawinenklassifikation (modifiziert nach UNESCO, 1981) .....	13
Tabelle 1-2: Albedowerte von Schnee- und Eisoberflächen ( <i>LAND TIROL, 2000</i> ).....	26
Tabelle 1-3: Feuchtigkeitsklassen von Schnee (modifiziert nach FIERZ ET AL., 2009; LAND TIROL, 2000); $T_s$ ...Schneetemperatur.....	37
Tabelle 1-4: Effektivität von kapillaren Barrieren aufgrund Korngrößenunterschieden der Schichten (BAGGI & SCHWEIZER, 2009) .....	43
Tabelle 1-5: Aufzeichnung von ECT-Ergebnissen (SIMENHOIS & BIRKELAND, 2009).....	46
Tabelle 1-6: Mögliche PST-Ergebnisse (ROSS & JAMIESON, 2012).....	48
Tabelle 1-7: Aufzunehmende Parameter bei einem Schneeprofil (modifiziert nach FIERZ ET AL., 2009) .....	51
Tabelle 3-1: ECT-Ergebnisse mit zugehörigen Feuchtegehalten ( $W$ ..Wassergehalt) der kapillaren Barriere (kB) und der Schwachschicht ( $pwl$ ...permanent weak layer), in der der ECT gebrochen ist ( $P$ ..propagation, $N$ ..no propagation). .....	105
Tabelle 3-2: PST-Ergebnisse aufgeteilt in wahrscheinliche ( $propL$ ) und unwahrscheinliche ( $propUL$ ) Bruchfortpflanzung.....	107



# Formelzeichen und Abkürzungen

## Lateinische Buchstaben

a	Albedo	-
k	Kalibrierungskonstante Denoth Meter	-
m	Masse	kg
r	Korrelationskoeffizient	-
x	PST Schnittlänge	cm
y	PST Säulenlänge	cm
z	vertikal gemessene Tiefe der Schwachschicht	cm
AG	atmosphärische Gegenstrahlung	W / m <sup>2</sup>
E	Energiebilanz der Schneedecke	W / m <sup>2</sup>
Q*	Strahlungsbilanz	W / m <sup>2</sup>
Q <sub>B</sub>	Bodenwärmestrom	W / m <sup>2</sup>
Q <sub>D</sub>	direkte Sonneneinstrahlung	W / m <sup>2</sup>
Q <sub>G</sub>	Globalstrahlung	W / m <sup>2</sup>
Q <sub>H</sub>	diffuse Himmelsstrahlung	W / m <sup>2</sup>
Q <sub>KW</sub>	kurzwellige Strahlung	W / m <sup>2</sup>
Q <sub>L</sub>	latenter (verborgener) Wärmestrom	W / m <sup>2</sup>
Q <sub>LW</sub>	langwellige Strahlung	W / m <sup>2</sup>
Q <sub>LW,eff</sub>	effektive langwellige Ausstrahlung	W / m <sup>2</sup>
Q <sub>N</sub>	Energieeintrag durch Niederschlag	W / m <sup>2</sup>
Q <sub>S</sub>	fühlbarer (sensibler) Wärmestrom	W / m <sup>2</sup>
T <sub>a</sub>	Lufttemperatur	°C
T <sub>s</sub>	Schneetemperatur	°C
U	Messwert, Denoth Meter	V
U <sub>Ref</sub>	Referenzmesswert an der Luft, Denoth Meter	V

### Griechische Buchstaben

$\varepsilon$	Permittivität	$A*s / (V*m)$
$\varepsilon_0$	elektrische Feldkonstante	$A*s / (V*m)$
$\varepsilon_r$	relative Permittivität	-
$\varepsilon'$	Dielektrizitätskonstante (Realteil von $\varepsilon_r$ )	-
$\varepsilon''$	Verlustzahl (Imaginärteil von $\varepsilon_r$ )	-
$\varepsilon'_a$	Dielektrizitätskonstante von Luft	-
$\varepsilon'_d$	Permittivität von trockenem Schnee	-
$\varepsilon'_i$	Dielektrizitätskonstante von Eis	-
$\varepsilon'_s$	Permittivität von Schnee	-
$\varepsilon'_w$	Dielektrizitätskonstante von Wasser	-
$\Delta\varepsilon'_d$	inkrementelle Permittivität	-
$\rho$	Schneedichte	$kg / m^3$
$\rho_d$	Trockendichte	$kg / m^3$
$\rho_i$	Dichte von Eis	$kg / m^3$
$\rho_w$	Dichte von Wasser	$kg / m^3$
$\rho_{rel}$	Schneedichte relativ zur Wasserdichte	-
$\sigma$	Stefan-Boltzmann-Konstante	$W / (m^2*K^4)$
$\Phi$	Porosität von Schnee	-
$\Psi$	Hangneigung	°

### Abkürzungen

CT	compression test
ECTP/N	extended column test mit/ohne Bruchfortpflanzung (propagation/no propagation)
LWC <sub>m</sub>	liquid water content, Wassergehalt bezogen auf die Masse
LWC <sub>v</sub> bzw. W	liquid water content, Wassergehalt bezogen auf das Volumen
propL	propagation likely, wahrscheinliche Bruchfortpflanzung
propUL	propagation unlikely, unwahrscheinliche Bruchfortpflanzung
PST	propagation saw test
RB	Rutschblock Test
ST	shovel shear test

# 1 Einleitung

## 1.1 Allgemeine Einleitung

### **Martin Forster**

Die Lawinenforschung beschäftigte sich in den letzten Jahrzehnten vorrangig mit der Erforschung von trockenen Schneebrettlawinen, da diese Lawinenart die meisten Todesopfer fordert (WIESINGER ET AL., 2013). „Gemäß Schadenlawinendatenbank des SLF (Auswertung Winter 1980/81 bis 2003/04) starben 11 % aller Lawinenopfer durch Nassschneelawinen.“ (ZWEIFEL, 2006, 4). Nassschneelawinen stellen für den Wintersportler ein deutlich geringeres Risiko dar als trockene, vor allem auch dadurch, dass sie durch eine Zusatzbelastung kaum auslösbar sind. Für einige Skigebiete und Bergstraßen stellen sie allerdings die größte Gefahrenquelle dar (WIESINGER ET AL., 2013).

Auf der Homepage der European Avalanche Warning Services wird die Nassschneelawine folgendermaßen beschrieben: „Lawine aus nassem Schnee. Fließt meist langsamer als eine Trockenschneelawine und kann deshalb kürzere Auslauflängen aufweisen. Wegen ihrer größeren Dichte übt sie auf Hindernisse trotzdem beträchtliche Kräfte aus.“ (EAWS, 2009)

Die Mechanismen, die zur Entstehung von Nassschneelawinen führen, sind noch wenig erforscht und daher ist es sehr schwierig, den genauen Zeitpunkt großer Nassschneelawinenaktivität vorauszusagen. Um die Schwierigkeiten der Vorhersagbarkeit von Nassschneelawinen genauer zu erfassen, befragten TEHEL & PIELMEIER (2009) verschiedene Lawinenexperten weltweit. Die Ergebnisse zeigten, dass die Bestimmung des genauen Startzeitpunktes einer Nassschneelawinenperiode, sowie deren Höhepunkt ein erhebliches Problem darstellen.

So tendieren Warndienste dazu, die Gefahr für Nassschneelawinen und Gletschneelawinen an vielen Tagen anzugeben, obwohl es nur wenige ernstzunehmende Nassschneelawinentage pro Winter gibt (WIESINGER ET AL., 2013). Es ist somit von größtem Interesse, die Prozesse, die das Wasser in der Schneedecke bewirkt, besser zu verstehen, um Tage mit hoher Gefährdung möglichst genau zu identifizieren, um Infrastruktureinrichtungen nicht unnötig lange durch eine Sperrung unbenutzbar zu machen. Für die Bestimmung der Instabilität von Nassschnee spielt es eine wichtige Rolle wann welche Menge an flüssigem Wasser in eine Schneedecke infiltriert (MITTERER & SCHWEIZER, 2014a). Der Wasserfluss in Schnee ist allerdings sehr komplex und verschiedenartig und das mechanische Zusammenspiel zwischen Wasser und Schnee wird bisher nur wenig verstanden.

Es gilt zwischen maritimen und kontinentalen Schneedecken zu unterscheiden. So treten Nassschneelawinen in Regionen mit maritimem Klima häufig mitten im Winter auf. Die Hauptauslösefaktoren sind nasser Schneefall, Regen oder Schneeschmelze im Hochwinter (KATTELMANN, 1984). Bei kontinentalen Schneedecken treten nasse Schneebrettlawinen vor allem im Frühjahr auf, sobald der Schnee sich erwärmt, und Schmelzwasser beginnt durch die Schneedecke zu perkolieren, oder wenn es auf eine noch trockene Schneedecke regnet (BAGGI & SCHWEIZER, 2009).

### 1.1.1 Definition von Nassschneelawinen

Eine Nassschneelawine wird von der Internationalen Kommission für Schnee und Eis der internationalen Assoziation für hydrologische Wissenschaften (UNESCO, 1981, 98) wie folgt definiert:

„Eine Nassschneelawine erfordert die Anwesenheit von flüssigem Wasser in der gesamten abgleitenden Schneeschicht, andernfalls ist die Lawine trocken oder gemischt.“

Die Anwesenheit von flüssigem Wasser ist also die Grundvoraussetzung für jede Art von Nassschneelawinen. Dies gilt für die Schneedecke im Anrissgebiet! Für eine gemischte Lawine gibt es zwei Möglichkeiten: Die Schneedecke ist bis zu einer gewissen Tiefe durchfeuchtet, die Schwachschicht, auf der die Lawine letztendlich abgleitet, ist jedoch noch trocken, oder der gesamte abgehende Schnee ist im Anrissgebiet noch trocken und nimmt feuchten oder nassen Schnee in der Sturzbahn auf (UNESCO, 1981).

Bei den nassen Schneebrettlawinen befindet sich die Schwachschicht entweder innerhalb der Schneedecke (nasse Schneebrettlawine, „wet slab avalanche“) oder die Schnittstelle Schneedecke-Boden stellt die Schwachschicht dar (Gleitschneelawine, Bodenlawine, „full depth avalanches“ oder „glide avalanches“). Des Weiteren gibt es nasse Lockerschneelawinen, die sich punktförmig an der Schneeoberfläche lösen und sich birnenförmig ausbreiten. Eine Unterteilung und detaillierte Beschreibung der verschiedenen Arten von Nassschneelawinen befindet sich in Kapitel 1.3.3.

### 1.1.2 Motivation

In nahezu jeder Arbeit, die sich mit dem Thema Nassschnee beschäftigt, wird erwähnt, dass das Wissen über die mechanischen und hydrologischen Eigenschaften von Nassschnee gering ist. Es gibt sehr viele limitierende Faktoren. Eines der Hauptprobleme ist, dass sich die Bedingungen, die in der Schneedecke vorherrschen, sehr schnell ändern können. Vor allem wenn gewisse Schichten innerhalb der Schneedecke das erste Mal feucht werden, ändern sich die Bedingungen grundlegend. Schwierig ist es jedoch, diesen Zeitpunkt festzustellen, da man meist nicht weiß, wie weit das Wasser die Schneedecke bereits durchdrungen hat. Da

Nassschnee ein 3-Phasen-Gemisch, bestehend aus Luft, Wasser und Eis darstellt (MCCLUNG & SCHAERER, 2006), kann ein stabiler Zustand innerhalb kürzester Zeit in einen instabilen umschlagen und umgekehrt. Ohne Kenntnisse der Stratigraphie der Schneedecke und nur mit meteorologischen Daten sowie statistischen Daten kann oft nur eine ungenaue Aussage über den kritischen Zeitpunkt gemacht werden. Außerdem bildet das flüssige Wasser, das in eine Schneedecke eindringt, je nach Aufbau der Schneedecke sehr unterschiedliche Sickermuster aus. Ein Ziel dieser Arbeit ist es, die Art der Wasserinfiltration (flächig, kanalisiert) in unterschiedliche Schneedecken mit unterschiedlichen Eigenschaften in Bezug auf den Wasserfluss besser zu verstehen. Ein weiteres Ziel ist, die Auswirkungen flüssigen Wassers auf die Stabilität der Schneedecke zu analysieren und allgemeine Erkenntnisse daraus ableiten zu können. Von besonderem Interesse war dabei die Auswirkung von flüssigem Wasser auf die Stabilität rund um Stauhorizonte. Eine sehr gängige Meinung ist, dass bei einer kapillaren Barriere die mit Wasser vollgesogene, feinkörnigere, oberliegende Schicht durch das Wasser an Festigkeit verliert und nasse Schneebretter auf ebendieser Schicht abgleiten. Ein Ziel war es zu untersuchen, ob die nässeste Schicht auch wirklich die schwächste Schicht darstellt, in der der Bruch letztendlich stattfindet. Es ist von einigen Autoren bekannt, dass die nässeste Schicht der Schneedecke nicht immer die schwächste Schicht darstellen muss. Des Weiteren interessierten uns die Veränderungen der Stabilität von klassischen „Trockenschnee Schwachschichten“ (also Schichten mit kantigen Kristallen und/oder eingeschneitem Oberflächenreif), wenn diese beginnen feucht zu werden. Auf Grund dieser Überlegungen wurden vier Hypothesen formuliert, die in Kapitel 2 detailliert beschrieben werden.

## 1.2 Problemstellung

Markus Zöchling



Abbildung 1-1: Ablagerung der Griesbachlawine (Kaprunertal) vom 22. Mai 2004, im Bild der verschüttete Vorbereich der Talstation des Lärchwand-Schrägaufzuges und der erfasste Linienbus (Foto: VERBUND-Austrian Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach)

Nassschneelawinen sind Naturgefahren, die in alpinen Regionen Menschen, Gebäude, Skipisten und Infrastrukturverbindungen gefährden können. Sie können sowohl aus Schneebrettanbrüchen als auch als Lockerschneelawinen entstehen und sehr lange Auslauflängen erreichen. Anders als bei Trockenschneelawinen ist der Verlust der Festigkeit bei Nassschneelawinen von großer Wichtigkeit und die Auslösung durch zusätzliche Einwirkung spielt nur eine untergeordnete Rolle (TECHEL & PIELMEIER, 2009). Aufgrund der hohen Reibung an der Gleitfläche führen schon kleine Geländeunebenheiten oder Hindernisse in der Sturzbahn zu Richtungsänderungen der nassen Schneeströmung (MCCLUNG & SCHAERER, 2006).

SKORIC (2013) zeigt einen Anstieg des Anteils von Nassschneelawinen an der Gesamtzahl aller Lawinen je Winter im Kapruner Tal in den letzten Jahrzehnten. Auch in den Schweizer Alpen wurde von PIELMEIER ET AL. (2013) ein Anstieg der Nassschneelawinenaktivität während der letzten 60 Jahre verzeichnet. Ein Trend, der wahrscheinlich auch in Zukunft anhalten wird. Im Gegensatz zu trockenem Schnee sind die schneemechanischen Eigenschaften von nassem Schnee und der Prozess der Auslösung von Nassschneelawinen gegenwärtig noch weitgehend unerforscht. Es gibt bis dato keine Vorgangsweise, um die Stabilität einer nassen Schneedecke ausreichend bewerten zu können. Sind Zeichen von Instabilität zu sehen (Fischmäuler), so ist es für eine Vorhersage meist schon zu spät, da der Wechsel von „stabil“

zu „instabil“ innerhalb weniger Stunden passieren kann (TECHEL & PIELMEIER, 2009; TRAUTMAN, 2008).

Laut einer Umfrage von OBERHAMMER (2014) in Österreich, Schweiz und Südtirol liegt die Erfolgsrate bei der künstlichen Auslösung von Nassschneelawinen bei lediglich 38 %. Das liegt zum Teil in einer, im Vergleich zum Trockenschnee, bis zu 66 % reduzierten effizienten Reichweite von Sprengungen im Nassschnee begründet. Weiters erschwert das erforderliche genaue Timing der Sprengung die erfolgreiche Auslösung. Das Risikomanagement im Hinblick auf Nassschneelawinen beruht daher meist auf die Sperrung gefährdeter Bereiche (BORGESON & HARTMAN, 2010).

Aufgrund der Schwierigkeit einer gezielten künstlichen Auslösung ist das Knowhow über die natürlichen Auslöseprozesse von Nassschneelawinen von großer Bedeutung. So kann einerseits der Zeitpunkt des Sperrrens von Straßen, Eisenbahnverbindungen oder Skipisten zeitlich bestmöglich bestimmt und entstehende Verkehrsbehinderungen dadurch gering gehalten und andererseits mögliche Katastrophen verhindert werden.

Während bei der Prognose von Trockenschneelawinen die Stratigrafie der Schneedecke eine entscheidende Rolle spielt, werden bei Nassschneelawinen aufgrund des fehlenden Verständnisses der Auslösemechanismen zurzeit eher statistische Prognosemodelle verwendet (SKORIC, 2013; ZISCHG ET AL., 2005). Mehrere Studien zeigen allerdings, dass der Stratigrafie der Schneedecke auch bei der Bildung von Nassschneelawinen große Bedeutung zukommt: FIERZ & FÖHN (1994) zeigen den Einfluss der Schneedeckenstruktur auf die Infiltration des Wassers. BAGGI & SCHWEIZER (2009) messen der Stratigrafie im nassen Schnee gleich große Wichtigkeit bei als in trockenen Verhältnissen.

Die hohe räumliche Variabilität der Eigenschaften unterschiedlicher Schneesichten resultiert aus dem Zusammenwirken diverser interner und externer Einflüsse auf die Schneedecke und dem Zusammenwirken mit dem Gelände und der Bodenbedeckung während und nach der Schneeablagerung. Wind und Strahlung beispielsweise führen zu räumlicher Variabilität auf unterschiedlichen Skalen (SCHWEIZER ET AL., 2008). Die bei trockenen Schneesverhältnissen schon vorhandenen Komplexitäten und Unsicherheiten im Hinblick auf die Stabilitätsbewertung werden durch den Einfluss von Wasser noch deutlich erhöht.

Die Bewertung der Eigenschaften der Schneedecke sowie die Simulation der Vorgänge in derselben stellen in nassen Verhältnissen eine große Herausforderung dar. Relevante Prozesse, speziell die Wasserinfiltration, sind zu hohem Grade nicht-linear und weisen starke Variabilität in Zeit und Ort auf. Zudem bleiben optimale Verhältnisse zur Auslösung von Nassschneelawinen, während der mögliche aktive Maßnahmen gesetzt werden können, nur über kurze Zeit (Stunden) bestehen. Dieser sehr begrenzte Zeitabschnitt ist nur sehr schwer zu prognostizieren (BAGGI & SCHWEIZER, 2009).

## 1.2.1 Schwierigkeiten bei der Vorhersage von Nassschneelawinen

### Martin Forster

Die *exakte* Vorhersage des Zeitpunktes eines Nassschneelawinenabgangs ist sehr schwierig. Erschwert wird sie vor allem dadurch, dass das Verständnis der Formationsprozesse im Vergleich zu Trockenschneelawinen immer noch sehr gering ist. MITTERER & SCHWEIZER (2014a) führen für den Mangel an Wissen zwei Gründe an:

- Das mechanische Zusammenspiel zwischen Wasser und Schneestratigraphie ändert sich sehr schnell und ist in höchstem Maße nicht-linear und räumlich heterogen.
- Ein Mangel an direkten Informationen. Vor allem das Fehlen von detaillierten Informationen über die Schneedecke (Stratigraphie) erschwert das Verständnis und macht die Bewertung der Nassschneelawinengefahr noch komplizierter.

TRAUTMAN (2008) betont die Wichtigkeit der Stratigraphie der Schneedecke für die Prognose von Nassschneelawinen. Sie stellt für die Prognose von Nassschneelawinen einen ebenso wichtigen Faktor wie für die Prognose von trockenen Lawinen dar. Die Stratigraphie hat einen Einfluss auf die Wasser-Infiltrationsraten und bietet die mechanischen Voraussetzungen für den Metamorphismus und die Ausbildung von Schwachschichten. Dokumentierte Zusammenhänge zwischen einer bestimmten Stratigraphie und der damit verbundenen Nassschneelawinenaktivität sind jedoch selten. Diese unzureichende Dokumentation macht es schwierig einen Zusammenhang zwischen Schneestruktur und Gefahr herzustellen, wie dies bei trockenem Schnee gemacht wird (TRAUTMAN, 2008).

Der Mangel an Informationen über die Schneedecke führte dazu, dass zur Vorhersage der Nassschneelawinenaktivität mehr statistische Modelle, die meteorologische Daten verwenden, als rein physikalische Modelle entwickelt wurden (MITTERER & SCHWEIZER, 2014a).

TRAUTMAN (2008) macht außerdem Uneinheitlichkeiten sowohl in der Terminologie, als auch in der Vorgehensweise bei Experimenten und der Prognose-Tools für den Wissensmangel verantwortlich.

Die Prozesse, die zu Nassschnee Instabilitäten führen sind sehr komplex und es ist schwierig darauf zu reagieren, da Veränderungen in der Stratigraphie der Schneedecke schnell und gleichzeitig stattfinden können (MITTERER ET AL., 2013). Feuchter oder nasser Schnee stellt eine Mischung aus Eis, Luft und Wasser dar, und hat damit immer eine Temperatur von 0°C und die Bedingungen können sich dadurch sehr schnell ändern.

Nasse Schneebretter beispielsweise sind schwer vorauszusagen, da ihre Auslösung von der komplexen Interaktion von Wasser, Topographie und Schneedeckenaufbau abhängig ist (BAGGI & SCHWEIZER, 2009).

Obwohl die Lufttemperatur nachweisbar einen Einfluss hat, ist die alleinige Verwendung der Lufttemperatur zur Vorhersage von Nassschneelawinen nicht ausreichend und führte zu vielen Fehl-alarman bei der Lawinenwarnung. Hat sich die Schneedecke (zumindest zum Teil) auf  $0^{\circ}\text{C}$  erwärmt, kann die Lufttemperatur über  $0^{\circ}\text{C}$  nicht als Parameter für Instabilität herangezogen werden (KATTELMANN, 1984).

Schmelzwasser ist einer der Hauptfaktoren für Nassschnee-Instabilitäten. Die Entstehung von Schmelzwasser ist abhängig von der Menge an Energie, die der Schneedecke zugeführt wird und in welchem Zustand sich die Schneedecke befindet (z.B.  $T_s < 0^{\circ}\text{C}$ , nahe  $0^{\circ}\text{C}$ , oberen Schichten mit  $0^{\circ}\text{C}$ ,  $T_s = 0^{\circ}\text{C}$  isotherm) (MITTERER & SCHWEIZER, 2013a). Die Komponenten der Energiebilanz der Schneedecke werden in Kapitel 1.3.4.1 genauer behandelt. MITTERER & SCHWEIZER (2013a) kamen zu dem Ergebnis, dass Lufttemperatur, Netto-Kurzwellige Strahlung und Energieeintrag über 3 oder 5 Tage integriert, die besten Ergebnisse dabei liefern, wenn es gilt Tage mit Nassschneelawinenabgängen von Tagen ohne Abgänge zu unterscheiden. Um mit solchen Statistiken die Nassschneelawinenwahrscheinlichkeit besser voraussagen zu können, ist es notwendig, Informationen über den Kältegehalt der Schneedecke zu haben. Bei den Versuchen von MITTERER & SCHWEIZER (2013a) war die Nassschneelawinenaktivität eng an Perioden gebunden, an denen große Teile der Schneedecke  $0^{\circ}\text{C}$  isotherm wurden und der Energieeintrag einen Maximalwert von  $200 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$  an einem Tag überschritt.

Informationen über die Schneedeckentemperatur und über die weitere Entwicklung dieser sind notwendig, um Tage an denen der Energieinput zum Erwärmen der Schneedecke verwendet wird, von Tagen an denen der Energieinput zum Schmelzen verwendet wird, unterscheiden zu können (MITTERER & SCHWEIZER, 2013a).

SCHNEEBELI (2004) nennt als einen Grund für die schlechte Vorhersagbarkeit von Nassschneelawinen, dass die kritische Phase der Instabilität nur unter sehr speziellen Bedingungen auftritt, so dass das Timing und kleine Unterschiede in der Belastung entscheidend werden.

Ein weiteres Problem bei der Vorhersage von Nassschneelawinen ist, dass keine etablierte Vorgehensweise bei der Bewertung der Nassschneelawinengefahr vorhanden ist. Stabilitätstests wie sie in trockenem Schnee angewendet werden, zeigten laut TECHEL & PIELMEIER (2010) in nassem Schnee sehr uneinheitliche Ergebnisse.

## 1.2.2 Stand der Forschung

### Markus Zöchling

Das jahreszeitliche Auftreten von Nassschneelawinen liegt im vorherrschendem Schneeklima begründet: In maritimen Klimaten mit „warmen“ Schneedecken (beispielsweise an den Westküsten Japans und Nordamerikas) treten durch den Einfluss von Schneereggen, Regenfall oder mittwinterlicher Schneeschmelze während der ganzen Wintersaison Nassschneelawinen auf. In kontinentalen Schneeklimaten mit „kalten“ Schneedecken sind Nassschneelawinen hingegen ein Phänomen, dass fast ausschließlich im Frühjahr stattfindet (KATTELMANN, 1984).

Viele der vorliegenden Studien untersuchten Nassschneelawinen speziell in Zusammenhang mit Skigebieten (BORGESON & HARTMAN, 2010; HARTMAN & BORGESON, 2008; ROMIG ET AL., 2004) oder an gefährdeten Straßen (REARDON & LUNDY, 2004).

Generell fand McCAMMON (2009), dass für den Anbruch von Nassschneelawinen zwar größere Hangneigungen nötig sind, der mögliche Hangneigungsbereich von Anbrüchen allerdings größer ist als bei trockenen Verhältnissen.

Im nassen Schnee wird häufig die Lufttemperatur als wesentlicher Parameter für die Instabilität der Schneedecke betrachtet. MITTERER & SCHWEIZER (2013a) und auch TRAUTMAN (2008) zeigen allerdings, dass die Lufttemperatur alleine kein guter Indikator ist und auch zu vielen falschen Prognosen (Anzeige hoher Gefahr von Nassschneelawinen, obwohl an diesen Tagen keine Lawinen beobachtet wurden) führt.

BAGGI & SCHWEIZER (2009) fanden einen Zusammenhang von Lufttemperatur, Schneetiefe und Niederschlag (inklusive Regen) mit Nassschneelawinenabgängen, während Strahlung auf nasse Schneebretter allerdings keinen aussagekräftigen Einfluss zu haben scheint. Abgänge nasser Lockerschneelawinen korrelieren mit der mittleren, minimalen und maximalen Lufttemperatur, der 3-Tages-Niederschlagssumme und der Summe der positiven Lufttemperatur über 3 Tage. Ein weiteres Ergebnis war, dass die höchste Gefahr der Auslösung einer Nassschneelawine an den ersten Tagen nach Erreichen des isothermen Zustandes der Schneedecke herrscht. Sie führen dies auf die noch nicht ausgebildeten präferentiellen Fließkanäle und das sich dadurch in beträchtlichen Mengen an kapillaren Barrieren stauende Wasser zurück.

SCHWEIZER & JAMIESON (2010a) widersprechen einem Anstieg der Gefahr an nassen Schneebrettlawinen nur durch die alleinige Erwärmung der Schneedecke.

Die Vorhersage von Nassschneelawinen mit Hilfe meteorologischer Parameter alleine hat sich als wenig erfolgreich herausgestellt. Es erscheint daher logisch, dass der Aufbau der

Schneedecke (Stratigrafie) und der Wasserfluss durch die Schneedecke genauerer Untersuchung bedürfen. Die Verwendung von Schneedeckenmodellen (wie z. B. SNOWPACK) liegt nahe (MITTERER, HIRASHIMA & SCHWEIZER, 2011).

MITTERER ET AL. (2013) konnten das Einsetzen und die Zeit höchster Nassschneelawinenaktivität mit ihrem Modell gut vorhersagen. Es konnte dabei eine Übereinstimmung mit hohen Temperaturen sowie einem hohen Anteil kurzweiliger Strahlung festgestellt werden.

Auch REARDON & LUNDY (2004) befanden Lufttemperatur und Strahlung als wichtige Indikatoren für die Nassschneelawinenprognose. Weitere Aussagen waren, dass die Nassschneelawinenaktivität dann hoch ist, wenn das anfallende Wasser die Drainagekapazität der Schneedecke übersteigt. Das ist dann der Fall, wenn noch keine Fließkanäle ausgebildet sind oder wenn so viel Wasser anfällt, das die Fließkanäle nicht abführen können. Es wird ebenfalls erwähnt, dass das alleinige Vorhandensein von flüssigem Wasser nicht zum Abgang von Lawinen führt, sondern nur in Zusammenhang mit einer Schwachschicht oder einer wasserstauenden Schicht.

MITTERER ET AL. (2011) fanden den Zeitpunkt, an dem Schmelzwasser die Bodenoberfläche erreicht, als wichtigen Parameter für die Vorhersage von Nassschneelawinen. Dieser variiert stark mit den stratigrafischen Verhältnissen der Schneedecke, vor allem mit der Präsenz von kapillaren Barrieren und Harschdeckeln.

Auch SCHNEEBELI (2004), WALDNER ET AL. (2004) und PEITZSCH (2009) zeigten die Wichtigkeit des Wasserflusses in der Schneedecke und speziell die Relevanz der Stratigrafie auf.

Laut CONWAY & RAYMOND (1993) kann es schon durch kleine Mengen an Regenwasser zur Auslösung von Nassschneelawinen kommen. Ein Zusammenhang, den SKORIC (2013) bei seiner Studie allerdings nicht belegen konnte.

Zusammenfassend können folgende Punkte als wichtige Parameter für die Vorhersage von Perioden hoher Nassschneelawinenaktivität genannt werden:

- Isotherme Schneedecke und dadurch Vorhandensein von flüssigem Wasser.
- Hohe Lufttemperatur und viel Strahlung über längere Zeit, was zum Eintrag von Schmelzwasser in die Schneedecke führt.
- Stratigrafie, die maßgeblichen Einfluss auf die Infiltrationsgeschwindigkeit und Wasserausbreitung innerhalb der Schneedecke hat (Stichwort kapillare Barrieren).
- Ausbildung von präferentiellen Fließkanälen, die die Schneedecke dränagieren und das Wasser dadurch schnell durch die Schneedecke hindurch führen.

Der Einfluss einiger Faktoren, wie beispielsweise hohe Sonnenstrahlung und Lufttemperaturen, auf das Vorhandensein von Wasser in der Schneedecke scheint offensichtlich.

Die Perkolation des Wassers durch die Schneedecke und dessen Interaktion mit dem Schnee ist allerdings sehr komplex, wenig erforscht und deshalb schlecht in den vorhandenen Modellen abgebildet (MITTERER & SCHWEIZER, 2012).

Eine große Schwierigkeit in der Nassschneeforschung liegt auch in der nur sehr kurzen Zeit begründet, in der optimale Bedingungen für den Abgang von Nassschneelawinen herrschen. Die Sensitivität kleinen Änderungen gegenüber, die zur Auslösung führen können, hat stark nicht-linearen Charakter (MITTERER ET AL., 2011; TECHEL, 2010; TRAUTMAN, 2008).

Weiters sind die Schwellenwerte, die es braucht um die „perfekten“ Bedingungen für Nassschneelawinen bereitzustellen, nicht genau bekannt. Man kann zwar abschätzen, wann es prinzipiell gefährlich ist, der genaue Zeitpunkt lässt sich allerdings nicht vorhersagen.

Eine weitere Herausforderung ist die große räumliche Variabilität der Schneedecke, die beträchtlichen Einfluss auf die Wasserinfiltration hat. In diversen Studien wurde versucht diese Variabilität messbar zu machen. Verschiedene Methoden wurden auf verschiedenen Skalen angewandt und zeigen teilweise widersprüchliche Ergebnisse. Das ist nicht weiter verwunderlich, bedenkt man die stark variierende „Reichweite“ der einzelnen Untersuchungsmethoden. So deckt eine Messung mit der SnowMicroPen etwa  $10^{-4}$  m<sup>2</sup> ab, während der Rutschbloch auf einer Fläche von 3 m<sup>2</sup> angewendet wird (SCHWEIZER ET AL., 2008).

## 1.3 Theoretische Grundlagen

### 1.3.1 Kornformen von Schneekristallen

#### Markus Zöchling

Schnee ist ein sehr vielfältiges Medium. Abhängig von der Form der einzelnen Schneekristalle kann der Schnee unterschiedliche Eigenschaften annehmen. Schneekristalle erfahren vom Zeitpunkt ihrer Deposition an der Erdoberfläche bis zur Schmelze eine andauernde Umwandlung ihrer Form – die sogenannte Metamorphose.

Anhand der Kornform wurden Schneekristalle von FIERZ ET AL. (2009) international gültig klassifiziert. Folgende Auflistung enthält die Hauptklassen mit entsprechender Signatur:

- + Neuschnee  
Ursprüngliche Form der Schneekristalle nach deren Bildung in den Wolken ist noch weitgehend erhalten.
- / Filziger Schnee  
Kürzlich abgelagerter Schnee mit beginnender abbauender Metamorphose. Dadurch teilweise gerundete oder zerfallene Partikel mit reduzierter spezifischer Oberfläche. Ursprüngliche Form noch erkennbar.
- Rundkörniger Schnee  
Gut abgerundete Körner als Gleichgewichtsform am Ende der abbauenden Metamorphose. Kleinste mögliche spezifische Oberfläche. Hohe Dichte und Festigkeit.
- Kantige Formen  
Ebenflächige Vollformen als Resultat der aufbauenden Umwandlung. Geringe Festigkeit und Schwachschichtbildung.
- ^ Hohlformen, Becherkristalle, Tiefenreif  
Als Endstadium der aufbauenden Metamorphose bilden sich becherförmige, meist hohle, stufige Kristalle mit geringer Festigkeit.
- ∨ Oberflächenreif  
Stufige, normalerweise ebene Kristalle durch Reifbildung an der Schneeoberfläche. Sehr brüchige Schicht, die im kalten Schnee über lange Zeit erhalten bleiben kann.

○ Schmelzformen

Gerundete Kristalle mit flüssigem Wasser im Porenbereich als Resultat der Schmelzmetamorphose. Mit zunehmenden Wassergehalt geringere Festigkeit. Im gefrorenem Zustand allerdings sehr hohe Festigkeit.

■ Eisformationen

Vereiste Schicht durch Gefrieren von in der Schneedecke eingedrunenem Wasser mit hoher Festigkeit.

### 1.3.2 Typen von Lawinen

#### Markus Zöchling

In dieser Arbeit liegt der Fokus auf Nassschneelawinen, deren Hauptmerkmal das Vorhandensein von flüssigem Wasser in der Schneedecke ist. Grundsätzlich können Nassschneelawinen in jeder der in Tabelle 1-1 angeführten Ausprägungen vorkommen, lediglich die Staublawine ist auf trockenen Schnee begrenzt.

Die gebräuchlichste Unterscheidung von Lawinen im Trocken- als auch im Nassschnee ist nach ihrer Anbruchform: Lockerschneelawinen starten punktförmig in kohäsionslosen Schichten an der Schneeoberfläche. Bei Schneebrettlawinen hingegen löst sich ein kohäsives Schneebrett auf einer flächig ausgedehnten Schwachschicht aus der Schneedecke. Das Versagen kann bei trockenen Schneebrettlawinen folgende Gründe haben (SCHWEIZER, JAMIESON & SCHNEEBELI, 2003):

- lokale, schnelle Erhöhung der Einwirkung durch Schifahrer oder Sprengung (künstliche Auslösung),
- stetige Erhöhung der Einwirkung durch Schneefall, oder
- spontane, natürliche Auslösung durch Veränderungen in der Schneedecke.

Im Nassschnee kann eine Zusatzbelastung in Form von Regen möglicher auslösender Faktor für eine Schneebrettlawine sein. Weitere Ursachen können die Schwächung einer Schwachschicht durch Wasser oder das Stauen von perkolierendem Wasser an einer wasserundurchlässigen Schicht sein (MCCLUNG & SCHAERER, 2006).

Tabelle 1-1: Lawinenklassifikation (modifiziert nach UNESCO, 1981)

Kriterium	Ausprägungen	
Feuchtigkeit des abgleitenden Schnees	trocken	nass
Form des Anrisses	linienförmig, scharfkantig: Schneebrettlawine	punktförmig: Lockerschneelawine
Form der Bewegung	vorwiegend fließend: Fließlawine	vorwiegend stiebend: Staublawine
Lage der Gleitfläche	innerhalb der Schneedecke: Oberlawine	auf der Bodenoberfläche: Bodenlawine (trocken), Gleitschneelawine (nass)
Form der Sturzbahn	flächig: Flächenlawine	runsenförmig, kanalisiert: Runsenlawine

### 1.3.3 Nassschneelawinen

#### Martin Forster

Laut der *Internationalen Kommission für Schnee und Eis der internationalen Assoziation für hydrologische Wissenschaften (ICSI)* erfordert eine Nassschneelawine „...die Anwesenheit von flüssigem Wasser in der gesamten abgleitenden Schneeschicht [Hervorh. nicht im Original], andernfalls ist die Lawine trocken oder gemischt.“ (UNESCO, 1981, 98)

Ist nur in den oberflächennahen Schichten der Schneedecke flüssiges Wasser vorhanden, die versagende Schicht jedoch noch trocken, wird von einer gemischten Lawine gesprochen.

Die ICSI unterteilt die Nassschneelawinen in nasse Schneebrett- und nasse Lockerschneelawinen. In diesem Kapitel werden Gleitschneelawinen und Sulzströme zusätzlich in eigenen Unterkapiteln behandelt.

Eine Lockerschneelawine wird von den *European Avalanches Warning Services* wie folgt definiert: „Lawine, die aus lockerem, ungebundenen Schnee besteht, trocken oder nass sein kann. Sie löst sich punktförmig im extrem steilen Gelände und breitet sich birnenförmig aus.“ (EAWS, 2009)

Diese Lawinen sind leicht als Punktauslösungen, die in der Sturzbahn ein dreieckiges Muster ausbilden, zu erkennen. Von trockenen Lockerschneelawinen können diese durch das Vorhandensein von flüssigem Wasser im Lawinenschnee, der Anwesenheit von Schneebällen oder Levees (Deich, Wall) entlang der Flanken der Sturzbahn, oder in der Ablagerung, und gut ausgebildeten Erosionsmarken und Rillen entlang der Rutschbahn der Lawine unterschieden werden (TRAUTMAN ET AL., 2006).

### 1.3.3.1 Nasse Lockerschneelawine (*wet loose avalanche*)



Abbildung 1-2:Nasse Lockerschneelawine. (Foto links: SLF, rechts: Martin Forster)

Lockerschnee hat einen sehr geringen Zusammenhalt. Lockerschneelawinen bilden sich nahe der Schneeoberfläche und nehmen in ihrer Sturzbahn immer mehr Schnee auf. Der Grundmechanismus, der zur Auslösung einer Lockerschneelawine führt, ist bei nassen und trockenen Bedingungen der gleiche. Wenn eine kritische Hangneigung überschritten wird, beginnt der Schnee zu rutschen. Der kritische Hangneigungswinkel ist abhängig von der Korngeometrie, dem Zusammenhalt der Schneekörner, der Temperatur und dem Wassergehalt. Lockerschneelawinen werden ausgelöst durch einen lokalen Kohäsionsverlust, hervorgerufen durch Metamorphismus oder den Veränderungen durch Strahlung oder Regen (McCLUNG & SCHAEERER, 2006).

Nasse Lockerschneelawinen werden meist durch starke Schmelzvorgänge in den oberflächennahen Schichten aufgrund von Sonneneinstrahlung oder Regen ausgelöst. Der Zusammenhalt von nassem Schnee sinkt mit zunehmendem Wassergehalt, somit steigt die Lawinenaktivität, wenn der Wassergehalt in den obersten Schichten steigt. Sinkt der Wassergehalt wieder, vermindert sich auch die Lawinenaktivität. Die Zeitspanne zwischen stabilen und instabilen Verhältnissen kann dabei sehr kurz sein (McCLUNG & SCHAEERER, 2006).

Bei Untersuchungen mit Scherrahmen (auf oberflächennahen Schichten, die Schmelz-Frier Zyklen unterliegen) von TRAUTMAN ET AL. (2006) kam es vor, dass die Scherfestigkeit innerhalb von nur 30 Minuten um 50 % abnahm.

Der Zusammenhalt ist allerdings nicht nur vom Wassergehalt abhängig, sondern auch von den Kornformen und den Bindungseigenschaften. So kann Neuschnee, wenn seine Anfangsfestigkeit gering ist, bereits bei geringeren Wassergehalten versagen als Altschnee. Nasse Lockerschneelawinen können den ganzen Winter auftreten und sehr hohe Dichten erreichen.

Der Startpunkt befindet sich oft in felsigem Gelände, da die Sonnenstrahlung bei geringen Schneehöhen den dunklen Fels schneller und stärker erwärmt.

Die Auslösung findet häufig aufgrund einer Zusatzbelastung statt und kann durch das Herabfallen von Schnee oder Gestein von darüberliegenden Felswänden geschehen (MCCLUNG & SCHAEERER, 2006). Auch durch einen Wintersportler kann eine trockene oder nasse Lockerschneelawine ausgelöst werden. Dem Menschen gefährlich werden diese jedoch hauptsächlich, wenn er sich in der Sturzbahn befindet und mitgerissen wird, und weniger wenn er sie auslöst.

### 1.3.3.2 Nasse Schneebrettlawine (*wet slab avalanche*)



Abbildung 1-3: Nasse Schneebrettlawine (Foto links: National Park Service, rechts: SLF)

Trockene und nasse Schneebrettlawinen haben gemeinsam, dass eine ganze Schneetafel aufgrund eines großflächigen Reibungsverlustes abgleitet (SCHWEIZER, 2010).

Ein trockenes Schneebrett wird meist aufgrund einer Zusatzbelastung (z.B. Neuschnee oder Skifahrer) ausgelöst. Im Gegensatz dazu ist bei nassen Schneebrettern die Zunahme des Wassergehalts für eine Abnahme der Festigkeit und schließlich für die Auslösung des nassen Schneebretts hauptverantwortlich (TECHEL, 2010).

Dabei kann sich die Schwachschicht, auf der die Schneetafel abgleitet, innerhalb der Schneedecke befinden (Oberlawine), oder die Verbindung der Schneedecke zum Boden stellt die Schwachschicht dar (Bodenlawine, Gleitschneelawine), was zur Folge hat, dass die gesamte Schneedecke abgleitet.

Da im nächsten Unterpunkt genauer auf Gleitschneelawinen eingegangen wird, bezieht sich dieses Kapitel vorwiegend auf nasse Schneebrettlawinen, bei denen sich die Schwachschicht innerhalb der Schneedecke befindet.

Es ist schwierig nasse Schneebrettlawinen vorauszusagen, da ihre Auslösung von der komplexen Interaktion von Topographie, Schneesichtung und Wasser abhängig ist. MCCLUNG & SCHAERER (2006) nennen folgende prinzipielle Mechanismen der Auslösung:

- Belastung durch Niederschlag (Regen),
- Änderung der Festigkeit einer begrabenen Schwachschicht durch Wasser, oder
- Wasserschmierung einer Gleitfläche, die komplett oder nur teilweise wasserundurchlässig ist.

TECHEL & PIELMEIER (2011) fanden heraus, dass die Anwesenheit von feuchten, sehr weichen Schichten, bestehend aus grobkörnigen, kantigen Kornformen oder Tiefenreif, die Auslösung von nassen Schneebrettlawinen begünstigen. Ebenso stellen isotherme Schneedecken, bei welchen ein großer Teil nass ist, oder Neuschnee, der auf sehr weiche kantige Schichten fällt, Indizien für instabile Verhältnisse dar.

MCCLUNG & SCHAERER (2006) schreiben, dass Lawinenabgänge nasser Schneebretter dokumentiert wurden, bei denen die versagende Schicht einen geringeren Wassergehalt aufwies als die Schichten darüber. CONWAY, BREYFOGLE & WILBOUR (1988) kamen ebenfalls zu diesem Ergebnis. Dies war auch bei den Untersuchungen der vorliegenden Arbeit zu beobachten (siehe Hypothese 3, Kapitel 3.4.). Bei Stabilitätstests rutschte das Brett meist in einer grobkörnigen Schicht, über der eine feinkörnige, mit Wasser vollgesogene Schicht vorzufinden war. (Eine Schichtung dieser Art wird als kapillare Barriere bezeichnet.) Auch REARDON & LUNDY (2004) beobachteten keine Abgänge in wassergesättigten Schichten oberhalb einer Barriere.

Es ist nicht nur vom Wassergehalt, sondern auch sehr stark von der Stratigraphie abhängig, ob sich ein nasses Schneebrett löst (BAGGI & SCHWEIZER, 2009).

Laut TRAUTMAN (2008) treten nasse Schneebrettlawinen vor allem während Perioden auf, in denen eine signifikante Erwärmung und/oder Regen auftritt, die Schneedecke jedoch noch die Stratigraphie des Winters aufweist, und eine vorhandene Schwachschicht durch die Ankunft von freiem Wasser aktiviert wird. Vor allem eine schnelle Erwärmung und Regen führen dazu, dass genügend Wasser vorhanden ist, um Fließkanäle in der noch kalten Schneedecke auszubilden. Diese Kanäle transportieren das Wasser zu möglichen kapillaren Barrieren, während das darüber liegende Schneebrett noch einige der Charaktereigenschaften einer trockenen Schneedecke beibehält. Wenn sich das Wasser dann an kapillaren Barrieren sammelt, wird die Festigkeit stark reduziert, wodurch die Bedingungen für die Auslösung einer nassen Schneebrettlawine gegeben sind (TRAUTMAN, 2008).

Nasse Schneebrettlawinen treten wesentlich seltener auf als nasse Lockerschneelawinen (BAGGI & SCHWEIZER, 2009; TRAUTMAN, 2008). BAGGI & SCHWEIZER (2009) verzeichneten, dass in einem Zeitraum von 20 Jahren in den schweizer Alpen nasse Lockerschneelawinen 4,5-mal häufiger auftraten als nasse Schneebrettlawinen.

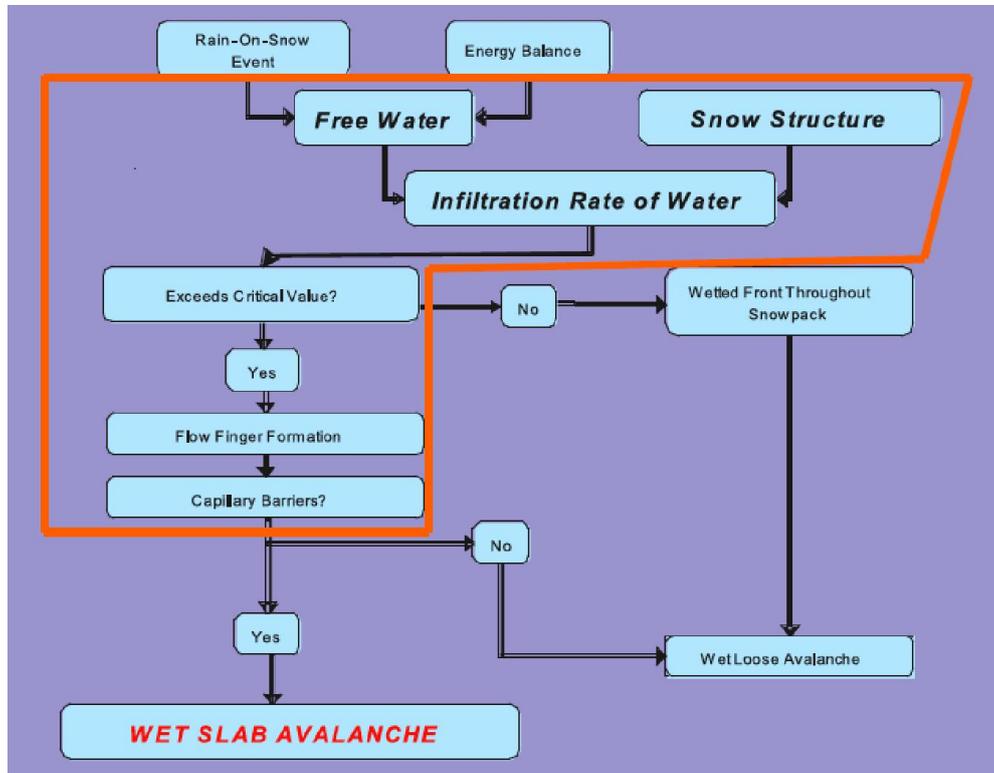


Abbildung 1-4: Voraussetzungen für die Entstehung von nassen Schneebrettlawinen (Peitzsch, 2008)

### 1.3.3.3 Gleitschneelawine (full-depth avalanche, glide avalanche)

Eine Gleitschneelawine wird im Glossar der *European Avalanche Warning Systems* wie folgt definiert: “Wenn das Schneegleiten (Gleiten) in die deutlich schnellere Lawinenbewegung übergeht spricht man von einem Gleitschneerutsch oder einer Gleitschneelawine. Abgänge sind zu jeder Tages- und Nachtzeit möglich.” (EAWS, 2009)

Die *Internationalen Kommission für Schnee und Eis der Internationalen Assoziation für hydrologische Wissenschaften* beschreibt eine Gleitschneelawine wie folgt: “Ein Schneebrettanriss kann ohne anschließenden Lawinenniedergang beobachtet werden (oft verbunden mit der langsamen Gleitbewegung von Nassschnee). Unter starker Schmierwirkung durch Schmelzwasser kann sich Schneegleiten zur Lawinenbewegung entwickeln. Man bezeichnet den Vorgang als <<Gleitschneelawine>>” (UNESCO, 1981, 98). Gleitschneelawinen können zu den Bodenlawinen und zu den Nassschneelawinen gezählt werden.

Bei einer Gleitschneelawine gleitet die *gesamte Schneedecke* auf dem Boden ab, wodurch große Mächtigkeiten und lange Auslauflängen resultieren können (CLARKE & MCCLUNG, 1999). Meist kündigt sie sich durch einen Gleitschneeriss (umgangssprachlich auch "Fischmaul" genannt) an. Öffnet sich ein solches Fischmaul, kann dort sofort, innerhalb von Stunden, Tagen oder auch Wochen, eine Gleitschneelawine abgehen. Oder es öffnet sich ein Gleitschneeriss, eine Lawine löst sich jedoch bis zur Ausaperung nicht (Abbildung 1-5). Verschiedene Studien kamen zu dem Ergebnis, dass ein exponentieller Anstieg der Gleitraten (bei einem bereits geöffneten Gleitschneeriss) meist in einer Gleitschneelawine endet (AKITAYA & SHIMIZU, 1988; CLARKE & MCCLUNG, 1999). Dies steht im Gegensatz zu trockenen Schneebrettlawinen, die sich, sobald ein Bruch stattfindet, sofort lösen (MCCLUNG & SCHAERER, 2006). Gleitschneelawinen können somit auch zu den Schneebrettlawinen gezählt werden, da sich bei beiden Lawinenarten gleich eine ganze Tafel löst. Bei der Gleitschneelawine stellt allerdings immer die Schnittstelle Schneedecke-Boden die Schwachschicht dar, was wiederum eine Schneedecke ohne markanter Schwachschicht innerhalb der Schneedecke voraussetzt. Da Gleitschneelawinen am Boden ausgelöst werden, sind sie schwierig vorauszusagen und schwer mit Sprengungen zu kontrollieren (CLARKE & MCCLUNG, 1999). Gleitschneelawinen lösen sich entweder durch einen Bruch in der basalen Schneeschicht (z.B. in einer Bodenschicht aus Tiefenreif) oder an der Schnittstelle Schneedecke-Boden (MITTERER & SCHWEIZER, 2012c).

Sie sind durch Zusatzbelastung kaum auslösbar und lösen sich meist durch einen Reibungsverlust aufgrund von Wasserschmierung an der Schnittstelle Boden – basale Schicht der Schneedecke. Dies ist bereits ab einer Hangneigung von  $15^\circ$  möglich. Räumliche Unterschiede in der Bodenreibung führen zu unterschiedlichen Gleitgeschwindigkeiten, wodurch sich in der Schneedecke eine Zugspannung aufbaut. Kann die Schneedecke diese Zugspannungen nicht mehr aufnehmen, öffnet sich ein Gleitschneeriss (MCCLUNG & SCHAERER, 2006). Die Bildung solcher Zugrisse ist sehr stark von der Topographie abhängig. Gleitschneelawinen lösen sich häufig am selben Ort (DREIER, 2013; FEICK ET AL., 2012), was ebenfalls auf einen Zusammenhang mit der Topographie schließen lässt. Hänge mit umgelegten Gras oder glatten Felsplatten begünstigen eine Auslösung (CLARKE & MCCLUNG, 1999).



Abbildung 1-5: Schoppbachhöhe am 13.3.2014 (oben), 18.3.2014 (mitte) und am 8.4.2014 (unten): Am rechten Rand des Hanges ist zu erkennen, dass sich in den 5 Tagen die zwischen den ersten den 5 Tagen liegenden beiden Aufnahmen einige (warme) Gleitschneelawinen gelöst haben. Interessant ist, dass sich in der Bildmitte ein Gleitschneemaule öffnet, das sich im unteren Bild bereits deutlich vergrößert hat. Dieser Riss führte fast ein Monat später noch immer zu keiner Lawine (drittes Bild). Rechts und links davon lösten sich dagegen einige Gleitschneelawinen, die sich zum Zeitpunkt der Aufnahme des ersten Fotos noch nicht durch einen Gleitschneeriss ankündigten. (Foto: Martin Forster, 2014)

MITTERER & SCHWEIZER (2013b, 43) beschreiben vier Kriterien für das vermehrte Auftreten von Gleitschneelawinen: "Seit den 1960er-Jahren sind einige, wichtige Kriterien für das vermehrte Auftreten von Gleitschneelawinen bekannt:

- Ein glatter Untergrund, meist umgelegtes Gras oder Felsplatten.
- Einschneien des warmen Untergrunds, also ein früher Winteranfang oder ein warmer Spätherbst.
- Viel Schnee und dadurch eine mächtige Schneedecke (> 1,5 m) ohne markante Schwachschichten.
- Eine feucht-nasse Grenzschicht am Übergang vom Boden zur Schneedecke.

Eine feucht-nasse Grenzschicht ist die Grundvoraussetzung für den Abgang einer Gleitschneelawine. Um allerdings Voraussagen über den Zeitpunkt eines Lawinenabgangs treffen zu können, ist es von großer Bedeutung zu wissen, wie es zur Entstehung dieser feuchten Schicht kommt. Nach MITTERER & SCHWEIZER (2013b) gibt es mindestens vier Prozesse, die zur Entstehung der nassen Grenzschicht führen können:

- Eine 0 °C isotherme Schneedecke wird vollständig von Regen- oder Schmelzwasser durchdrungen (warme Gleitschneelawine).
- Nach dem ersten großen Schneefall wird im Boden gespeicherte Wärme an die Schneedecke abgegeben, was zur Schneeschmelze in der untersten Schicht führt (kalte Gleitschneelawine).
- Wasser aus dem feuchten Boden wird durch kapillare Kräfte vom Schnee wenige Zentimeter hochgesaugt (Kapitel 2.4 bzw. 3.3). (kalte Gleitschneelawine).
- Wasser kann in der Nähe von dunklen Oberflächen (z. B.: Felsen) geschmolzen werden und in die Schneedecke fließen oder es tritt Hangwasser auf.

Die Ausbildung einer nassen Grenzschicht zwischen Boden und Schneedecke kann also verschiedene Ursachen haben. Je nachdem, ob das Wasser "von oben", zum Beispiel durch Regen oder Schmelzvorgänge an der Schneeoberfläche, oder "von unten" durch einen starken thermischen Wärmefluss oder kapillare Kräfte kommt, kann zwischen *kalten* und *warmen* Gleitschneelawinen unterschieden werden. Unmissverständlicher sind die englischen Bezeichnungen, wo zwischen *warm temperature events* und *cold temperature events* unterschieden wird.

Kalte Gleitschneelawinen treten (in den Alpen) hauptsächlich im Hochwinter auf, wogegen warme Gleitschneelawinen vor allem im Frühjahr (März, April) auftreten. Die Ursachen, die zu einer nassen Grenzschicht am Boden führen, sind bei warmen Gleitschneelawinen ganz andere als bei kalten.

## Unterschiede warme – kalte Gleitschneelawinen

### Warme Gleitschneelawinen

Warme Gleitschneelawinen sind charakterisiert durch Regenereignisse oder durch starke Strahlung in Kombination mit hohen Lufttemperaturen. Beides führt dazu, dass Schmelzwasser durch die gesamte Schneedecke perkoliert. Ein Einstau dieses Schmelzwassers an der Schnittstelle Schneedecke – Boden führt zu einer Reduktion der Reibung und Festigkeit der Schneedecke (MITTERER & SCHWEIZER, 2012c). Warme Gleitschneelawinen treten im Alpenraum wesentlich häufiger auf als kalte, und können auch besser vorhergesagt werden, da meteorologische Parameter wie Strahlung, hohe Lufttemperatur oder Niederschlag (flüssig) herangezogen werden können. Wichtige Einflussfaktoren für die Entstehung von warmen Gleitschneelawinen sind laut DREIER (2013) die Oberflächentemperatur der Schneedecke, die Lufttemperatur und die Änderung der Schneedecke. Dabei perkoliert Schmelz- oder Regenwasser durch die gesamte Schneedecke bis zum Boden und führt dort zu einem Reibungsverlust, der ein Schneegleiten ermöglicht. Laut SLF (s.a.) kommen warme Gleitschneelawinen vermutlich am Nachmittag häufiger vor als am Vormittag.

Gleitschneelawinen können aber grundsätzlich zu jeder Tages- und Nachtzeit abgehen. FEICK ET AL. (2012) konnten bei einer zweijährigen Untersuchung hohe Gleitraten und auch Abgänge hauptsächlich zu Mittag und am Nachmittag verzeichnen. Im Gegensatz dazu konnten bei Untersuchungen von CLARKE & MCCLUNG (1999) keine deutlichen Unterschiede in den Gleitraten zwischen Tages- und Nachtzeit erkannt werden.

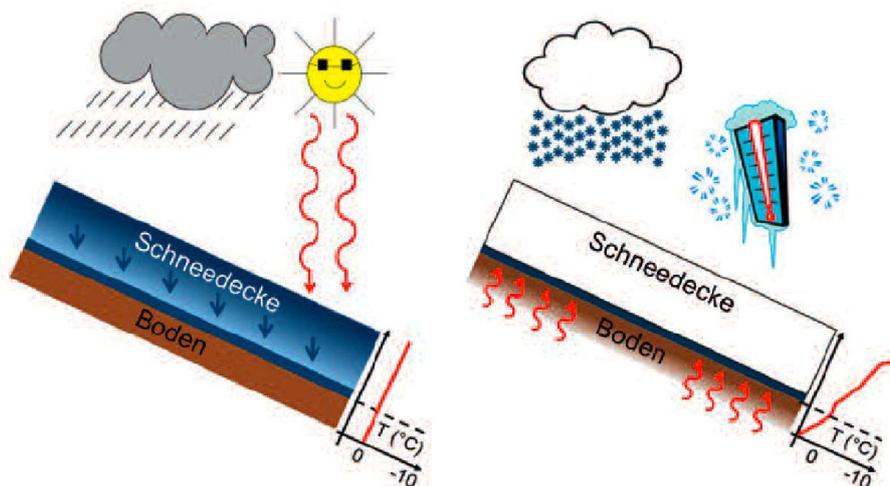


Abbildung 1-6: links: Warme Gleitschneelawine: Die gesamte Schneedecke ist 0°C-isotherm und Schmelz- oder Regenwasser sickert von der Schneeoberfläche durch die gesamte Schneedecke bis zum Boden. Dort verringert es die Reibung zwischen Schneedecke und Boden. Treten hauptsächlich im Frühling oder nach Regenereignissen auf.

rechts: Kalte Gleitschneelawine: Der Boden wird vom ersten großen Schneefall zugedeckt. Durch einen Wärmestrom vom Boden in die Schneedecke, oder durch kapillaren Aufstieg von Wasser aus einem nassen Boden wird die Bodenschicht der Schneedecke feucht. Der Rest der Schneedecke weist Temperaturen unter 0°C auf. Auftreten vor allem im Hochwinter (Mitterer & Schweizer, 2013b)

### Kalte Gleitschneelawinen

Bei kalten Gleitschneelawinen ist die gesamte Schneedecke, mit Ausnahme einer feuchten Schmierschicht direkt an der Schnittstelle Schneedecke – Boden ( $T_s$  basal layer =  $0^\circ\text{C}$ ) trocken und kälter als  $0^\circ\text{C}$ . Die äußeren Bedingungen und täglichen Schwankungen beeinflussen hierbei nur die obersten Schichten der Schneedecke und haben auf die Entstehung von kalten Gleitschneelawinen wenig bis keinen Einfluss (Abbildung 1-6). Andererseits kam DREIER (2013) mit statistischen Analysen zu dem Ergebnis, dass Lufttemperatur, Sonneneinstrahlung (kurzwellige Strahlung) und Neuschneesummen wichtige Einflussfaktoren für das Auftreten kalter Gleitschneelawinen sind. Die Prozesse, die sich an der Grenzschicht Schneedecke – Boden abspielen, sind jedoch von großer Bedeutung. Diese feuchte, basale Schmierschicht kann sich durch im Boden gespeicherte Wärmeenergie, oder durch einen kapillaren Wasseraufstieg ausbilden (FEICK, 2013). Beim kapillaren Aufstieg zieht der feinkörnige, trockene Schnee Wasser aus dem grobkörnigeren nassen Boden. Die dabei entstehende nasse Schicht weist meist eine braune Färbung auf.

MITTERER & SCHWEIZER (2012c) machen unter anderem warme und trockene Herbste, gefolgt von starken Schneefällen dafür verantwortlich, dass Wärme im Boden gespeichert wird. Die gespeicherte Energie könnte dabei ausreichend sein, um den Schnee an der Basis der Schneedecke zu schmelzen, was dazu führt, dass die Reibung zum Boden verringert wird. Der Grund für das Versagen der basalen Schicht ist sowohl bei einem kapillaren Aufstieg des Wassers, als auch beim Schmelzen durch gespeicherte Wärme im Boden immer die feuchte oder nasse Bodenschicht. Die Art der Entstehung dieser Schicht hat jedoch verschiedene Ursachen.

Es ist kaum möglich den Abgang einer kalten Gleitschneelawine vorauszusagen, da die Prozesse, die an der Basis der Schneedecke stattfinden, kaum mitverfolgt werden können und diese Prozesse auch wenig durch meteorologische Faktoren beeinflusst werden. Kalte Gleitschneelawinen können sich zu jeder Tages- und Nachtzeit lösen. In den Alpen gehen kalte Gleitschneelawinen hauptsächlich im Hochwinter ab. Weitere Informationen zu kalten Gleitschneelawinen vor allem zum kapillaren Aufstieg von Wasser befinden sich in Kapitel 2.4.

#### **1.3.3.4 Sulzstrom (Slushflow)**

Ein Sulzstrom wird auf der Homepage des SLF (2004) wie folgt beschrieben: „Ein Sulzstrom ist eine schnell fließende, hangabwärts gerichtete Massenbewegung eines Schnee-Wasser-Erde Gemischs.“

Sulzströme treten vor allem in hohen Breiten wie im Norden Norwegens oder Alaskas auf, können aber auch in mittleren Breiten vorkommen. Dass sie vor allem in hohen Breiten vorkommen ist zum Teil auf die plötzliche Schneeschmelze im Frühling zurückzuführen, wenn die Sonneneinstrahlung wieder direkt auf die Schneedecke trifft. Die Schneedecke unterliegt

in diesen Breiten im Hochwinter sehr hohen Temperaturgradienten und einem Mangel an Sonneneinstrahlung (McCLUNG & SCHAERER, 2006).

McCLUNG & SCHAERER (2006) führen fünf Charakteristiken an, die Sulzströme kennzeichnen:

- Eine Hangneigung im Anrissgebiet von  $5^{\circ}$  –  $40^{\circ}$ ,
- eine teilweise oder komplett wassergesättigte Schneedecke,
- die Auslösung ist verbunden mit einer Bodenoberfläche, die sehr wasserundurchlässig ist,
- Tiefenreif ist in den meisten Fällen an der Basis der Schneedecke vorzufinden und
- die Auslösung ist normalerweise mit intensiver Schneeschmelze oder starkem Regen in Verbindung zu bringen.

Ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal zwischen Sulzströmen und „herkömmlichen“ Lawinen ist die Hangneigung, bei der sie sich lösen. Während sich Sulzströme bereits bei  $5^{\circ}$  lösen können, lösen sich Lawinen meist erst bei Hangneigungen  $> 30^{\circ}$ . Sulzströme betreffen somit überwiegend flache Talbereiche. An stärkeren Geländeneigungen können sie allerdings auch sehr hohe Geschwindigkeiten ( $> 40$  m/s) erreichen.

„Für diese hochenergetischen Sulzströme [ $> 40$  m/s] wird der Begriff Sulzmure verwendet, während das Sulzfließen die langsameren Varianten der Sulzströme umfasst (Geschwindigkeiten um 1m/s).“ (SLF, 2004). Sulzströme können in Abhängigkeit von der Fließgeschwindigkeit und der Rauigkeit und Steilheit des Fließweges von nahezu laminarem bis zu vollständig turbulentem Fließverhalten vorkommen. Die Gleitfläche stellt sowohl in der Startzone, als auch in der Sturzbahn, der Boden dar. Entrainment von organischem und mineralischem Material ist normal, weshalb die Ablagerungen meist dunkel und dreckig sind (HESTNES, 1997).

Damit sich ein Sulzstrom löst, muss reichlich freies Wasser in der Schneedecke vorhanden sein. Dabei ist ein rascher Anstieg des Wassergehalts nötig. Wenn das Wasser am Abfließen gehindert wird (z.B. durch Geländeform oder Permafrost), bildet sich innerhalb der Schneedecke ein Wasserspiegel aus. Laut McCLUNG & SCHAERER (2006) ist stehendes Wasser im Sulzschnee aufgrund der geringen Hangneigung und damit langsamen Drainagierung möglich.

Dieser Wasserspiegel führt zu einem hydraulischen Druckgradienten (Wasserspiegel-Gefälle) innerhalb der Schneedecke. Die Schneedeckenmatrix kann beim Überschreiten einer kritischen Neigung dem hydraulischen Druckgradienten nicht mehr standhalten, was zur Folge hat, dass sich das Schnee-Wasser-Gemisch in Bewegung setzt (SLF, 2004). Ein schneller Anstieg des Wassergehalts ist besonders begünstigend für die Loslösung eines Sulzstromes (HESTNES, 1997).

„Ob eine Schneedecke während intensiven Regenfällen oder bei Schneeschmelze eine kritische Stabilität erreicht, hängt von einem komplexen Zusammenspiel zwischen

geomorphologischen (geländebedingten Form) Faktoren, Schneedeckenbedingungen und der Rate und Dauer der Wasserzufuhr ab. Typische Auslösezonen sind Abflussläufe, flache Muldenlagen, leicht geneigte, wassergesättigte Schneefelder, gefrorene Sümpfe und Seen.” (SLF, 2004)

Ablagerungen von Sulzströmen können Dichten von  $1000 \text{ kg/m}^3$  erreichen (also wie reines Wasser) abhängig von der Zusammensetzung aus Eis, Wasser, Schnee und mitgerissener Erde und Felsen (MCCLUNG & SCHAEERER, 2006). Sulzströme können somit ein enormes Zerstörungspotential aufweisen.

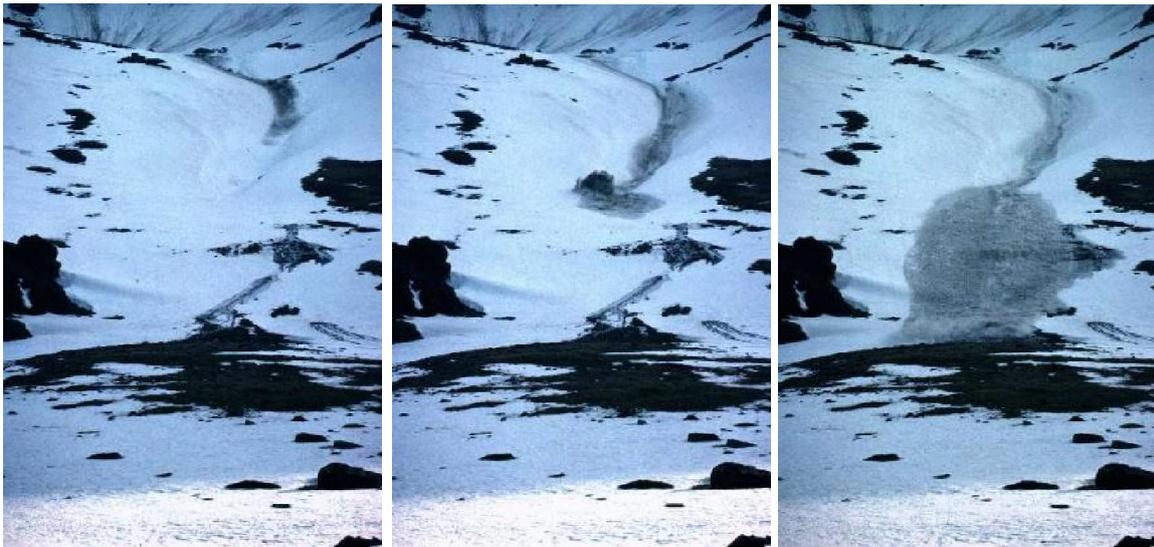


Abbildung 1-7: Abgang eines Sulzstromes (Foto: Universität Basel)

### 1.3.4 Meteorologische Einflussfaktoren auf Schnee

#### Markus Zöchling

Nach ARMSTRONG & IVES (1976) erfolgt der Beginn einer Periode mit erhöhter Nassschneelawinenaktivität oft durch eine Veränderung von meteorologischen Parametern. Das kann beispielsweise nach einem merklichen Anstieg der Lufttemperatur (mittlere tägliche Lufttemperatur  $> 0 \text{ }^\circ\text{C}$ ) oder des Strahlungseintrags (Beginn einer Schönwetterphase) oder durch einsetzenden Regen der Fall sein.

#### 1.3.4.1 Energiebilanz der Schneedecke

Im Hochwinter hat die gesamte Schneedecke negative Temperaturen. Je stärker die Sonneneinstrahlung im Spätwinter/Frühjahr wird, desto wärmer wird die Schneedecke. Erreicht sie über die gesamte Mächtigkeit eine Temperatur von  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  (Isothermie), dann steht alle weitere zugeführte Energie für den Schmelzvorgang zur Verfügung und der Wassergehalt in der Schneedecke wird zunehmen.

Die Energiebilanz der Schneedecke setzt sich aus den Komponenten Strahlungsbilanz ( $Q^*$ ), fühlbarer (sensibler) Wärmestrom ( $Q_S$ ), latenter (verborgener) Wärmestrom ( $Q_L$ ), Bodenwärmestrom ( $Q_B$ ) sowie dem Energieeintrag durch Niederschlag ( $Q_N$ ) zusammen und kann wie folgt angeschrieben werden (modifiziert nach HOCK, 2005):

$$E = Q^* + Q_S + Q_L + Q_B + Q_N$$

Der Term E stellt den Energieinhalt der Schneedecke dar. Bei Schneeschmelze ist E positiv, bei Wärmeverlust (Gefrieren) ist E negativ.

Untersuchungen von MARUYAMA ET AL. (2015) zeigten, dass der größte Teil des Energieeintrages, der verantwortlich für die Schneeschmelze ist, durch die Strahlungsbilanz geschieht (41,4 %). Dahinter folgen fühlbarer Wärmestrom (37,8 %) und Bodenwärmestrom (13,2 %). Die kleinsten Beiträge zur Schneeschmelze liefern latenter Wärmestrom und Energieeintrag durch Niederschlag.

### **Strahlungsbilanz $Q^*$**

Die resultierende Energiemenge der Strahlungsbilanz ( $Q^*$ ) stellt für die Energiebilanz der Schneedecke den bedeutendsten Teil dar. Prinzipiell unterscheidet man zwischen kurz ( $Q_{KW}$ )- und langwelliger ( $Q_{LW}$ ) Strahlung, aus deren Summe sich die Gesamtenergie aus Strahlung ergibt:

$$Q^* = Q_{KW} + Q_{LW}$$

#### Kurzwellige Strahlungsbilanz

Die von der Sonne emittierte, kurzwellige Strahlung (290 nm bis 1500 nm) wird in der Atmosphäre durch Absorption und Streuung verändert und reduziert. Die Summe aus der direkten Sonneneinstrahlung ( $Q_D$ ) und der in der Atmosphäre gestreuten diffusen Himmelsstrahlung ( $Q_H$ ) wird Globalstrahlung ( $Q_G$ ) genannt (MALBERG, 2007):

$$Q_G = Q_D + Q_H$$

Ein Teil der einfallenden, kurzwelligen Strahlung wird an der Schneeoberfläche zurück in die Atmosphäre reflektiert. Dieser, von einer Oberfläche reflektierte Strahlungsanteil, ausgedrückt in Prozent des ankommenden Strahlungsstroms, wird als Albedo ( $a$ ) bezeichnet.

Während trockener Neuschnee Albedowerte von 90 – 95 % erreicht, verringert sich dieser Wert zusehends mit Alter und Wachstum der Schneekristalle. Nasser Altschnee weist lediglich Werte zwischen 50 und 80 % auf. Die Albedo hängt auch von der Wellenlänge der einfallenden Strahlung ab und nimmt mit zunehmender Wellenlänge ab.

Bedingt durch den Einfallswinkel der kurzwelligen Strahlung unterliegt die Albedo auch einer tageszeitlichen Variation. Die Höchstwerte liegen morgens und abends, wenn die Strahlung mit einem hohen Zenitwinkel, also flach, über dem Horizont einfällt und mehr Strahlung aus der Schneedecke gestreut wird. Mit zunehmendem Sonnenstand vermindern sich die Streueigenschaften der Schneedecke und die Albedo erreicht um die Mittagszeit ihr Minimum. Folgende Faktoren haben Einfluss auf die Albedo (MCCLUNG & SCHAERER, 2006; OKE, 2001; WISCOMBE & WARREN, 1980):

- Kornform und –größe,
- Wassergehalt und Verschmutzungsgrad der oberen Schicht der Schneedecke,
- Wellenlänge,
- Zenitwinkel der einfallenden Strahlung.

Tabelle 1-2: Albedowerte von Schnee- und Eisoberflächen (LAND TIROL, 2000)

Schneebeschaffenheit	Albedo
Neuschnee, trocken	90 – 95 %
Altschnee, trocken	70 – 80 %
Altschnee, nass (Firn)	50 – 80 %
Schnee, schmutzig	< 50 %
Gletschereis	30 – 40 %

Die Albedo hat für den Energieumsatz der Schneedecke große Bedeutung, da nur jener Teil, der nicht reflektiert wird von der Schneedecke absorbiert wird und somit zur Erwärmung bzw. Schmelze führt.

Die kurzwellige Strahlungsbilanz ergibt sich unter Einbeziehung der Albedo zu:

$$Q_{KW} = Q_G * (1 - a)$$

Neben der Albedo haben auch noch andere Faktoren Einfluss auf die kurzwellige Strahlungsbilanz (LAND TIROL, 2000):

- Tageszeit  
Die Sonneneinstrahlung im Tagesverlauf ist zur Mittagszeit, zur Zeit des täglichen Höchststandes der Sonne, am größten.
- Jahreszeit  
Mit zunehmendem Breitengrad werden die jahreszeitlichen Unterschiede der Sonneneinstrahlung größer. Im Winter ist die Strahlung geringer als im Sommer, da der Einfallswinkel der Strahlung flacher ist.

- Exposition und Hangneigung

Betrachtet man nur die Wintermonate, dann haben Exposition und Hangneigung den größten Einfluss auf die einfallende Strahlung. Im Dezember und Jänner erhält ein 30° steiler Südhang in den Alpen annähernd die zweieinhalbfache Strahlung einer horizontalen Fläche. Nordhänge bekommen im Hochwinter keine direkte Sonneneinstrahlung.

Die Strahlungsintensität innerhalb der Schneedecke nimmt mit der Eindringtiefe ab. Je größer die Körner und je höher die Schneedichte, desto tiefer dringt Strahlung ein. Bei nassem, grobkörnigem Schnee dringt nur etwa 10 % der Strahlung tiefer ein als 10 cm, für lockeren Neuschnee liegt dieser Wert bei wenigen cm (MCCLUNG & SCHAERER, 2006).

### Langwellige Strahlungsbilanz

Jeder Körper mit einer Temperatur über 0 K (absoluter Nullpunkt, -273,15° C) emittiert stark temperaturabhängige, langwellige Wärmestrahlung nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz:

$$Q_{LW} = \sigma * T^4$$

Dabei steht  $\sigma$  für die Stefan-Boltzmann-Konstante ( $\sigma = 5,67 * 10^{-8} \text{ W} * \text{m}^{-2} * \text{K}^{-4}$ ) und T steht für die Temperatur des ausstrahlenden Körpers.

Dieses Gesetz kann auf fast alle natürlichen Oberflächen angewendet werden, die die Eigenschaften eines nahezu schwarzen Strahlers besitzen. Da Schnee eine maximale Temperatur von 0 °C besitzen kann, ist die abstrahlbare Energie nach oben hin begrenzt.

Die effektive Ausstrahlung ( $Q_{LW, \text{eff}}$ ) wird von der atmosphärischen Gegenstrahlung (AG) vermindert. Die Ursache für diese Gegenstrahlung liegt in der Eigenschaft der Atmosphäre, langwellige Strahlung zu absorbieren. Durch die Absorption von kurz- und langwelliger Strahlung erwärmt sich die Atmosphäre und strahlt wiederum entsprechend ihrer Temperatur aus. Ein Teil dieser Strahlung entschwindet in den Weltraum während der Rest als atmosphärische Gegenstrahlung an die Erdoberfläche zurückgelangt (Treibhauseffekt) (MALBERG, 2007).

$$Q_{LW, \text{eff}} = Q_{LW} - AG$$

Die langwellige Abstrahlung der Schneedecke ist unabhängig von der Tages- und Jahreszeit und Hangneigung. Sie stellt einen Energieverlust für die Schneedecke dar, was zu einer Abkühlung führt. Durch die reflektierende Wirkung von Wolken und Nebel (hohe relative Luftfeuchtigkeit) ist die Abstrahlung an klaren Nächten am größten und kann zu großen Temperaturunterschieden zwischen Luft und der Schneeoberfläche führen (MCCLUNG & SCHAERER, 2006).

### **Fühlbarer Wärmefluss $Q_s$**

Angetrieben von unterschiedlichen Temperaturen von Schnee und Luft ist die Natur bestrebt diesen Gradienten auszugleichen. Es entsteht somit ein Wärmestrom vom wärmeren zum kälteren Medium. Ist die Schneeoberfläche wärmer als die umgebende Luft, fließt Wärme von der Schneedecke an die Luft. Ist die Luft hingegen wärmer (z.B. Föhn), nimmt die Schneedecke Wärme auf. Winde fördern diesen Wärmeaustausch, da laufend wärmeaufnahmefähige Luft herangeführt wird. Aufgrund der geringen Wärmeleitfähigkeit von Schnee dringen Schwankungen der Lufttemperatur nur langsam und verzögert in die Schneedecke ein. Tiefergelegene Schneeschichten werden von den Temperaturschwankungen nicht beeinflusst. Die Bodentemperatur unter einer genug mächtigen Schneedecke beträgt daher  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  (LAND TIROL, 2000).

### **Latenter Wärmefluss $Q_L$**

Abhängig von der Art des Phasenübergang von fest, flüssig und gasförmig wird Energie entweder aufgenommen oder abgegeben, ohne dass dabei eine Änderung der Temperatur des Mediums stattfindet. Bei den Übergängen fest  $\rightarrow$  flüssig, flüssig  $\rightarrow$  gasförmig und fest  $\rightarrow$  gasförmig wird jeweils Energie aufgenommen. Dieselbe Menge Energie wird beim entgegengesetzten Phasenübergang wieder frei.

Kondensiert Wasserdampf aus feuchter, warmer Luft an der kälteren Schneeoberfläche, so wird die bei der Kondensation frei werdende Energie der Schneedecke zugeführt und der Schmelzprozess gefördert. Trockene Luft hingegen führt zur Verdunstung an der Schneeoberfläche, wodurch der Schneedecke Energie entzogen wird und die Schneedecke abkühlt. Die umgesetzten Energiemengen sind beim Übergang flüssig  $\leftrightarrow$  fest am geringsten und beim direkten Übergang fest  $\leftrightarrow$  gasförmig am größten.

### **Bodenwärmestrom $Q_B$**

Der Bodenwärmestrom bedingt nur einen sehr kleinen Energieeintrag in die Schneedecke. Aufgrund der schlechten Wärmeleitfähigkeit von Schnee ist er allerdings dafür verantwortlich, dass die Bodentemperatur unter einer ausreichend mächtigen Schneedecke  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  erreicht, obwohl sie beim Einschneien negative Temperaturen hatte (LAND TIROL, 2000).

### **Energieeintrag durch Niederschlag $Q_N$**

Der durch Niederschlag der Schneedecke zugeführte Energiebetrag ist zwar gering, jedoch ist der Aggregatzustand des Niederschlags für die Energiebilanz der Schneedecke von großer Bedeutung. Während Neuschnee zu erhöhten Albedowerten führt und somit den kurzwelligen

Strahlungseintrag vermindert, führt Regen zu zusätzlichem Energieeintrag in die Schneedecke.

#### **1.3.4.2 Lufttemperatur**

Die Lufttemperatur hat wesentlichen Einfluss auf die Schneetemperatur. Im Hochwinter ist die gesamte Schneedecke üblicherweise kalt und besitzt Temperaturen unter dem Gefrierpunkt. Bleibt die Lufttemperatur für längere Zeit über 0 °C, so wird sich auch die Schneetemperatur erhöhen bis schließlich die gesamte Schneedecke eine Temperatur von 0 °C (Isothermie) aufweist. Erst danach steht Wärmeenergie für den Schmelzprozess zur Verfügung und die Schmelzmetamorphose tritt ein (Kapitel 1.3.5.3). Wird dann genügend flüssiges Wasser produziert, steigt die Gefahr von Nassschneelawinen durch Verringerung der Festigkeit der Schneedecke.

Schon kurz nach Erreichen der 0 °C-Grenze in der Anbruchzone kann es zu Lawinenabgängen kommen. Es handelt sich dabei meist um Lockerschneelawinen, die durch herabfallenden Schnee von Bäumen oder Felsen ausgelöst werden (MCCLUNG & SCHAERER, 2006).

Die Lufttemperatur hat aber auch Einfluss auf die Art des Niederschlags (flüssig oder fest), was den Zustand der Schneedecke ebenfalls stark beeinflusst. Der Einfluss von Niederschlag auf die Schneedecke wird im Kapitel 1.3.4.5 diskutiert.

Die Lufttemperatur wird zwar häufig mit Tagen hoher Nassschneelawinengefährdung in Verbindung gebracht, ist aber als alleiniger Parameter für die Prognose von Nassschneelawinen aufgrund zu vieler Fehlalarme nicht geeignet (MITTERER & SCHWEIZER, 2013; TRAUTMAN, 2008).

#### **1.3.4.3 Luftfeuchte**

Die Luftfeuchtigkeit hat nur indirekten Zusammenhang mit dem Abgang von Nassschneelawinen.

Hohe relative Luftfeuchtigkeit kann zur Wolken- oder Nebelbildung führen, wodurch es zu einer hohen atmosphärischen Gegenstrahlung im langwelligen Bereich kommt. Die dadurch verminderte Abstrahlung der Schneedecke wirkt derer Abkühlung entgegen (siehe Kapitel 1.3.4.1).

Wolkenbildung erfolgt dann, wenn sich ein Luftpaket vertikal hebt und sich dabei bis zu der Temperatur abkühlt, bei der der vorhandene Feuchtigkeitsgehalt der Luft dem maximal möglichen entspricht (sie also mit Wasserdampf gesättigt ist). Der Wasserdampf kondensiert und es kommt zur Bildung von Wolken. Man spricht dabei von einem adiabatischen Prozess, bei dem kein Wärmeaustausch mit der Umgebung stattfindet.

Im Unterschied zur Wolkenbildung beruht die Nebelbildung nicht auf adiabatische Prozesse. Sie ist – ebenso wie die Bildung von Tau – ein Resultat der nächtlichen Abkühlung infolge langwelliger Ausstrahlung. Nebel entsteht, wenn die bodennahe Luft abkühlt bis der Sättigungswasserdampf erreicht wird.

Tautropfen bilden sich dann, wenn sich feste Stoffe infolge langwelliger Abstrahlung bis unter die umgebende Lufttemperatur abkühlen. Der Taupunkt entspricht dabei jener Temperatur, bei der Wasserdampfsättigung eintritt und folglich Wasserdampf an den kalten Gegenständen kondensiert. Liegt der Taupunkt unter 0 °C, so bildet sich kein Tau sondern Reif (Resublimation von Wasserdampf). Man spricht dann vom Reifpunkt. (MALBERG, 2007)

### **1.3.4.4 Wind**

Windgeschwindigkeit und –richtung haben nur selten direkten Einfluss auf den Abgang von Nassschneelawinen. Der Wind ist durch die Verfrachtung von Schnee allerdings maßgeblich für die stark unterschiedliche räumliche Verteilung der Schneemassen und der großen Variabilität der Eigenschaften der Schneedecke auf relativ kleinem Maßstab (einzelne Hänge) verantwortlich.

Hinsichtlich der Auslösung von Nassschneelawinen hat Wind speziell durch den latenten und fühlbaren Wärmestrom Auswirkung. Näheres dazu Kapitel 1.3.4.1.

### **1.3.4.5 Niederschlag**

Ob Niederschlag in flüssiger oder fester Form auf die Schneedecke fällt kann von großer Bedeutung auf die Stabilität sein. BAGGI & SCHWEIZER (2009) fanden erhöhte Lawinenaktivität oft nach Niederschlagsereignissen, im speziellen nach Regen.

Während Niederschlag in Form von Schnee maßgeblich zur Verschärfung der Lawinengefahr von Trockenschneelawinen beitragen kann (3-Tages-Neuschneesumme), können Nassschneelawinen durch festen Niederschlag lediglich durch die zusätzliche Auflast auf vorhandene Schwachschichten in der Schneedecke ausgelöst werden. Legt man den Fokus auf Nassschneelawinen, so ist im Vergleich zum Einfluss von flüssigem Niederschlag jener von Schnee allgemein gesehen gering.

Regenereignisse können schon Minuten nach Beginn Lawinen aus allen Expositionen auslösen. Aber auch Abgänge mit Verzögerungen von vielen Stunden nach einem Regenereignis sind möglich (MCCLUNG & SCHAEERER, 2006). Zu ähnlichen Aussagen kamen auch CONWAY & RAYMOND (1993), die 3 unterschiedliche Szenarien von rain-on-snow events unterscheiden: (1) unmittelbare Auslösung, (2) verspätete Auslösung und (3) Rückkehr zur Stabilität. Zur unmittelbaren Auslösung kann es dabei schon kommen noch bevor das

Regenwasser bis zur Schwachschicht infiltriert ist (CONWAY & RAYMOND, 1993; SIMENHOIS & BIRKELAND, 2008).

Nach SINGH ET AL. (1997) ist das zusätzlich produzierte Schmelzwasser, das durch den Eintrag von Regenwasser anfällt, vernachlässigbar. Vielmehr werden durch Regenwassereintrag sogenannte bevorzugte Fließkanäle (preferential flow paths, flow fingers) gebildet (Kapitel 1.4.2.3).

Länge und Durchmesser der Fließkanäle erhöhen sich mit zunehmendem Regenwasser. Nach Ausbildung der flow fingers über die gesamte Mächtigkeit der Schneedecke fließt das Wasser um ein Vielfaches schneller ab als das beim Schmelzwasser alleine (ohne Regenereignisse) der Fall ist. Die Stabilität der Schneedecke erhöht sich und auch anhaltende Regenfälle führen nur vereinzelt zu Lawinenabgängen (CONWAY & RAYMOND, 1993).

### **1.3.5 Schneemetamorphosen**

#### **Martin Forster**

„Unter *Metamorphose* versteht man die *Umwandlung* des liegenden Schnees, gesteuert durch thermodynamische Gesetzmäßigkeiten, wobei andere Kristallformen und andere Korngrößen entstehen.“ LAND TIROL (2000), 49f.

Für diese Arbeit ist vor allem die Nassschneemetamorphose von großer Bedeutung, daher sind die Punkte aufbauende und abbauende Metamorphose bewusst kurz gehalten.

#### **1.3.5.1 Abbauende Umwandlung**

Dieser Vorgang ist von außen durch eine Setzung der Schneedecke erkennbar. Direkt nach der Ablagerung von Neuschnee beginnt der Abbau der komplexen Kristallformen, bis zuerst filziger Schnee und schließlich eine kugelige Form erreicht wird (LAND TIROL, 2000). Da an den Einkerbungen der Eiskristalle ein geringerer Sättigungsdampfdruck herrscht als an den Spitzen, entsteht ein Dampfdruckgefälle von den Spitzen zu den Einkerbungen hin. Es werden somit Wassermoleküle zu den Kerben transportiert. Dort resublimieren die Wasserdampfmoleküle, was eine Ausrundung der Kerben zur Folge hat. Der Sättigungsdampfdruck ist von der Oberflächenkrümmung abhängig (Kelvineffekt). Auch die verschiedenen Oberflächenspannungen an den Kristallen haben einen Effekt. Da eine exakte Kugelform an jedem Punkt die gleiche Oberflächenspannung aufweist, wird diese Form angestrebt. Um die verschiedenen Oberflächenspannungen an den Schneekristallen auszugleichen, bewegen sich die Wassermoleküle von den Spitzen zu den Einkerbungen. Die Wassermoleküle sind bei einer Temperatur von  $> -10^{\circ}\text{C}$  sehr leicht beweglich (FELLIN, 2013).

Die Korngrößen und Porenräume werden verringert und die Dichte erhöht sich. Die Schneedecke verfestigt sich. Außerdem kann es zu einer Versinterung der Körner kommen. Die Kontaktpunkte der Schneekörner wirken dabei wie Einkerbungen, wodurch es ebenfalls zu den oben beschriebenen Prozessen kommt. Je näher die Schneetemperatur an  $0^{\circ}\text{C}$  ist, umso schneller findet die abbauende Umwandlung statt. Bei einer Schneetemperatur von beispielsweise  $-5^{\circ}\text{C}$  dauert der Prozess der Umwandlung ca. 1-2 Wochen. Auch der Druck spielt eine Rolle. So schreitet die Setzung in tieferen Schichten der Schneedecke durch eine größere Auflast schneller voran. Die Temperatur stellt allerdings den wesentlich wichtigeren Faktor dar. Voraussetzung für diese Vorgänge ist ein geringer Temperaturgradient ( $<15^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ) in der Schneedecke (LAND TIROL, 2000).

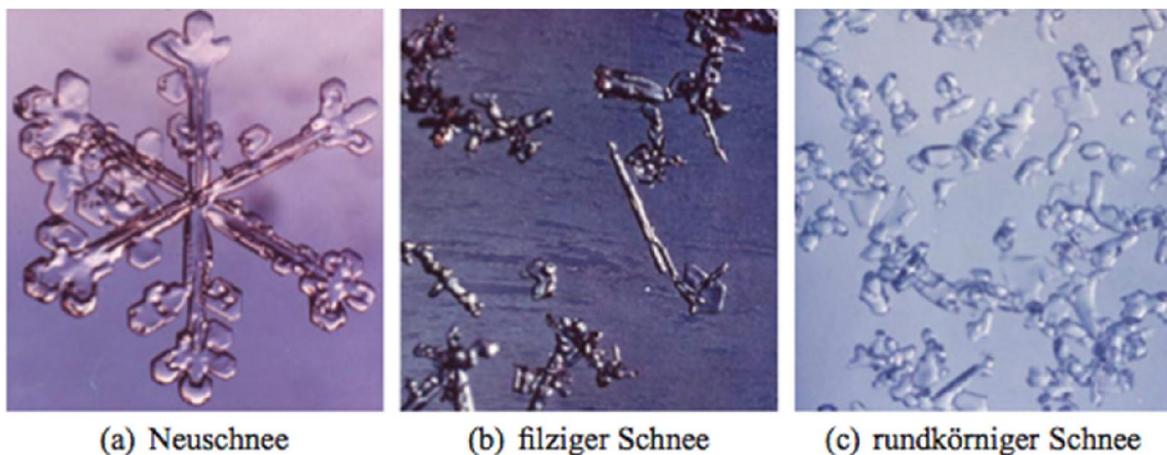


Abbildung 1-8: Abbauende Metamorphose: Die komplexe Struktur von Neuschnee wird abgebaut bis zuerst filziger und als Endprodukt rundkörniger Schnee entsteht. (FELLIN, 2013)

### 1.3.5.2 Aufbauende Umwandlung

Die wichtigste Voraussetzung für die aufbauende Metamorphose ist ein großer Temperaturgradient in der Schneedecke. Die Schneedecke wirkt wie ein Isolator für den Wärmestrom, der aus dem Boden stattfindet. Deshalb liegt die Temperatur der Bodenoberfläche unter einer Schneedecke bei ca.  $0^{\circ}\text{C}$ , die Temperatur an der Schneeoberfläche liegt dagegen im Winter meist unter  $0^{\circ}\text{C}$ . Je größer dieser Temperaturgradient ist, desto schneller und ausgeprägter findet aufbauende Umwandlung statt. Sie beginnt bei einem Temperaturgradienten von ca.  $15^{\circ}\text{C}/\text{m}$  in der Schneedecke. Bei geringeren Schneehöhen tritt somit ein größerer Temperaturgradient auf, weshalb bei geringen Schneehöhen die aufbauende Umwandlung stärker ausfällt. Die aufbauende Umwandlung ist von außen nicht erkennbar, es findet keine Setzung statt (LAND TIROL, 2000). „Der Sättigungsdampfdruck über Eis steigt für steigende Temperaturen. Es kommt zu einem Dampfdruckgefälle von den wärmeren, bodennahen Schichten zu den kälteren, oberflächennahen Schichten hin und damit zu einem Wasserdampftransport. Der

aufsteigende Wasserdampf resublimiert an den darüberliegenden Körnern. Es entstehen zunächst kantige Formen und in der Folge hohle, nach unten offene Becherkristalle...“ (FELLIN, 2013, 51)

Der Vorgang läuft sehr langsam ab. Für die Entstehung von Becherkristallen ist ein Zeitraum von mindestens 2 – 4 Wochen notwendig. Es werden neue Kristallformen gebildet (LAND TIROL, 2000).

„Es kommt zum *Aufbau* und zur ständigen Vergrößerung von prismatischen, quaderartigen, pyramiden- oder säulenförmigen Schneekörnern. Sie sind massiv, man spricht von *kantigen Vollformen*.“ (LAND TIROL, 2000, 52)

Schreitet die aufbauende Umwandlung weiter fort, bilden sich sogenannte Becherkristalle (oft auch als Schwimmschnee oder Tiefenreif bezeichnet). Die Kristalle nehmen an Größe zu (5 mm und mehr) sind gestuft und nach unten hohl.

Kantige Kristalle haben wenig Berührungspunkte untereinander und große Porenräume dazwischen. Die Verbindungen zwischen den einzelnen Körnern fallen weg, und es wirkt nur noch die Reibung. Solche aufgebauten Schneeschichten stellen eine Schwachschicht innerhalb der Schneedecke dar. Kantige Kristalle sind sehr langlebig und werden erst nach langen Phasen mit geringen Temperaturgradienten wieder rundkörniger (SLF, 2003). Trifft flüssiges Wasser auf eine solche kantige Schicht, wird diese sehr schnell instabil.

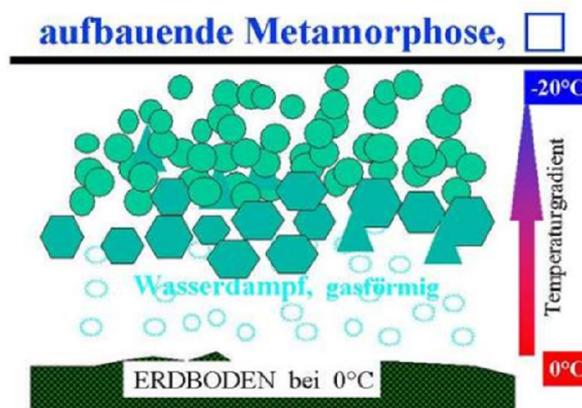


Abbildung 1-9: Prozess der aufbauenden Umwandlung. Der Boden hat 0°C, die Schneeoberfläche -20°C, die Schneedecke ist 1m dick. Das ergibt somit einen Temperaturgradienten von 20° pro Meter. Je grösser der Gradient, desto schneller wird Wasserdampf von unten nach oben transportiert und desto schneller wachsen die Kristalle zu kantigen Formen. (SLF, 2003)

### 1.3.5.3 Nassschneemetamorphose

Die Nassschneemetamorphose oder auch Schmelzmetamorphose beginnt bei einer Schneetemperatur von 0°C einzusetzen. Hierbei tritt eine Veränderung des Schneegefüges durch die Entstehung oder Zufuhr von flüssigem Wasser ein. Flüssiges Wasser kann entweder durch Schmelzvorgänge oder durch Regen in die Schneedecke gelangen.

Werden die oberen Bereiche der Schneedecke auf 0°C erwärmt, wird die überschüssige Energie von hoher Lufttemperatur und/oder Sonneneinstrahlung zum Schmelzen verwendet. Die Körner beginnen an ihren Kanten und Ecken zu schmelzen, wodurch sie sich abrunden und das entstandene Wasser sammelt sich in den Porenwinkeln an den Kornkontakten. Die Körner werden durch die Oberflächenspannung des Wassers (Kapillarkräfte) aneinander gezogen. Die abgerundeten Körner können näher aneinanderrücken, wodurch der Porenraum kleiner wird. Die Dichte steigt dabei an. Erkennbar ist dies durch eine deutliche Setzung der Schneedecke (LAND TIROL, 2000).

„Solange die Feuchtigkeit des Schnees gering ist, *kann* je nach Ausgangszustand eine *Verfestigung* eintreten.“ (LAND TIROL, 2000, 50) Dies gilt bei kleinen runden Kristallformen. Bei *kantigen* Kristallen führen bereits geringe Mengen an flüssigem Wasser zu einer Entfestigung (TECHEL, 2010).

MCCLUNG & SCHAERER (2006) machen außerdem winzige Temperaturunterschiede im Nassschnee für die Nassschneemetamorphose verantwortlich. Wie auch im trockenen Schnee ist der Druck über gekrümmten Eisoberflächen in nassen Schneepartikeln umgekehrt proportional zum Radius der Krümmung der Oberfläche. Dadurch ist die Schmelztemperatur der Körner von ihrer Größe abhängig.

Kleinere Partikel schmelzen bereits bei minimal geringeren Temperaturen als größere Partikel. Die Unterschiede in der Schmelztemperatur aufgrund der Krümmung der Eispartikel sind im nassen Schnee sehr gering. Messungen ergaben für 1 mm große Partikel eine Schmelztemperatur von 10<sup>-4</sup>°C, und für 0,1 mm große Partikel eine Schmelztemperatur von 10<sup>-3</sup>°C unter dem Gefrierpunkt (MCCLUNG & SCHAERER, 2006). Die Wärme kommt von den größeren Partikeln, welche an der Oberfläche wiedergefrieren (Abgabe von Wärme) und größer werden. Wird der Schmelzvorgang unterbrochen (z.B. in klaren Nächten oder bei Kälteeinbruch) kommt es zum Wiedergefrieren des Wassers. Dabei bilden sich Kornaggregate mit sehr stabilen Eisbindungen aus. Bei vollständigem Wiedergefrieren der feuchten Schichten kann eine hohe Festigkeit erreicht werden. Dieser Schmelz-Frier-Wechsel tritt vor allem im Frühjahr sehr häufig auf. Der Schnee, der dabei entsteht, wird im deutschen Sprachgebrauch als *Schmelzharsch* bezeichnet.

Wenn Schnee nass wird, ändern sich die Bedingungen in Hinsicht auf Wärmefluss und anschließenden Metamorphismus grundlegend. Eine zusätzliche Erhöhung der Komplexität ist gegeben, da feuchter Schnee ein Drei-Phasen-Gemisch aus Luft, Eis-Kristallen und Wasser darstellt (MCCLUNG & SCHAERER, 2006).

Der Metamorphismus bei der ersten Anfeuchtung der Schneedecke unterliegt anderen Gesetzmäßigkeiten als bei der Umwandlung in bereits sehr nassem Schnee, weshalb eine Untergliederung in Schnee mit niedrigen und mit hohen Wassergehalten existiert (siehe Kapitel 1.4.4 ff).

### 1.3.6 Bestimmung des Wassergehalts der Schneedecke

#### Markus Zöchling

Flüssiges Wasser in der Schneedecke entsteht einerseits durch Schmelzvorgänge und andererseits durch Regenereignisse (WALDNER ET AL., 2004).

Information über die Menge, räumliche sowie zeitliche Verteilung von flüssigem Wasser in der Schneedecke ( $W$ , engl.: liquid water content, LWC) ist wesentlich für die Prognose von Nassschneelawinen. Der Wassergehalt ist definiert als die Menge Wasser, die sich in flüssiger Form in der Schneedecke befindet. Angegeben wird der Wassergehalt in Prozent entweder als Bruchteil des Volumens ( $LWC_v$ ) oder der Masse ( $LWC_m$ ) eines Schneepakets (FIERZ ET AL., 2009).

Für die Messung des Wassergehaltes wurden in den vergangenen Jahrzehnten unterschiedliche Messmethoden entwickelt: zentrifugale Separation, Schmelzkalorimetrie, Gefrierkalorimetrie, Alkoholkalorimetrie und Lösungsverfahren (STEIN, LABERGE & LÉVESQUE, 1997). All diese Verfahren sind jedoch schwierig in der Anwendung und zudem sehr zeitaufwändig.

Gängige Methoden sind die Schätzung des flüssigen Wassergehalts mittels Handtest sowie dielektrische Messungen. Bei beiden Varianten handelt es sich um Punktmessungen. Zu letzteren zählen die „Snow Fork“ und das „Denoth Meter“. Während Messungen mit der Snow Fork und dem Denoth Meter korrelierende Ergebnisse zeigen (Snow Fork-Messungen 1 % höhere Ergebnisse als Denoth-Messungen), wird der Wassergehalt mit dem Handtest oft überschätzt. Generell können mit Punktmessungen keine Aussagen über die räumliche Verteilung der Feuchtigkeit innerhalb der Schneedecke getroffen werden. Aufgrund der hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität der Feuchte in der Schneedecke ist es allgemein schwierig repräsentative Messungen durchzuführen. Etwa jedes fünfte bis zehnte Messprofil wurde bei durchgeführten Messungen als nicht repräsentativ bewertet (TECHEL & PIELMEIER, 2011).

Sowohl beim Handtest als auch bei den dielektrischen Messungen ist das Aufschließen der Schneedecke (Schneeprofil) notwendig, wodurch der Wasserfluss bzw. -gehalt der Schneedecke lokal beeinflusst werden kann und es zu nicht repräsentativen Messwerten kommen kann. Messungen der ungestörten Schneedecke sind hingegen mit dem „Snow Pack Analyser“ (SOMMER & FIEL, 2010) oder mit einem „uplooking ground-penetrating radar“ (HEILIG, SCHNEEBELI & EISEN, 2009) möglich. Diese Messmethoden sind allerdings ortsgebunden und es können über die gesamte Wintersaison nur lokal begrenzte Daten aufgenommen werden. Im Zuge dieser Arbeit wurden der Handtest und das Denoth Meter verwendet.

### **1.3.6.1 Handtest**

Im Zuge der Aufnahme eines vollständigen Schneeprofiles nach FIERZ ET AL. (2009) wird der Anteil des flüssigen Wassers in der Schneedecke mit dem Handtest für jede aufzunehmende Schneesicht geschätzt. Es wird dazu eine Schneeprobe in der Hand gedrückt und versucht einen Schneeball zu formen bzw. flüssiges Wasser aus der Schneeprobe zu pressen. Mit einer Lupe kann untersucht werden, ob flüssiges Wasser zwischen den Schneekristallen sichtbar ist. Zusätzlich wird die Schneetemperatur gemessen. Bei einer Temperatur unter 0 °C handelt es sich um trockenen Schnee. Je nach Feuchtigkeit wird der Schnee einer von 5 Klassen von trocken bis sehr nass zugeteilt (Tabelle 1-3). Anhand dieser Umrechnungstabelle kann dann ein Zahlenwert der Feuchtigkeit ermittelt werden.

Die Umrechnung von Ergebnissen des Handtests zu absoluten Wassergehaltswerten laut internationaler Klassifikation ist allerdings nicht problemlos. FIERZ & FÖHN (1994) zeigten, dass alpine Schneedecken selten höhere Wassergehaltswerte als 6 – 7 % erreichen, obwohl sie als nass oder sehr nass klassifiziert wurden. Nach internationaler Klassifikation (Tabelle 1-3) würden diese allerdings Wassergehaltswerten von mindestens 8 % entsprechen. Eine strikte Interpretation der Handtests entsprechend international gültiger Vorgaben würde hier offensichtlich zu Missverständnissen führen.

Den Wassergehalt richtig zu schätzen ist selbst für Experten nicht einfach. Mit steigendem Wassergehalt wird die Schätzung des korrekten Wertes zudem noch erschwert. Der Handtest kann somit nicht als zuverlässige Methode in Betracht gezogen werden wenn es darum geht absolute Werte zu ermitteln. Relative Feuchteunterschiede innerhalb eines Profils und die Unterscheidung zwischen trockenem und nicht trockenem Schnee ist allerdings möglich (FIERZ ET AL., 2009; TECHEL & PIELMEIER, 2011).

### **1.3.6.2 Dielektrische Leitfähigkeit**

Die dielektrische Leitfähigkeit (Permittivität)  $\epsilon$  ist eine Maßzahl für die Durchlässigkeit von Materialien für elektrische Felder. Die relative Permittivität  $\epsilon_r$  eines Mediums ist das Verhältnis der Permittivität des Werkstoffes zu jener des Vakuums (elektrische Feldkonstante  $\epsilon_0$ ) und gibt somit ausschließlich den Einfluss des Werkstoffes an (FROHNE ET AL., 2011).

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0}$$

$\epsilon_r$ : relative Permittivität

$\epsilon$ : Permittivität

$\epsilon_0$ : elektrische Feldkonstante

Tabelle 1-3: Feuchtigkeitsklassen von Schnee (modifiziert nach FIERZ ET AL., 2009; LAND TIROL, 2000);  $T_s$ ...Schneetemperatur

Feuchtigkeits- index	Bezeichnung	Beschreibung	LWC <sub>v</sub> [Vol. %]	Signatur
1	trocken	$T_s$ liegt normalerweise unter 0 °C, in seltenen Fällen auch bei exakt 0 °C Formen eines Schneeballs ist nicht möglich.	0	
2	schwach feucht	$T_s = 0$ °C Freies Wasser ist auch bei 10-facher Vergrößerung nicht sichtbar. Formen eines Schneeballs ist möglich. Pappiger Schnee.	0-3	
3	feucht	$T_s = 0$ °C Wasser ist bei 10-facher Vergrößerung sichtbar, kann aber nicht mit den Händen ausgepresst werden. Pendular Regime.	3-8	
4	nass	$T_s = 0$ °C Wasser ist mit freiem Auge erkennbar und kann mit der Hand ausgepresst werden. Es befindet sich noch ein beträchtlicher Luftanteil im Porenraum. Funicular Regime.	8-15	
5	sehr nass	$T_s = 0$ °C Der Schnee ist wassergesättigt. Der Luftanteil im Porenraum beträgt lediglich 20 bis 40 %. Funicular Regime.	>15	

Die dielektrische Leitfähigkeit ist eine komplexe Größe. Das bedeutet, dass sie sich aus Realteil  $\epsilon'$  und Imaginärteil  $\epsilon''$  zusammensetzt. Der Realteil wird als Dielektrizitätskonstante bezeichnet und gibt die Permittivität an, während der Imaginärteil ein Maß für die Verluste darstellt. Prinzipiell ist die relative Permittivität abhängig von der Frequenz und zusätzlich bei manchen Stoffen auch von der Temperatur.

Schnee ist ein heterogenes 3 Phasen-Gemisch bestehend aus Luft, Eispartikeln und flüssigem Wasser. Innerhalb des Frequenzbereiches von 10 MHz bis 1 GHz ist die Permittivität frequenzunabhängig und nur von der Dichte und vom Wassergehalt des Schnees abhängig. Basierend auf den sehr unterschiedlichen Dielektrizitätskonstanten von Luft ( $\epsilon'_a = 1$ ), Schmelzwasser bei 0 °C ( $\epsilon'_w = 86$ ), und Eis ( $\epsilon'_i = 3,19$ ) in diesem Frequenzbereich kann bei

bekannter Dichte der Wassergehalt berechnet werden. Effekte von Größe und Form der Schneekristalle, sowie dielektrische Verluste können bei dieser Frequenz vernachlässigt werden. (DENOTH, 1989, 1994; FROLOV & MACHERET, 1999).

### Trockener Schnee

FROLOV & MACHERET (1999) haben Dielektrizitätsmessungen im trockenen Schnee von mehreren Autoren zusammengefasst und folgenden Zusammenhang zwischen Permittivität und Dichte für Schnee nahe dem Schmelzpunkt erarbeitet:

$$\epsilon'_d = (1 + 0,857 * \rho_d)^2$$

$\epsilon'_d$ : Permittivität des trockenen Schnees

$\rho_d$ : Dichte des trockenen Schnees

Zusätzlich zur Dichte ist die Dielektrizitätskonstante von trockenem Schnee auch noch von der Porosität abhängig (Abbildung 1-10). Mit abnehmender Porosität (weniger Porenraum) nimmt die Permittivität zu. Lockerer Neuschnee besitzt aufgrund höherer Porosität (mehr Luftporen) also eine geringere Permittivität als gesetzter Altschnee.

Die Porosität von Schnee lässt sich nach DENOTH (1989) folgendermaßen berechnen:

$$\Phi = 1 - \frac{\rho - \rho_w * LWC_V}{\rho_i}$$

$\Phi$ : Porosität

$\rho$ : Dichte von Schnee

$\rho_w$ : Dichte von Wasser bei 0 °C

$\rho_i$ : Dichte von Eis;  $\rho_i = 917 \text{ kg/m}^3$

$LWC_V$ : volumetrischer Wassergehalt

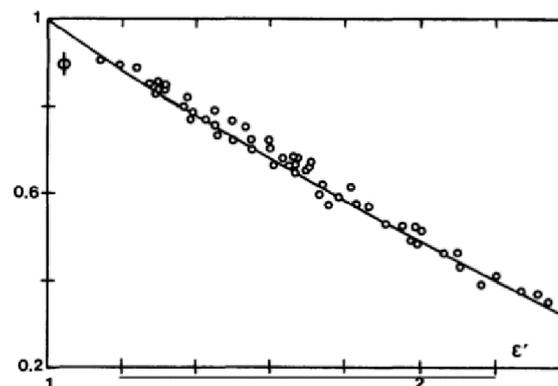


Abbildung 1-10: Mit abnehmender Porosität  $\Phi$  nimmt die Permittivität  $\epsilon'$  bei trockenem Schnee zu. Frequenz: 10 MHz (Denoth, 1989)

### Nasser Schnee

Die Permittivität von nassem Schnee  $\varepsilon'_s$  ergibt sich aus der Summe von jener des trockenen Schnees und einem inkrementellen Term  $\Delta\varepsilon'_s$ , der mit steigendem Wassergehalt zunimmt (FROLOV & MACHERET, 1999):

$$\varepsilon'_s = \varepsilon'_d + \Delta\varepsilon'_s$$

$\varepsilon'_s$ : Permittivität von Schnee

$\varepsilon'_d$ : Permittivität von trockenem Schnee

$\Delta\varepsilon'_s$ : Inkrementelle Permittivität

Für die Abhängigkeit der inkrementellen Permittivität vom Wassergehalt wurden von diversen Autoren unterschiedliche Zusammenhänge gefunden. Nach Ausschluss jener Daten, die vom restlichen Datenbestand die größten Unterschiede aufweisen, kamen FROLOV & MACHERET (1999) zu folgendem Zusammenhang, der durch einen höheren Korrelationskoeffizienten ( $r = 0,915$ ) gekennzeichnet ist:

$$\Delta\varepsilon'_s = 16,7 * LWC_V + 42,5 * LWC_V^2$$

$\Delta\varepsilon'_s$ : inkrementelle Permittivität

$LWC_V$ : volumetrischer Wassergehalt

#### 1.3.6.3 Denoth-Meter

Das Denoth Meter ist ein tragbares Permittivitätsmessgerät, das aus einem flachen, kapazitiven Sensor und einer Rechen- und Displayeinheit besteht. Beide Teile sind mit einem Kabel verbunden (Abbildung 1-11). Die Stromversorgung wird mittels Batterie gewährleistet, die sich in der Recheneinheit befindet. Der plattenförmige Sensor misst die Permittivität auf einer Fläche von  $12,5 \times 13,5 \text{ cm}^2$  und besitzt eine Dicke von lediglich 1,5 mm. Die Messfrequenz beträgt 20 MHz. (DENOETH, 1994).



Abbildung 1-11: Denoth Meter mit Sensorplatte (links) und Rechen- bzw. Displayeinheit (rechts). (Foto: Martin Forster, 2014)

## Messvorgang

Zuerst muss der Sensor auf Schneetemperatur gekühlt werden. Danach wird eine Referenzmessung der Luft durchgeführt. Die Sensorplatte soll dabei sauber und trocken sein. Der korrekte Messwert ergibt sich durch Variation der an 2 Dioden anliegenden Spannung durch Drehen der beiden Knöpfe, bis das Messgerät den Minimalausschlag anzeigt. Der dazugehörige Referenzmesswert ( $U_{Ref}$ ) am LCD wird notiert. Danach kann die Schneemessung durchgeführt werden. Dazu sticht man den Sensor in die zu messende Schneesicht, stellt wiederum den Minimalausschlag ein und notiert den dabei angezeigten Wert ( $U$ ). Die Permittivität lässt sich danach mit folgender Formel ermitteln (DENOTH, 1994):

$$\varepsilon'_s = 1 + k * \log\left(\frac{U}{U_{Ref}}\right)$$

$\varepsilon'_s$ : Permittivität von Schnee

k: Kalibrierungsfaktor

U: Messwert im Schnee

$U_{Ref}$ : Referenzmesswert an der Luft

Die interne Elektronik wurde für die präzise und sensible Messung der Permittivität optimiert. Reduzierte Genauigkeit in der Bestimmung der dielektrischen Verluste  $\varepsilon''$  wurden dabei in Kauf genommen.

Die relative Genauigkeit der Bestimmung der Permittivität gibt DENOTH (1994) mit  $\approx 2\%$  an. Um den Wassergehalt der Schneedecke bestimmen zu können ist es zusätzlich zur dielektrischen Messung notwendig die Schneedichte zu messen. Da die Dichte innerhalb der Schneedecke stark variieren kann, muss die Dichte zu jeder einzelnen Denothmessung bestimmt werden. Der volumetrische Wassergehalt (LWC) lässt sich mit den abgelesenen Spannungswerten am Denoth-Meter und gemessener Dichte nach folgender Formel berechnen:

$$LWC_V = 4,69 * \left[ k * \log\left(\frac{U}{U_{Ref}}\right) - 2 * \rho_{rel} \right]$$

LWC: volumetrischer Wassergehalt

k: Kalibrierungskonstante

U: Messwert im Schnee

$U_{Ref}$ : Referenzmesswert an der Luft

$\rho_{rel}$ : Schneedichte relativ zu Wasserdichte

Um die Ansammlung von Wasser auf der Sensorplatte zu verhindern, werden Messungen oft mit vertikalem Sensor durchgeführt. Hierdurch wird die mögliche vertikale Auflösung an Messungen allerdings stark reduziert. Außerdem ist es so nicht möglich den Wassergehalt von dünnen Schichten zu messen. Bei kurzen Messungen ist die Gefahr von Wasseransammlungen allerdings gering. Deshalb werden solche Messungen meist mit horizontaler Sensorplatte durchgeführt. Das erhöht auch die vertikale Messauflösung. Um wasserführende Schichten mit einer Schichtdicke kleiner als 1-2 cm zu detektieren ist diese Auflösung allerdings noch zu gering (FIERZ & FÖHN, 1994).

### **1.3.7 Kapillare Barrieren in der Schneedecke**

#### **Markus Zöchling**

Wasserfluss in granularen Materialien wie Boden oder Schnee verhält sich ähnlich. Im Vergleich zum Boden ergeben sich allerdings im Schnee durch wiederholte Schmelz-Tau-Zyklen und die Metamorphose der Schneekristalle komplexere Zusammenhänge bei Wasserflussprozessen.

Ist genügend Schmelzwasser vorhanden, so wird ab einem bestimmten Zeitpunkt eine vertikale Abwärtsbewegung des Wassers aufgrund der Gravitation einsetzen. Die Geschwindigkeit der Perkolation ist dabei abhängig von der Schneestruktur und der Menge des freien Wassers (FIERZ & FÖHN, 1994).

Die natürliche Schichtung der Schneedecke als Resultat einer Serie von einzelnen Schneefallereignissen mit der zusätzlichen Einwirkung unterschiedlicher meteorologischer Faktoren kann wesentlichen Einfluss auf die Wasserbewegung innerhalb der Schneedecke haben. Gelangt das infiltrierte Wasser an eine wenig permeable oder undurchlässige Schichtgrenze, kann der vertikale Fluss gebremst werden und das Wasser staut sich und fließt in weiterer Folge schichtparallel ab. Ein solcher Stauhorizont kann unterschiedlicher Natur sein: Eislamellen, eingeschneite Schmelzharschdeckel oder kapillare Barrieren können den vertikalen Wasserfluss behindern.

Der Effekt von kapillaren Barrieren ist gleichermaßen auch in Böden vorherrschend (u. a.: BUSSIÈRE ET AL., 2003; KHIRE, BENSON & BOSSCHER, 2000; YANG ET AL., 2004). Hier wird beispielsweise die Eignung von kapillaren Barrieren zur Unterbindung der Perkolation in Mülldeponien untersucht. Besonders wirkungsvoll sind diese in ariden bzw. semi-ariden Klimaten. Umgelegt auf Schnee bedeutet das eine hohe Effektivität der Barrieren bei trockenem Schnee.

Die Ausbildung einer kapillaren Barriere kann bei ungesättigten Verhältnissen stattfinden, wenn eine feinkörnigere Schicht über einer grobkörnigeren liegt. Durch die deutlich höhere kapillare Saugspannungen in der feinkörnigeren Schicht wird der Wassereintritt in die

darunterliegende Schicht verhindert und es bildet sich ein Stauhorizont an der Schichtuntergrenze der oberen Schneeschicht. Das Wasser wird so lange gestaut, bis der Wasserdruck zu groß wird und die kapillare Barriere durchbrochen wird. Durch den entstehenden Stau effekt kann das Wasser an geneigten Flächen in den betroffenen Schichten bis zu einigen Metern weit hangabwärts fließen. Im Vergleich dazu haben Schichten mit größeren Kristallen über Schichten mit kleineren Kristallen kaum Einfluss auf die Perkolation (CONWAY & RAYMOND, 1993; FIERZ ET AL., 2009; PEITZSCH, BIRKELAND & HANSEN, 2008; WALDNER ET AL., 2004).

Laut PEITZSCH (2009) kann aber lediglich durch die Präsenz zweier Schichten mit unterschiedlichen Korngrößen (klein über groß) nicht auf stauendes Verhalten geschlossen werden. Schon geringe Unterschiede des Kristalltyps können das Stauverhalten beeinflussen. Die Effektivität einer kapillaren Barriere hängt nach BAGGI & SCHWEIZER (2009) vom Unterschied der Korngrößen der beiden Schichten ab. Je größer der Unterschied und je kleiner dabei die kleinere Kornfraktion, desto größer ist das Potential Wasser zurückzuhalten (Tabelle 1-4).

Neben unterschiedlichen Korngrößen in Schichten, die eine kapillare Barriere ausbilden, wurden auch weitere Eigenschaften der beteiligten Schichten untersucht. So kam PEITZSCH (2009) zu dem Ergebnis, dass die Schneedichten von zwei Schichten, an deren Übergang Wasser gestaut wurde, sich signifikant unterscheiden. Die obere Schicht wies dabei geringere Dichten auf als die jeweils untere. Dieses Ergebnis unterscheidet sich allerdings von jenem von WALDNER ET AL. (2004). Ebenfalls wurden die Rammhärten sowie die Schneetemperaturen der Schichten untersucht. Bei beiden wurden keine Zusammenhänge gefunden.

Am Stauhorizont wird durch das zusätzliche Wasser die Reibung großflächig vermindert und es kann zur Instabilitäten in der Schneedecke führen. Das gestaute Wasser wirkt dabei wie ein Schmierfilm und dient als potentielle Gleitschicht. (CONWAY & RAYMOND, 1993; MCCLUNG & SCHAEERER, 2006). Auch BAGGI & SCHWEIZER (2009) fanden Zusammenhänge mit dem Vorhandensein kapillarer Barrieren in der Schneedecke und Tagen mit hoher Anzahl von nassen Schneebrettlawinen.

Ausführlicheres zu diesem Thema in Kapitel 2.5.

Tabelle 1-4: Effektivität von kapillaren Barrieren aufgrund Korngrößenunterschieden der Schichten (BAGGI & SCHWEIZER, 2009). Die Schreibweise [a, b[ kennzeichnet ein rechtsoffenes Intervall und bedeutet, das Intervall enthält a, aber nicht b (vgl.  $a \leq x < b$ ).

Potentielle Effektivität	Kriterium
gering	Korngrößenunterschied [0,5 mm;1 mm[, Kleinstkristalle $\leq 0,5$ mm Korngrößenunterschied [1 mm;1,5 mm[, Kleinstkristalle $> 0,5$ mm
mittel	Korngrößenunterschied [1 mm;1,5 mm[, Kleinstkristalle $s \leq 0,5$ mm Korngrößenunterschied [1,5 mm;2 mm[, Kleinstkristalle $> 0,5$ mm
hoch	Korngrößenunterschied $\geq 1,5$ mm, Kleinstkristalle $\leq 0,5$ mm Korngrößenunterschied $\geq 2$ mm, Kleinstkristalle $> 0,5$ mm

### 1.3.8 Stabilitätstests der Schneedecke

#### Markus Zöchling

Die Bewertung der Stabilität einer Schneedecke ist essentiell für die Prognose von Lawinen (MCCLUNG & SCHAEERER, 2006). Die Stabilität ergibt sich als das Verhältnis von Widerstand zu Einwirkung auf eine betrachtete Schwachschicht. Beurteilung der Stabilität bedeutet die Abschätzung der Wahrscheinlichkeit eines Lawinenabganges für die derzeitigen Schneeeverhältnisse (SCHWEIZER & WIESINGER, 2001). Hierzu müssen Daten über den Zustand der Schneedecke erhoben und interpretiert werden. Zu den eindeutigen Zeichen einer instabilen Schneedecke zählen die Beobachtung frischer Lawinenabgänge oder sogenannte Whumpf-Geräusche, die auf das Kollabieren der Schwachschicht hinweisen. Doch nicht alle Daten sind so eindeutig zu interpretieren. Mit Hilfe von Stabilitätstest wird untersucht welchen Einwirkungen die Schneedecke standhalten kann. Daraus wird auf die Gefahr eines Lawinenabganges geschlossen. Die Interpretation dieser Tests ist allerdings nicht ganz einfach und die Tests weisen eine Falschaussage der Stabilität in etwa 10 % der Fälle auf (BIRKELAND & CHABOT, 2006; SIMENHOIS & BIRKELAND, 2009).

Ein guter Stabilitätstest soll eine stabile und eine instabile Schneedecke gleichermaßen ermitteln. Kombinationen von unterschiedlichen Tests sind hierbei nützlich (SCHWEIZER & JAMIESON, 2010b).

Ein Stabilitätstest stellt lediglich eine Punktmessung dar. Aufgrund der großen räumlichen Variabilität der Eigenschaften der Schneedecke ist die Durchführung eines einzelnen Stabilitätstests daher nicht repräsentativ für den gesamten Hang (HALADUICK, SCHIRMER & JAMIESON, 2013). Die Durchführung eines 2. Tests am selben Hang in einer Entfernung größer als die Autokorrelationsdistanz (10 m) vom ersten Test kann die Zuverlässigkeit der

Testergebnisse erhöhen. Bei unterschiedlichen Ergebnissen am selben Hang ist jenes ausschlaggebend, das die Schneedecke als weniger stabil beurteilt (SCHWEIZER & BELLAIRE, 2010; SCHWEIZER & JAMIESON, 2010b)

Die Auslösung einer Schneebrettlawine besteht aus 2 aufeinanderfolgenden Prozessen: Bruchinitiierung (Bruchauslösung) und Bruchfortpflanzung in einer Schwachschicht. Um die Wahrscheinlichkeit einer Schneebrettlawine bestmöglich abschätzen zu können, muss der Stabilitätstest zuverlässige Informationen über beide Prozesse liefern. Obwohl zur Bruchfortpflanzung eine vorherige Bruchauslösung stattfinden muss, ist die Tendenz der Schwachschicht zur Bruchfortpflanzung unabhängig von der Leichtigkeit der Auslösung (SCHWEIZER, JAMIESON & SCHNEEBELI, 2003).

Traditionelle Stabilitätstests der Schneedecke sind der Schaufel-Scher-Test (shovel-shear-test, ST), der Scherrahmentest, der Kompressionstest (compression test, CT) und der Rutschblock Test (RB). In der jüngeren Vergangenheit wurden weitere Tests entwickelt, um speziell die Bruchfortpflanzung testen zu können: der Extended Column Test (ECT) und der Propagation Saw Test (PST). Jene Tests, deren Fläche groß genug ist, um Bruchfortpflanzung zu ermöglichen (RB, ECT, PST), liefern generell genauere Ergebnisse als Tests mit kleinerer Fläche (z.B. CT). Untersuchungen haben gezeigt, dass RB, ECT und PST ähnliche Genauigkeiten aufweisen. Auch bei Schneedeckenuntersuchungen von Experten ist mit einer Fehlerrate von mindestens 5 – 10 % zu rechnen (SCHWEIZER & JAMIESON, 2010b).

Im Zuge dieser Arbeit wurden von uns der Extended Column Test und der Propagation Saw Test durchgeführt.

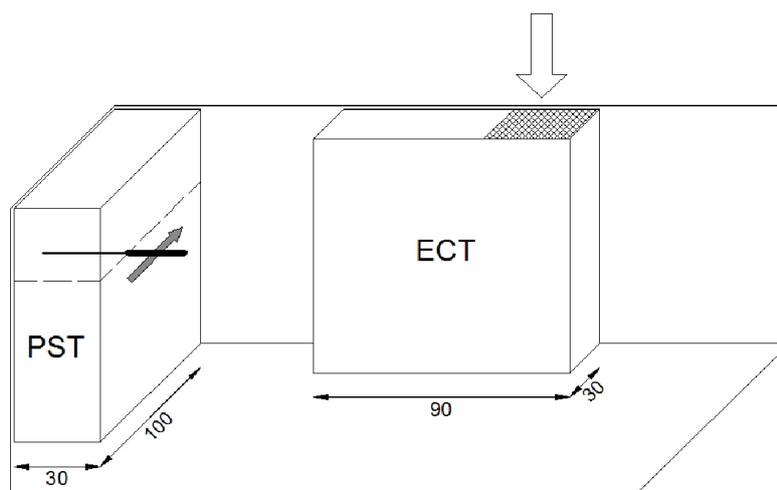


Abbildung 1-12: Schematische Skizze der verwendeten Stabilitätstest (Maße in cm). Beim PST wird eine Schneesäge durch die Schwachschicht gezogen, der ECT wird durch genormte Schläge auf die schraffierte Fläche getestet. Die hintere Seite wird mit einer Schnur durchgesägt, um den Testblock jeweils von der umgebenden Schneedecke zu isolieren.

### **1.3.8.1 Extended Column Test (ECT)**

Der große Unterschied des Extended Column Tests (ECT) zu anderen Stabilitätstest wie etwa dem Compression Test oder dem Rutschblock ist, dass der ECT neben der Bruchauslösung auch Aussagen über die Bruchausbreitung zulässt. Durch das, im Vergleich zum CT, vergrößerte Volumen und somit auch der größeren planaren Ausbreitung der Schwachschicht durch die „erweiterte Säule“, kann die Bruchfortpflanzung getestet werden. Sind die Schneedeckenverhältnisse instabil, so wird sich der Bruch nach dessen Auslösung rasch über die gesamte Breite der Säule fortpflanzen. Bei stabilen Verhältnissen hingegen kann ein Bruch der Schwachschicht zwar initiiert werden, es findet allerdings keine Bruchfortpflanzung statt. Bei mehreren Studien konnte mit dem ECT erfolgreich zwischen stabiler und instabiler Schneedecke unterschieden werden (MONER ET AL., 2008; SIMENHOIS & BIRKELAND, 2006; WINKLER & SCHWEIZER, 2008).

Weitere Untersuchungen zeigen eine geringere Anzahl an falsch-stabilen Testergebnissen (Test zeigt Hang – obwohl instabil – als stabil an) als bei anderen Stabilitätstests, wie etwa dem PST. Verglichen mit dem PST weist der ECT jedoch eine höhere Anzahl an falsch-instabilen Ergebnissen auf. Die zu testenden Schwachschichten sollten beim ECT nicht tiefer als etwa 1,3 m liegen, da die aufgebrachte Einwirkung nur in begrenzte Tiefe übertragen wird und tieferliegende Schwachschichten nicht getestet werden können (ROSS & JAMIESON (2008);SIMENHOIS & BIRKELAND (2009).

Für die Bruchfortpflanzung benötigt der ECT eine minimale Mächtigkeit und Härte des Schneebretts (slab). Bei weichen, dünnen Slabs findet eine Bruchauslösung zwar statt, der Bruch breitet sich allerdings nicht über die gesamte Breite fort (ROSS & JAMIESON, 2008).

Bei der Durchführung mehrerer ECTs an einem stabilen Hang zeigten SIMENHOIS & BIRKELAND (2006) eine hohe Gleichmäßigkeit der Testergebnisse.

### **Testdurchführung und Ergebnisinterpretation**

Die zu testende Säule ist 90 cm breit (quer zum Hang) und 30 cm tief (hangaufwärts) Die seitlichen Wände werden freigeschaufelt, die hintere Wand wird mit einer Schnur gesägt und die Säule somit von der umgebenden Schneedecke isoliert. Anschließend wird das Schaufelblatt am seitlichen Rand des Blocks aufgelegt und nacheinander je 10 Schläge aus der Hand, dem Ellenbogen und der Schulter aufgebracht. Die Anzahl der Schläge bis ein Bruch ausgelöst wird wird aufgezeichnet. Weiters wird notiert, ob und wie weit sich der Bruch bei weiteren Schlägen fortpflanzt (SIMENHOIS & BIRKELAND, 2009; WINKLER & TEHEL, 2009). Die möglichen Ergebnisse sind in Tabelle 1-5 dargestellt.

Tabelle 1-5: Aufzeichnung von ECT-Ergebnissen (SIMENHOIS & BIRKELAND, 2009)

Aufzeichnung	Kriterium
ECTPV	Bruchauslösung und –fortpflanzung durch die gesamte Schwachschicht während des Isolierens der Testsäule
ECTP#	Bruchauslösung und –fortpflanzung durch die gesamte Schwachschicht beim #ten Schlag oder Bruchauslösung beim #ten Schlag und Bruchfortpflanzung durch die gesamte Säule beim #ten + 1 Schlag
ECTN#	Bruchauslösung beim #ten Schlag ohne Bruchfortpflanzung durch die gesamte Schwachschicht beim #ten oder #ten + 1 Schlag
ECTX	Kein Bruch in der Schwachschicht während des Tests.

Die ECT-Ergebnisse sind relativ einfach zu interpretieren: ECTPV und ECTP# weisen aufgrund der hohen Neigung zur Bruchausbreitung auf instabile Verhältnisse hin, während ECTN ein Indikator für eine generell stabile Schneedecke darstellt. ECTX-Ergebnisse zeigen prinzipiell ebenfalls stabile Verhältnisse an, eine Aussage über die Bruchfortpflanzung kann allerdings nicht getätigt werden. CAMPBELL & JAMIESON (2007) zeigen, dass die Variabilität der benötigten Kraft zur Bruchauslösung an unterschiedlichen Stellen am gleichen Hang sehr groß ist. Durch die beträchtliche Anzahl von falsch-stabilen Aussagen, wenn ECTX als stabil gewertet wird, empfehlen SIMENHOIS & BIRKELAND (2009) bei ECTX-Ergebnissen weitere Untersuchungen mit anderen Stabilitätstest durchzuführen.

In den letzten Jahren ist der ECT bei Stabilitätsuntersuchungen der Schneedecke der laut BIRKELAND & CHABOT (2012) am meisten angewandte Test (es wurden nur Daten aus [www.snowpilot.org](http://www.snowpilot.org) für die Studie verwendet). Das liegt in der relativ kurzen Vorbereitungszeit des ECTs, der guten Interpretierbarkeit der Ergebnisse, sowie der Aussagekräftigkeit über Bruchauslösung und –fortpflanzung begründet.

### **1.3.8.2 Propagation Saw Test (PST)**

Der PST wurde entwickelt um gezielt die Bruchfortpflanzungsfähigkeit einer Schwachschicht in Kombination mit dem darüberliegenden Schneebrett (engl.: slab) im Feld zu testen (GAUTHIER & JAMIESON, 2006; GAUTHIER, 2007) und hat sich als nützliches Werkzeug zur Stabilitätsbewertung der Schneedecke herausgestellt (GAUTHIER, ROSS & JAMIESON, 2008). In einer Studie zeigten GAUTHIER & JAMIESON (2008a), dass der PST die Bruchfortpflanzung besser als andere Stabilitätstests vorhersagen kann, allerdings eine laut GAUTHIER & JAMIESON (2008b) höhere Rate an falsch-stabilen Ergebnissen aufweist. Dieser mit 27 % relativ hohe Anteil an falsch-stabilen Ergebnissen ist laut GAUTHIER ET AL. (2008) bei Vorhandensein eines

dünnen, weichen Slabs mit großen Kristallen in der Schwachschicht und bei Verwendung von längeren Testsäulen (> 1 m) wahrscheinlicher. Für den praktischen Gebrauch als Werkzeug zur Stabilitätsabschätzung der Schneedecke können falsch-stabile Ergebnisse dramatische Folgen haben, wenn ein Hang befahren wird, der laut Test stabil ist, in Wirklichkeit allerdings hohe Instabilitäten aufweist. Auf der sicheren Seite hingegen liegt man mit falsch-instabilen Ergebnissen, die eine instabile Schneedecke anzeigen, obwohl sie eigentlich stabil ist.

### **Testdurchführung und Ergebnisinterpretation (GAUTHIER, 2007; ROSS & JAMIESON, 2012)**

Der Standard-PST wird an einer Säule mit 30 cm quer zum Hang und 100 cm hangaufwärts, oder, wenn die Tiefe der zu untersuchenden Schwachschicht größer als 100 cm ist, einer mit dieser Tiefe entsprechend langen Säule, durchgeführt. 2 Seiten werden üblicherweise freigeschaufelt, die anderen beiden Seiten mit einer Schnur gesägt, um so einen von der umgebenden Schneedecke isolierten Block zu erhalten. Die Tiefe der Isolation muss größer als die zu testende Schwachschicht sein. Nach Bestimmung der Schwachschicht wird die Bruchauslösung durch das Durchziehen der Schneesäge mit dem stumpfen Ende voran hangaufwärts durch die Schwachschicht simuliert. Die Säge wird bis zum Einsetzen der Bruchausbreitung gezogen. Die Position der Säge bei Einsetzen des Bruches wird vermerkt und die gesägte Distanz als Teil des Ergebnisses notiert.

Es sind 3 unterschiedliche Testergebnisse möglich (Tabelle 1-6). ROSS & JAMIESON (2012) schlagen folgende Struktur bei der Aufzeichnung der Ergebnisse im Feld vor:

x/y (arr/sf/end) down z on yymmdd on a  $\Psi$  slope

x steht dabei für die Schnittlänge, y für die Säulenlänge, (arr/sf/end) für das beobachtete Testergebnis, z für die vertikale Tiefe der Schwachschicht, yymmdd für das Datum des Einschneierens der Schwachschicht und  $\Psi$  für die Hangneigung.

Keine Studie zeigte einen Zusammenhang der absoluten Schnittlänge alleine mit Lawinenabgängen. Die Kombination aus PST-Ergebnis und relativer Schnittlänge lässt folgende Interpretationen des Tests zu und deutet auf hohe oder niedrige Wahrscheinlichkeit der Bruchfortpflanzung hin:

- Propagation likely (propL)  
Bruchauslösung und -fortpflanzung bis ans Blockende (end) bei einer Schnittlänge < 50 % der Blocklänge.
- Propagation unlikely (propUL)  
Alle anderen Ergebnisse.

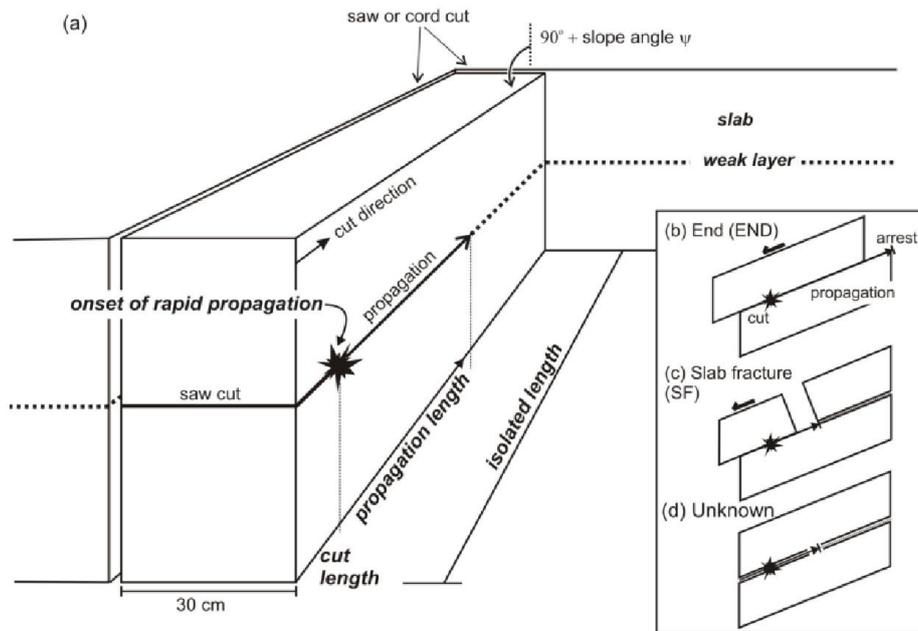


Abbildung 1-13: Schematische Darstellung der PST-Methode mit relevanten Parametern und Variablen: (a) Ansicht der isolierten Testsäule, (b) Bruchfortpflanzung bis zum Ende des Blocks, (c) Stopp der Bruchfortpflanzung durch Bruch des Schneebretts über dessen gesamte Mächtigkeit, (d) Stopp der Bruchfortpflanzung an einem beliebigen Punkt (GAUTHIER & JAMIESON ,2006a)

Tabelle 1-6: Mögliche PST-Ergebnisse (ROSS & JAMIESON, 2012)

Aufzeichnung	Kriterium
end	Bruchfortpflanzung vom Ende der Säge bis zum Ende der isolierten Testsäule
slab fracture (sf)	Bruchfortpflanzung durch einen Teil der Säule bis zu einem Punkt, wo die Bruchausbreitung stoppt und das darüberliegende Schneebrett annähernd normal zur Ebene der Schwachschicht über die gesamte Mächtigkeit bricht
self arrest (arr)	Bruchfortpflanzung bis zu einem beliebigen Punkt wo diese stoppt und sich nicht weiter ausbreitet

Ein großer Vorteil des PST im Vergleich mit dem ECT ist die größere Tiefe, in der sich die zu testende Schwachschicht befinden kann. Die Schwachschicht wird beim PST direkt getestet und nicht, wie bei anderen Tests, durch dynamische Lastübertragung durch die Schneesäule auf die Schwachschicht. Dadurch ist die Lage der Schwachschicht in der Schneedecke nicht von so großer Bedeutung (max. 1,3 m Tiefe beim ECT). Lediglich die Mehrarbeit beim Freischaufeln tiefliegender Schwachschichten muss in Kauf genommen werden. Der PST wurde in mehreren Untersuchungen auf Schwachschichten bis 2,85 m Tiefe erfolgreich angewendet (GAUTHIER & JAMIESON, 2008b; ROSS & JAMIESON, 2008; SIMENHOIS & BIRKELAND, 2008).

Wie auch beim ECT scheint eine minimale Mächtigkeit des Schneebretts von etwa 30 cm nötig zu sein, um die Bruchfortpflanzung auszulösen. Tests an weniger mächtigen Slabs resultieren meist in slab fractures (sf, Tabelle 1-6). Dickere und härtere Schneebretter benötigen eine größere Schnittlänge um einen Bruch auszulösen, zeigen allerdings auch eine erhöhte Tendenz zur Bruchfortpflanzung (ROSS & JAMIESON, 2008). Die Schnittrichtung sowie die Hangneigung haben keinen Einfluss auf die Testergebnisse und der Test funktioniert auch im flachen Terrain (GAUTHIER, 2007).

Im Vergleich zu anderen Stabilitätstests, nennt GAUTHIER (2007) folgende Nachteile des PST:

- Zu testende Schwachschichten müssen im Vorhinein manuell gefunden und bestimmt werden. Eventuell sind Standard-Stabilitätstests nötig, um die zu testende Schicht zu finden.
- Vorbereitende Maßnahmen, vor allem das Ausgraben der Testsäule bei tief liegenden Schwachschichten, sind mit erhöhtem Aufwand verbunden verglichen mit Standard-Stabilitätstests.
- Der Schnitt durch die Schwachschicht kann leicht von der Ebene der Schwachschicht abweichen, was zu keinem aussagekräftigen Ergebnis führt und die Durchführung eines weiteren PSTs zur Folge hat.

### **Adaption der Testdurchführung**

Mehrere unterschiedliche Ansätze wurden diskutiert, um die Testergebnisse des PST zu verbessern. Doch weder die Anpassung der Säulenlänge an die Tiefe der Schwachschicht anstatt der fixen Länge von 100 cm, noch das Nicht-Abtrennen des oberen Endes der Säule von der umgebenden Schneedecke brachten eine erhöhte Genauigkeit. Im Gegenteil, die adaptierten Tests waren mit erhöhtem Arbeitsaufwand und schwierigerer Interpretation der Testergebnisse verbunden. Auch die Auswirkung von unterschiedlichen Dicken des Sägeblattes wurde untersucht. Es zeigten sich zwar größere Schnittlängen bei der Verwendung von dünneren Sägeblättern, doch auf das Ergebnis  $propL/propUL$  hatte dies nur geringe Auswirkungen, die in ihrer Größe auch aufgrund von anderen Unsicherheiten wie etwa der räumlichen Variabilität stammen können (GAUTHIER ET AL., 2008; ROSS & JAMIESON, 2012). BAIR ET AL. (2013) stellten eine erhöhte Rate an stabilen Ergebnissen bei Verlängerung der Testsäule auf bis zu 10 m fest.

#### **1.3.8.3 Eignung von Stabilitätstests im Nassschnee**

Wenige Studien setzten sich bisher mit der Anwendbarkeit von Stabilitätstest im Nassschnee auseinander (TECHEL, 2010).

Die populärsten Stabilitätstests im Nassschnee sind Kompressionstest (CT), Rutschblock (RB) und Schaufel-Scher-Test (ST). Sie alle werden im Nassschnee allerdings deutlich weniger häufig angewendet als in trockenen Verhältnissen. Grund dafür ist die schwierigere Beurteilung der Ergebnisse und die dadurch entstehende geringe Zuverlässigkeit der Tests (REARDON & LUNDY, 2004; SCHWEIZER, 2002).

Speziell die zeitlich stark begrenzte Aussagekraft der Testergebnisse aufgrund sich rasch ändernder Stabilitätseigenschaften der nassen Schneedecke (innerhalb von Stunden oder sogar Minuten) stellt sich als problematisch dar. In einer Umfrage befanden lediglich 35 % der Befragten Stabilitätstests im Nassschnee als nützlich. Allgemein betrachtet liefern Tests bei feuchtem Schnee zwar zusätzliche Informationen, die Interpretation der Ergebnisse ist allerdings mit großen Unsicherheiten behaftet. Weiterführende Untersuchungen könnten hier hilfreich sein. (TECHEL & PIELMEIER, 2009).

BROWN (2008) verglich in seiner Studie den CT, ECT, PST und ST in einer Schneedecke mit basalem Tiefenreif während der Frühjahrschmelze. Die Ergebnisse zeigen, dass eine Abnahme der Stabilität im Tagesverlauf mit den Stabilitätstest abbildbar ist: Die Auslösungsstufe des Tests ist bei morgendlichen Untersuchungen höher (größere Stabilität) als am Nachmittag, wenn die Durchnässung fortgeschritten ist.

Auch TECHEL (2010) führte Untersuchungen über die Eignung von Stabilitätstest zur Prognose von Nassschneelawinen durch. Es zeigte sich, dass beispielsweise an Strahlungstagen ein morgendlicher RB mit einem niedrigerem bis mittlerem Score bei tiefliegenden Schwachschichten mit der Auslösung von Nassschneelawinen am Nachmittag korreliert.

### **1.3.9 Schneeprofil**

#### **Markus Zöchling**

Mit Hilfe der mit einem Schneeprofil erhobenen Daten über die Schneedecke können Aussagen über Eigenschaften und Stabilität der Schneedecke getätigt werden.

Ein Schneeprofil ist eine vertikale Klassifizierung aller in der Schneedecke vorkommenden unterschiedlichen Schichten an einem bestimmten Ort. Die Schichten unterscheiden sich dabei vor allem in Hinsicht ihrer Kornform und -größe, Härte und Dichte.

Da ein Schneeprofil eine Punktmessung darstellt, soll es an einem repräsentativen Ort durchgeführt werden. Um die Mächtigkeit der Schneedecke abschätzen zu können ist es sinnvoll diese zuerst zu sondieren. An einem geeigneten Profilstandort wird dann ein Schneeschacht ausgegraben. Das Profil sollte an einer im Schatten liegenden Profilwand erstellt werden, an der die Schneekristalle während der Aufnahme nicht durch die einfallende Sonnenstrahlung verändert werden. Die für jede Schneesicht aufzunehmenden Parameter sind in Tabelle 1-7 aufgelistet. Zusätzlich zu den schneedeckenspezifischen Parametern

werden noch der Name des Beobachters, Profilort (eventuell mit Koordinaten), Uhrzeit, Hangneigung, Exposition, Seehöhe, Lufttemperatur, Niederschlagart und -intensität, Windgeschwindigkeit sowie der Bewölkungsgrad notiert

Tabelle 1-7: Aufzunehmende Parameter bei einem Schneeprofil (modifiziert nach FIERZ ET AL., 2009)

Parameter	Einheit / Beurteilung
Schichtdicke (von – bis)	cm
Kristallform	siehe Kapitel 1.3.1
Kristallgröße	mm
Schneehärte (Handhärte)	Eis – Messer – Bleistift – Finger – 4 Finger - Faust
Schneedichte	kg/m <sup>3</sup>
Schneetemperatur	°C
Feuchte	trocken – schwach feucht – feucht – nass – sehr nass

### 1.3.10 Rammprofil

#### Markus Zöchling

Für Forschungszwecke ist es zusätzlich zur Bestimmung der Handhärte sinnvoll ein Rammprofil mit Hilfe einer Rammsonde durchzuführen.

Ein Rammprofil stellt eine von der Schneeoberfläche bis zum Boden durchgehende Messung der Härte der Schneedecke (Rammhärte) dar. Die Schneedecke muss dazu nicht aufgedrückt werden. Es wird dabei ein definiertes Gewicht (Rambbär) aus bekannter Höhe so oft auf die Rammsonde fallengelassen, bis die Sonde ca. 3 - 5 cm in die Schneedecke einsinkt. Über eine Skala an der Sonde wird die Einsinktiefe abgelesen und mit der dazugehörigen Rammanzahl notiert. Der Vorgang wird wiederholt, bis die Spitze der Rammsonde den Boden erreicht (LAND TIROL, 2000).

Der Rambbär soll dabei aus einer Höhe fallengelassen werden, die gering genug ist um weiche Schichten nicht zu „übersehen“, aber dennoch harte Schichten mit einer angemessenen Anzahl an Schlägen durchdringen zu können. Erfahrung und Fingerspitzengefühl erleichtern dies.

Die vertikale Auflösung ist limitiert. Dünne Schichten, weiche sowie harte, können leicht übersehen werden. Ab einer Dicke von 5 – 10 cm können weiche Schichten, wie etwa basale Schwachschichten, erkannt werden (SCHWEIZER & WIESINGER, 2001).

### 1.3.11 PeliCase

#### Markus Zöchling

Um die Entwicklung der Schneetemperatur und –feuchte über einen längeren Zeitraum (2 Monate) online mitverfolgen zu können, wurden 8 Stück digitale Bodenfeuchte und –temperatursensoren in der Schneedecke installiert. Zusätzlich dazu wurde die Schneetemperatur noch mit 3 analogen Sensoren gemessen. Ein Datenlogger (Campbell Scientific CR800) speicherte die Messdaten vor Ort und ein Modem wurde verwendet, um die Daten online verfügbar zu machen. Die Stromversorgung wurde mittels Batterie sichergestellt. Alles zusammen war in einem wasserdichten Schutzkoffer der Firma Peli ([www.peli.com](http://www.peli.com)), einem sogenannten PeliCase untergebracht.



Abbildung 1-14: PeliCase mit Datenlogger, Batterie und Modem (nicht sichtbar), sowie Feuchtigkeits- und Temperatursensoren (Foto: Markus Zöchling, 2014)

#### 1.3.11.1 Decagon 5TM Sensoren

Die 5TM Sensoren der Firma Decagon messen sowohl Feuchtigkeit (volumetrischer Wassergehalt) und Temperatur. Der Wassergehalt wird allerdings nicht direkt bestimmt, sondern muss über die Messung der dielektrischen Leitfähigkeit (siehe Kapitel 1.3.6.2) mit zusätzlicher Bestimmung der Schneedichte errechnet werden. Die dielektrische Leitfähigkeit wird mit 70 MHz gemessen. Der Sensor selbst ist durch einen Polyurethanüberzug wassergeschützt.

Die Messauflösung der dielektrischen Leitfähigkeit liegt bei 0,1 bei  $\epsilon$ -Werten von 1 - 20 und bei 0,75 bei  $\epsilon$  von 20 - 80. Die Genauigkeit ist mit  $\pm 1$  bei  $\epsilon = 1 - 40$  und  $\pm 15\%$  bei  $\epsilon = 40 - 80$ . Der messbare Temperaturbereich erstreckt sich von  $-40$  bis  $+60$  °C bei einer Auflösung von 0,1 °C und einer Genauigkeit von  $\pm 1$  °C (DECAGON DEVICES INC., 2014).



Abbildung 1-15: Feuchtigkeits- und Temperatursensor (DECAGON DEVICES INC., 2014)

## 1.4 Nassschnee

### Martin Forster

Es besteht ein fundamentaler Unterschied zwischen trockenem und nassem Schnee, da flüssiges Wasser eine Umgestaltung der Kornformen und Kornbindungen bewirkt. Im Nassschnee wird zwischen Schnee mit hohen Wassergehalten und Schnee mit niedrigen Wassergehalten unterschieden (COLBECK, 1997).

In der „*International Classification of Seasonal Snow on the Ground*“ wird zwischen trocken ( $LWC_v = 0\%$ ), feucht ( $LWC_v < 3\%$ ), nass ( $LWC_v = 3-8\%$ ), sehr nass ( $LWC_v = 8-15\%$ ) und Sulz ( $LWC_v > 15\%$ ) unterschieden (FIERZ ET AL., 2009). Auf die genauen unterschiedlichen Eigenschaften von Schnee mit hohen und Schnee mit niedrigen Wassergehalten wird im Kapitel 1.4.4 näher eingegangen.

Schnee, der eine Temperatur unter  $0^\circ\text{C}$  aufweist, enthält kein flüssiges Wasser. Der Flüssigwassergehalt beträgt somit  $0\%$  und der Schnee ist trocken. Damit von Nassschnee gesprochen werden kann, muss flüssiges Wasser entweder in der gesamten Schneedecke, oder in einigen Schichten der Schneedecke vorhanden sein. Erst wenn sich die Schneetemperatur auf  $0^\circ\text{C}$  erwärmt hat, führt die zugeführte Energie zum Schmelzen. Die Temperatur von Schnee kann deshalb niemals wärmer als  $0^\circ\text{C}$  sein, da die überschüssige Energie zum Schmelzen verwendet wird (LAND TIROL, 2000). Nassschnee ist ein sehr komplexes Medium, da feuchter Schnee ein Drei-Phasen-Gemisch aus Luft, Eis-Kristallen und Wasser darstellt (MCCLUNG & SCHAERER, 2006). Flüssiges Wasser gelangt durch Regen und/oder Schmelzvorgänge in die Schneedecke. Schmelzvorgänge an der Schneeoberfläche hängen zu einem großen Teil von der eintreffenden kurzwelligen Strahlung ab, die sich mit der Hangneigung und der Höhenlage ändert (TECHEL & PIELMEIER, 2011).

Auch durch den Austausch von Wärme aus der Luft wird der Schneeoberfläche Energie zugeführt. Damit dieser Vorgang zum Schmelzen führen kann, muss die Lufttemperatur positiv sein. Umgekehrt kann die Schneeoberfläche bei leicht positiver Lufttemperatur gefrieren. Dieser Vorgang kann auftreten, wenn keine Bewölkung vorhanden ist und die Schneedecke Wärme in Form von langwelliger Strahlung in den Weltraum abgibt. Die Schneedecke darf bei diesem Vorgang natürlich keiner direkten Sonneneinstrahlung ausgesetzt sein. Keine Bewölkung, trockene Luft und wenig Wind sind die besten Bedingungen für ein Auskühlen der Schneedecke (MITTERER & SCHWEIZER, 2013a). Alle Faktoren, aufgrund welcher der Schneedecke Energie zugeführt werden bzw. wodurch die Schneedecke Energie abgibt, werden in der so genannten Energiebilanz der Schneedecke gegenübergestellt (Kapitel 1.3.4.1).

### 1.4.1 Dichte und Setzung

Im Vergleich zu Neuschnee, der einen Porenanteil von 90 % und eine Dichte von ca.  $100 \text{ kg/m}^3$  aufweist, befindet sich die Dichte von Nassschnee zwischen  $300 - 600 \text{ kg/m}^3$  mit einem Porenanteil zwischen 35 und 67 % (LAND TIROL, 2000). Vor allem bei beginnender Durchfeuchtung ist eine starke Setzung und somit eine deutliche Zunahme der Dichte feststellbar (BRUN, 1989). TECHEL (2010) stellte fest, dass nur bei runden Kornformen eine Zunahme der Dichte bei beginnender Durchfeuchtung zu verzeichnen ist, nicht jedoch bei kantigen Kristallen. Bei höheren Wassergehalten werden die Setzungsraten wieder geringer.

### 1.4.2 Wasserfluss in der Schneedecke

Welches Fließmuster flüssiges Wasser in einer Schneedecke ausbildet, hängt von der Porosität und Durchlässigkeit der Schneeschichten ab (TECHEL, 2010). Porosität und Durchlässigkeit von Schnee hängen hauptsächlich von der Schneestruktur, der Dichte und den Korngrößen ab (OBERHAMMER, 2014). Grobkörniger Schnee weist eine höhere Durchlässigkeit als feinkörniger Trockenschnee auf (TECHEL, 2010). Ist flüssiges Wasser an der Oberfläche vorhanden, sickert dieses selten einheitlich tiefer in die Schneedecke. Selbst unter kontrollierten Bedingungen im Labor ist es schwer, eine homogene Verteilung zu erzielen (BRUN, 1989). Infiltriert Wasser eine Schneedecke, bewegt es sich der Schwerkraft folgend in kleinen oder größeren Fließkanälen. An undurchlässigen Schichten fließt es schicht- und hangparallel oder staut sich an diesen undurchlässigen Schichtgrenzen (MCCLUNG & SCHAERER, 2006).

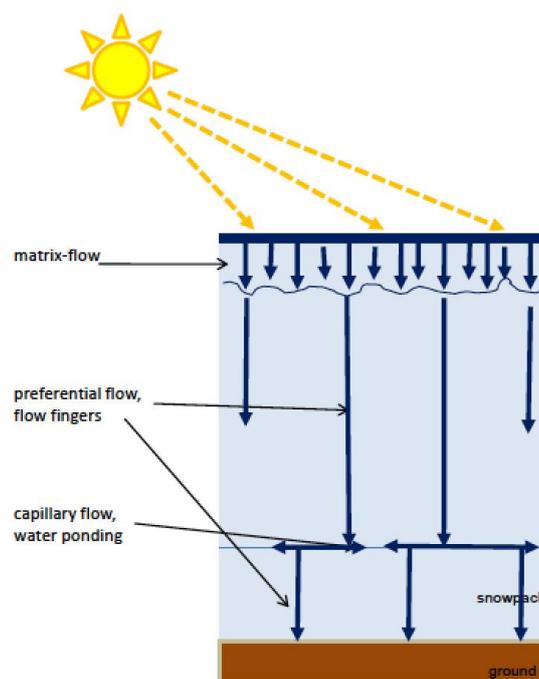


Abbildung 1-16: Fließmuster in der Schneedecke: Matrix-, Preferential-, und Capillary- Flow. (TECHEL, 2010)

Die Stratigraphie - dabei handelt es sich um die natürliche Schichtung der Schneedecke - die aus verschiedenen Schneefallperioden resultiert, stellt einen sehr wichtigen Faktor für das Eindringverhalten des Wassers (BAGGI & SCHWEIZER, 2009) und damit für die Stabilität der Schneedecke dar.

Die Schneedecke ist ausschlaggebend für die Wasserinfiltrationsraten und liefert das mechanische Grundgerüst für die Metamorphose und/oder die Bildung von Schwachschichten. Sie ist ein wichtiger Faktor für die Auslösung von nassen Locker- und Schneebrettlawinen (TRAUTMAN, 2008).

Die Stratigraphie hat einen wichtigen Einfluss darauf, welche Fließmuster das Wasser ausbildet, mit welcher Geschwindigkeit es durch die Schneedecke perkoliert, und auf welche vorhandenen Schichten es trifft. Somit ist sie bestimmend dafür, welchen Effekt eine gewisse Menge an eingebrachtem Wasser auf die Stabilität der Schneedecke hat.

Im Zusammenhang mit der Entstehung von Nassschneelawinen sind Strukturdiskontinuitäten, undurchlässige Eislamellen und kapillare Barrieren von großer Wichtigkeit (BAGGI & SCHWEIZER, 2009).

### **1.4.2.1 Infiltration von Wasser in die Schneedecke**

Infiltration von flüssigem Wasser in die Schneedecke ist ein wichtiger Prozess für die Entstehung von Nassschneelawinen. Die Erforschung der Wasserinfiltration in Schnee ist im Vergleich zu anderen porösen Medien wie Sand oder Boden zusätzlich durch Schmelz-Frier-Prozesse, Schneemetamorphose und Strukturdiskontinuitäten erschwert TECHER (2010). Das Wasser kann durch Regen oder Schmelzvorgänge in die Schneedecke gelangen. Wasser, das sich durch eine schmelzende Schneedecke bewegt, verändert dessen Struktur und Stabilität. Wenn Schmelzwasser beginnt sich durch eine ziemlich homogene Schneedecke zu bewegen, wird diese schnell heterogen (WALDNER ET AL., 2004). Weitere Information über den Wasserfluss im Schnee finden sich in Kapitel 1.4.2.

Der Wassertransportprozess in porösen Medien ist in zwei Systeme, nämlich matrixartige Wasserinfiltration („matrix flow“) und den Transport über präferentielle Abflusskanäle („preferential flow“), unterteilt (HIRASHIMA, YAMAGUCHI & KATSUSHIMA, 2013).

### **1.4.2.2 Matrix Flow**

Bei der matrixartigen Wasserinfiltration sickert das Wasser gleichmäßig in eine homogene Schneedecke und durchfeuchtet diese flächig. Matrixartige Wasserinfiltration beginnt bei geringen Wassergehalten ohne makroskopisch sichtbare Heterogenitäten (WALDNER ET AL., 2004).

„Die Feuchtigkeitsfront schreitet an allen Punkten mit beinahe gleicher, relativ geringer Geschwindigkeit voran.“ (SKORIC, 2013, 37). BROWN (2008) beobachtete flächige Sickervorgänge in sehr reifen Schneedecken, das heißt in Schneedecken, die bereits nass sind und ausschließlich aus durch die Schmelzmetamorphose entstandenen Schmelzformen bestehen.

TECHEL (2010) beobachtete *matrixartige Sickerkanäle* vor allem in Schichten, die aus langlebigen Kornformen ( *persistent grains* → kantige Kristalle, Becherkristalle, Reif ) bestehen. Zu einem wirklich flächigen Sickervorgang wie oben beschrieben kommt es dabei nicht, aber es treten teilweise große Fließkanäle in großer Zahl auf engem Raum auf. Diese Art des Sickerens unterscheidet sich doch deutlich von einem eindeutig präferenziellen Sickervorgang.

#### **1.4.2.3 Preferential Flow / flow fingers**

Der Wassertransport über präferentielle Abflusskanäle ist der am häufigsten auftretende Vorgang der Wasserbewegung in einer Schneedecke (SCHNEEBELI, 1995). Das Vorhandensein von präferenziellen Fließkanälen wurde bereits in vielen dye-tracer Experimenten demonstriert. Die Ausbildung dieser Fließwege kann nur zum Teil mit lateraler Heterogenität (z.B. durch unterbrochene Eislinen) oder heterogene Infiltrationsmuster durch heterogene Schmelzvorgänge an der Schneeoberfläche erklärt werden (WALDNER ET AL., 2004). Präferenzieller Wasserfluss führt zu nassen Zonen, die durch strukturelle Diskontinuitäten hervorgerufen werden. Winzige Inhomogenitäten in der Struktur beeinflussen Durchlässigkeit, hydraulische Leitfähigkeit und Kapillardrücke und dies führt zur Ausbildung von Fließkanälen (KATTELMANN, 1984). Diese Zonen breiten sich zu annähernd gesättigten oder vollständig gesättigten Fließkanälen aus, und sind scharf von den angrenzenden Bereichen getrennt (WALDNER ET AL., 2004). Diese Fließkanäle stellen die bevorzugten Pfade für den nachkommenden Wasserfluss dar, da die Korngröße und damit auch die Durchlässigkeit in dem Fließkanal steigen. Dies erhöht die Heterogenität der Schneedecke. Größere Körner und höhere Durchlässigkeit führen dazu, dass mehr Wasser fließen kann (KATTELMANN, 1984). Die Fließkanäle schreiten nahezu mit der Geschwindigkeit eines gesättigten Freispielgelabflusses voran. Solch ein Fließverhalten wurde auch in anderen porösen Medien mit einem ähnlichen Verhältnis zwischen Schwere- und Kapillarkräften beobachtet (WALDNER ET AL., 2004). Bewegt sich das Wasser über Fließkanäle durch die Schneedecke, kann der Schnee, der nicht von den Fließkanälen betroffen ist, trocken bleiben. TECHEL (2010) sowie BROWN (2008) beobachteten die Ausbildung von Fließkanälen vor allem in Schichten mit kurzlebigen Kornformen (non-persistent grains z.B. Neuschnee, rundkörniger Schnee...). Lateraler Wasserfluss über Stauhorizonten induziert oft die Ausbildung von Fließkanälen in den darunter liegenden Schichten.

Die Bildung von präferenziellen Fließkanälen ist in höchstem Maße von den Grenzbedingungen abhängig und es können keine einfachen Regeln für die Bildung und das Verhalten gegeben werden. Präferenzierter Wasserfluss spielt eine wichtige Rolle im Energietransfer der flüssigen Phase, dem Schnee-Metamorphismus und der Schneedeckenstabilität (SCHNEEBELI, 1995). Diese Form des Wasserflusses wird in der englischsprachigen Literatur als „*preferential flow*“, die Fließkanäle selbst als „*flow fingers*“ bezeichnet.

#### **1.4.2.4 Lateral water flow**

Lateraler Wasserfluss tritt auf, wenn sich in der Schneedecke eine wasserundurchlässige Schicht befindet. Wie bereits erwähnt können Eislinsen, eingeschneite Harschschichten oder kapillare Barrieren eine solche Stauschicht darstellen. Das Wasser kann diese Schicht nicht durchdringen und bewegt sich hangparallel, bis es an einer bestimmten Stelle die Barriere durchdringen kann.

So kann das Wasser, je nach Beschaffenheit der Schneedecke, flächig einsickern (matrix flow) oder sich seinen Weg über präferenzielle Fließkanäle (preferential flow) bahnen. Es besteht ebenso die Möglichkeit, dass Wasser in Teile der Schneedecke flächig einsickert (vor allem in die oberflächennahen Schichten), in andere Teile kanalisiert. Außerdem kann lateraler Wasserfluss auftreten, das Wasser fließt dabei hangparallel auf einer undurchlässigen, oder nur an bestimmten Stellen durchlässigen Stauschicht. Bei den Untersuchungen für Hypothese 3 wird genauer untersucht, ob diese vollgesaugte Stauschicht oberhalb einer Barriere einen potentiellen Gleithorizont darstellt (siehe Kapitel 3.4).

#### **1.4.3 Stabilität und mechanische Eigenschaften**

Die mechanischen Eigenschaften von Schnee hängen sehr stark von der Mikrostruktur ab. Die Mikrostruktur wird durch Größe, Form und Anzahl von Strukturelementen und deren Zusammensetzung in einer Schneeprobe bestimmt (TECHEL, PIELMEIER & SCHNEEBELI, 2011). Gelangt Wasser in eine trockene Schneedecke, ändern sich die physikalischen und mechanischen Eigenschaften des Schnees. „Flüssiges Wasser, das in die Schneedecke eindringt, verändert die Stratigraphie und dadurch [die] [sic] Stabilität der Schneedecke.“ (MITTERER, 2012, Vii).

Obwohl generell angenommen wird, dass die mechanische Festigkeit mit zunehmendem Wassergehalt abnimmt (KATTELMANN, 1984), liefern die wenigen Studien, die dazu durchgeführt wurden, keine eindeutigen Beweise für diese Behauptung (MITTERER, 2012).

Wie bereits im Kapitel 1.3.5.3 erwähnt, lagert sich bei geringen Wassergehalten ( $LWC_v < 3-4\%$ ) das Wasser an den Kornkontakten in den Porenwinkeln ab. Durch die dominierenden Kapillarkräfte kann es sogar zu einer Erhöhung der Stabilität kommen. Mit steigendem Wassergehalt ( $>8\%$ ) werden die Kornverbindungen instabil und schmelzen weg (MITTERER, 2012). COLBECK (1982) kam zu dem Ergebnis, dass Nassschnee seine Festigkeit bei einem Wassergehalt von ca.  $7\%$  verliert.

TRAUTMAN ET AL. (2006) fanden bei Versuchen mit Scherrahmen heraus, dass sich die Scherfestigkeit von Nassschnee bei einer nur geringen Steigerung des Wassergehaltes dramatisch ändern kann.

In Abhängigkeit von der Kornform können bereits kleine Mengen an flüssigem Wasser die Festigkeit von Schnee reduzieren. TECHEL & PIELMEIER (2011) fanden heraus, dass die Festigkeit von Schnee, der durch einen starken Temperaturgradienten in der Schneedecke entstanden ist (z.B: Tiefenreif oder kantige Körner), bereits bei Wassergehalten von  $< 3\text{ Vol.}\%$  signifikant abnimmt, während COLBECK (1982) einen Festigkeitsverlust bei Wassergehalten um die  $7\text{ Vol.}\%$  beschreibt. Die Schneestruktur spielt eine wichtige Rolle für die Bildung und den Typ einer Nassschneelawine (BAGGI & SCHWEIZER, 2009). Auch bei den für diese Arbeit durchgeführten Versuchen zeigte sich, dass es von großer Bedeutung ist, auf welche Kornformen das Wasser trifft. Ein weiterer wichtiger Faktor für die Stabilität in der Schneedecke ist das Vorhandensein von Stauschichten.

Bedingungen, die dazu beitragen, dass Nassschneelawinen auf die Wasserinfiltration folgen, können feinkörnige über grobkörnige Schichten sein, die vorübergehende kapillare Barrieren bilden, sowie weiche Schichten, die aus grobkörnigen, kantigen Kristallen oder Tiefenreif bestehen, oder eine schwache Schneedeckenbasis (BAGGI & SCHWEIZER, 2009).

SCHNEEBELI (2004) verwies auf die Wichtigkeit der Wasserinfiltration in eine Schneedecke, und im Speziellen auf den Einfluss von kapillaren Barrieren auf die Auslösung von nassen Schneebrettlawinen.

Während im trockenen Schnee meist eine Zusatzbelastung für die Auslösung einer Lawine verantwortlich ist, ist die Auslösung einer Nassschneelawine meist auf einen Reibungsverlust durch flüssiges Wasser zurückzuführen (KATTELMANN, 1984). Die Schneedecke verliert durch das Wasser zwar an Festigkeit, weist jedoch eine höhere Verformbarkeit auf, weswegen aufgebrachte Kräfte bis zu einem gewissen Grad besser aufgenommen werden können (SKORIC, 2013). Dabei gilt: Je höher der Wassergehalt ist, desto leichter kann der Schnee komprimiert werden (SALM, 1982).

Dringt nun flüssiges Wasser in die Schneedecke ein, führt dies zu einer raschen Änderung von Kornformen, einer Kornvergrößerung und einer Änderung der Schüttdichte (TECHEL & PIELMEIER, 2011).

Des Weiteren weist Schnee mit niedrigen Wassergehalten andere Eigenschaften auf als Schnee mit hohen Wassergehalten. Während Schnee mit hohen Wassergehalten (funicular regime –  $LWC_v > 14\%$ ) kohäsionslos ist und die Kornbindungen dem Schmelzdruck nicht standhalten können, ist Schnee bei niedrigen Wassergehalten gut gebunden, da sich eisgebundene Knollen formen (COLBECK, 1997). Eine genaue Beschreibung und Unterscheidung von Schnee mit hohen- bzw. niedrigen Wassergehalten ist in den Kapiteln 1.4.4 bis 1.4.4.4 zu finden. Körner, die Schmelz-Frier-Zyklen unterliegen, sind in sich fest und gut mit ihren Nachbarn verbunden (COLBECK, 1997).

KATTELMANN (1984) stellte die Hypothese auf, dass die Stabilität einer Schneedecke hoch ist, wenn das Wasser diese ungehindert durchfließen kann bzw. wenn der Input an Wasser gleich dem Output entspricht. Dieses Stadium wird als „*return to stability*“ bezeichnet (Abbildung 1-17). MITTERER & SCHWEIZER (2014b, 57) beschreiben dies wie folgt: „Kritisch für die Wasserproduktion scheint die erste Zeitperiode zu sein, während der die Lufttemperatur längere Zeit (Tage) über  $0\text{ }^\circ\text{C}$  ist, die Sonneneinstrahlung hoch ist und zudem die Schneeoberflächentemperatur längere Zeit bei  $0\text{ }^\circ\text{C}$  liegt. Die meisten Nassschneelawinen gehen ab, kurz nachdem die Schneedecke (in der entsprechenden Hang- und Höhenlage)  $0\text{ }^\circ\text{C}$  isotherm wurde und folglich Wasser durch die Schneedecke bis an den Boden sickert. Die Gefahr bleibt solange kritisch, als das Wasser nicht ungehindert durch die komplette Schneedecke fließen kann. Ist die erste lawinenaktive Periode vorbei und es bleibt weiter warm, dann wird die Schneedecke immer gleichmäßiger. Das Wasser verändert kaum mehr die mechanischen Eigenschaften der nassen Schneedecke und die Nassschneelawinengefahr sinkt.“

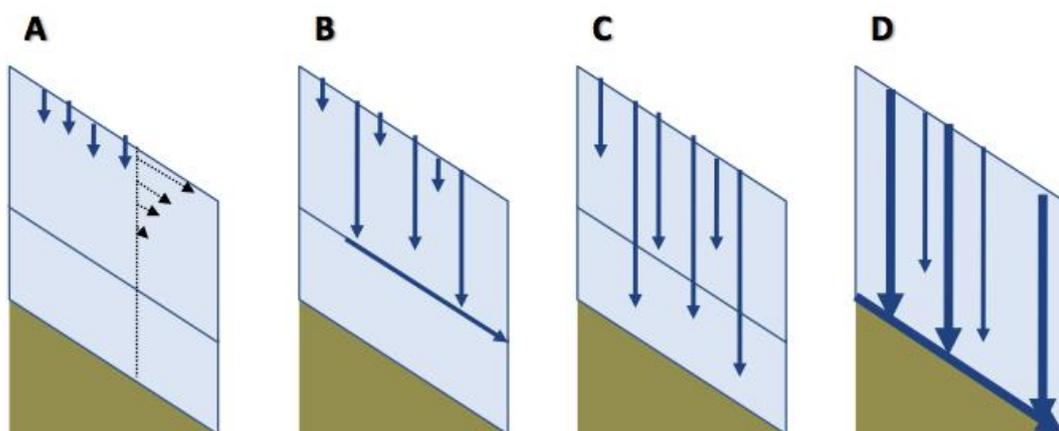


Abbildung 1-17: Entwicklungsstufen im Nassschnee. (TECHEL, 2010)

A.) Wasser dringt in die oberflächennahen Schichten vor. Dadurch kommt es zur Abnahme der Härte des "slab", zur Verteilung von Längsspannungen und zu einem stärkeren Schneekriechen. Wenn die Schneedecke kritisch ist, kann es zu Lawinen kommen (Bruchfläche in trockenem Schnee, gemischte Lawinen). B.) Präferenzielle Fließkanäle erreichen Stauschichten oder Schichten, die den Wasserfluss zumindest behindern. Hangparalleler Wasserfluss verringert die Reibung zwischen den Körnern. Es kann zu einem Bruch kommen (Nassschneelawinen) C.) Allmähliche Schwächung der schwachen Schneedeckenbasis durch Wasserinfiltration (Nassschneelawinen). D.) "Return to stability" - wenn die Fließkanäle gut entwickelt sind und die Schneedecke eine vollständige Metamorphose zu nassen Körnern durchlaufen hat.

Klare Anzeichen für labile Bedingungen sind Selbstauslösungen von Lawinen, Fernauslösungen von Lawinen durch Menschen, Sprengstoff oder Maschinen, kollabieren der Schneedecke und „whumm“-Geräusche (TECHEL, 2010).

#### 1.4.4 Schnee bei unterschiedlichem Wassergehalt

Abhängig von der Höhe des Wassergehalts der Schneedecke wird das pendular vom funicular regime unterschieden. Dazwischen besteht ein relativ großer Übergangsbereich.

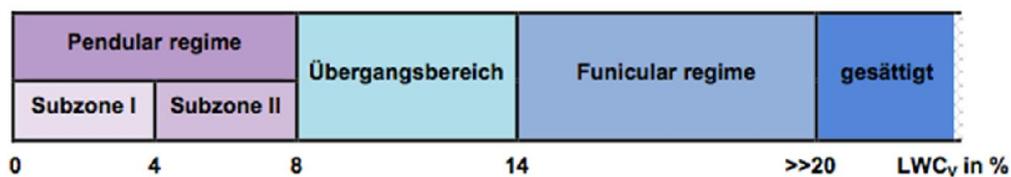


Abbildung 1-18: Unterteilung von Schnee bei unterschiedlichen Wassergehalten, LWC<sub>v</sub>..liquid water content in Volumsprozents (Skoric, 2013)

##### 1.4.4.1 Schnee mit niedrigem Wassergehalt, pendular regime

Das pendular regime ist durch isolierte Wasserkörper charakterisiert und reicht von begrenzten Wasserkörpern bis zu Sättigungen, bei denen sich ein Teil des Wassers verbindet (DENOETH, 2003). Schnee mit einem Wassergehalt < 3 % wird als *feucht*, Schnee mit einem Wassergehalt von 3 - 8 % wird als *nass* bezeichnet (MCCLUNG & SCHAERER, 2006). Die Grenze zwischen nassem und feuchtem Schnee ist im Feld ohne geeignete Instrumente schwer zu ziehen und sehr fehleranfällig.

Bei einem Wassergehalt < 8 % findet der Wärmefluss hauptsächlich über die Luft, die sich in den Poren zwischen den Körnern befindet, statt. Der „Luftkörper“ ist hierbei vollständig verbunden. Das Wachstum der Körner findet sehr langsam statt, da der Wärmestrom durch Luft geringer ist als durch Wasser. Nimmt der Wassergehalt in nassem Schnee ab, baut sich ein Kapillardruck auf und der Druck steigt im Porenwasser zwischen den Körnern (KATTELMANN, 1984).

Wird der Wassergehalt niedrig genug (< 7 %), bilden die Körner über das gefrierende Porenwasser Eisbindungen aus. Es formen sich „Cluster“. Diese Eisbindungen können durchaus zu einer Verfestigung der Schneedecke führen (MCCLUNG & SCHAERER, 2006). BRZOSKA, COLÉOU & LESAFFRE (1998) kamen zu dem Ergebnis, dass ringförmige Wasserkörper bis zu einer kritischen Wassersättigung von 4 % die Schneekörner umschließen bzw. sich zwischen den Schneekörnern halten. Dieser Wert deckt sich mit den Ergebnissen von Entwässerungsexperimenten von DENOETH (2003). In dieser Zone (LWC<sub>v</sub> < 4 %, dieser Wert kann je nach Schneestruktur leicht variieren), die sich in der unteren Hälfte des pendular regimes befindet, haben Oberflächenspannung und Kapillarkräfte einen größeren Einfluss als

Gravitationskräfte. Dies hat zur Folge, dass das Wasser zwischen den Körnern gehalten wird und nicht tiefer sickert. Das pendular regime, das bis zu einer Wassersättigung von 8 Vol. % reicht, ist durch einen steigenden Einfluss von Gravitationskräften charakterisiert. Steigt der Wassergehalt über den genannten Schwellenwert von ca. 4 % an, beginnt das Wasser der Schwerkraft folgend nach unten zu fließen. DENOTH (2003) benennt die beiden Zonen innerhalb des pendular-regimes als Subzone 1 ( $LWC_v < 4\%$ ) und Subzone 2 ( $LWC_v 4 - 8\%$ ). Der für den Metamorphismus verantwortliche Dampfdruck entsteht durch den Dampfdrucküberschuss über dem konvexen Teil der Oberfläche eines Kornes. Genauso wie auch im trockenen Schnee steigt der Dampfdruck, wenn der Radius der Krümmung kleiner wird.

TECHEL (2010) fand allerdings heraus, dass instabile Verhältnisse sehr stark von der Kornform abhängen und bereits bei Wassergehalten deutlich unter den genannten 8 % gegeben sein können. Bei Stabilitätstests versagte oft die Schicht mit kantigen Kristallen und niedrigeren Wassergehalten und nicht die Schicht mit den höchsten Wassergehalten (TECHEL, 2010).

KATTELMANN (1984) nennt hingegen einen  $LWC_v$  von ca. 8 % als den kritischen Wassergehalt, bei dem der Schnee seine Festigkeit verliert. Bereits CONWAY ET AL. (1988) fanden heraus, dass nicht nur der Wassergehalt, sondern auch die Kornform berücksichtigt werden muss, wenn man die Veränderung in der Festigkeit voraussagen versucht. Sie stellten fest, dass die schwächsten Schichten nicht immer die mit dem höchsten Wassergehalt sein müssen.

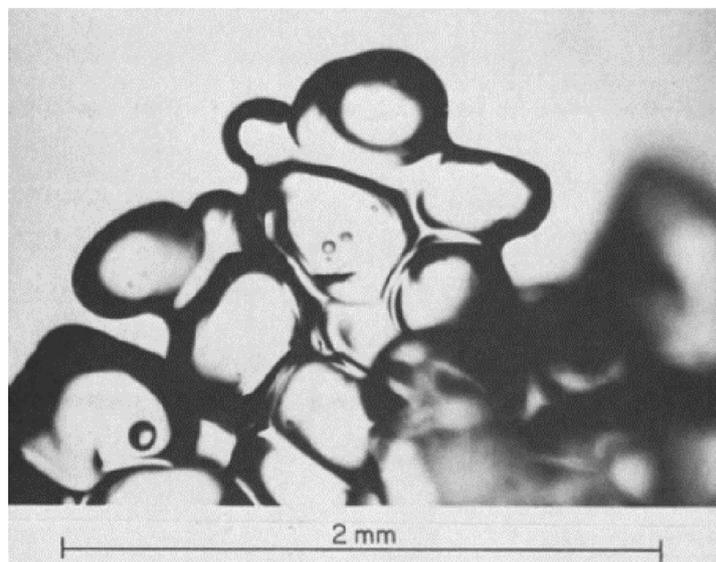


Abbildung 1-19: Knollenbildung bei niedrigen Wassergehalten (COLBECK, 1982)

### **1.4.4.2 Übergangsbereich, transition zone**

Die Übergangszone zwischen pendular und funicular regime deckt einen großen Bereich von 8 - 14 % Wassersättigung ab. Dieser Bereich ist charakterisiert durch sich verbindende Wasserkörper bis hin zu durchgängigen Wasserwegen (DENOTH, 2003).

Bei einem Wassergehalt in diesem Bereich sind noch unzusammenhängende Luftblasen im Schnee vorhanden. Diese Luftblasen sind verantwortlich für eine Verlangsamung des Wachstums von Partikeln. Da die Wärmeleitung in Luft wesentlich langsamer ist als in Wasser, verkleinern die Luftblasen das Gebiet, in dem ein großer Wärmefluss durch Wasser stattfinden kann. Somit wird das Kornwachstum durch die Anwesenheit von Lufteinschlüssen verzögert (MCCLUNG & SCHAERER, 2006). In diesem Bereich überwiegen die gravitativen Kräfte bereits deutlich.

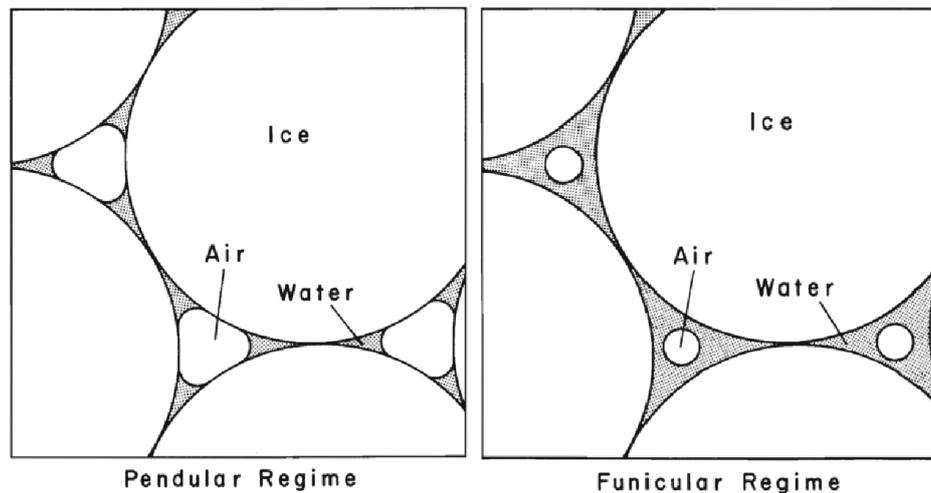


Abbildung 1-20: Schematische Darstellung des Pendular und Funicular Regimes. (ARMSTRONG & IVES, 1976)

#### 1.4.4.3 Schnee mit hohem Wassergehalt, funicular regime

Bei solch hohen Wassergehalten ist Luft nicht mehr kontinuierlich in den Porenräumen vorhanden, sondern in isolierten Luftblasen eingeschlossen (COLBECK, 1997).

Dabei existieren durchgehende Wasserwege durch den Porenraum, mit einer isolierten und eingeschlossenen Gasphase. Das *funicular regime* deckt den Bereich von der Obergrenze des *pendular regimes* bis zur völligen Wassersättigung des Porenraumes ( $LWC_v$  ca. 20 %) ab (DENOTH, 2003). Da kleinere Partikel in wassergesättigtem Schnee geringere Temperaturen aufweisen als größere, findet ein Wärmefluss von den größeren zu den kleineren Partikel statt, wodurch die kleineren Partikel schmelzen und die größeren wachsen (COLBECK, 1982).

Die größeren Körner wachsen und die kleineren Körner verschwinden mit der Zeit vollständig, wodurch die Gesamtanzahl der Körner reduziert wird (KATTELMANN, 1984)

Hohe Wassergehalte sind vor allem an Stellen zu verzeichnen, an denen sich das Wasser staut. Dieser Schnee weist schwache Bindungen und niedrige Festigkeiten auf, und führt häufig zum Abgang von nassen Lawinen (TUSIMA, 1985).

Wie im trockenen Schnee führt im nassen Schnee ein schnelles Wachstum der Partikel zu einer Verminderung oder zum Fehlen der Bindungen, nur die Gründe hierfür sind im nassen Schnee ganz andere als im trockenen Schnee. Bei Schnee im *funicular regime* sind die

Bindungen instabil, da sie, wenn sie belastet werden, durch den Schmelzdruck schmelzen, während bei Knollen (die im Schnee mit niederen Wassergehalten vorkommen) die Eisbindungen dem Schmelzdruck standhalten können, obwohl auch diese flüssiges Wasser enthalten. Dies ist ein sehr fundamentaler Unterschied zwischen Schnee im *funicular*- und Schnee im *pendular*-regime. Während niedrige Wassergehalte die Festigkeit erhöhen, führen hohe Wassergehalte zu einer Entfestigung. Diese fundamentalen thermodynamischen Unterschiede sind durch die Unterschiede der Geometrie begründet (COLBECK, 1997). Weiteres Wasser infiltriert die Schneedecke wesentlich schneller, wenn Wasser kontinuierlich im Porenraum vorhanden ist (TRAUTMAN, LUTZ & BIRKELAND, 2006).

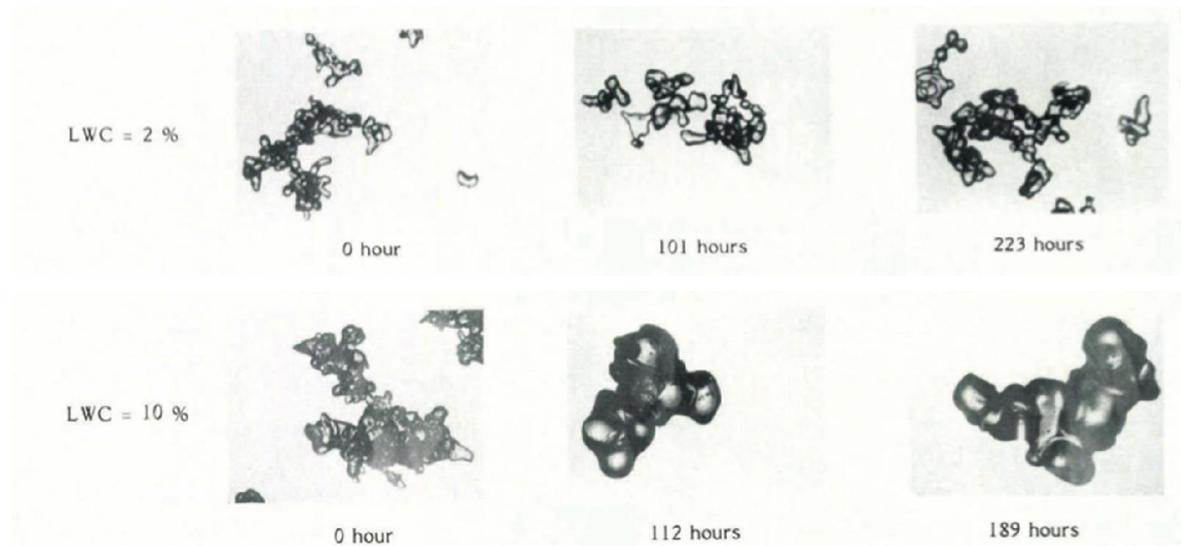


Abbildung 1-21: Geschwindigkeit des Kornwachstums bei unterschiedlichen Wassergehalten. Bei höherem Wassergehalt findet das Wachstum wesentlich schneller statt. Der Wassergehalt wurde dabei in einem Eiswasserbehältnis konstant gehalten. (BRUN, 1989)

#### 1.4.4.4 Vollständige Wassersättigung

Schnee mit Wassergehalten  $> 20\%$  wird als *Sulzschnee*, im englischen als *Slush*, bezeichnet. Die einzelnen Eispartikel sind bei solch hohen Wassergehalten vollständig durch Wasser getrennt. Die Durchlässigkeit steigt mit dem Wassergehalt und Sulz ist in höchstem Maße geeignet Wasser durchzulassen (COLBECK, 1997).

In wassergesättigtem Schnee ist der Wärmefluss durch das Wasser während eines Schmelz-Wiedergefrier-Prozesses der Grund für das Wachstum der Partikel bzw. für den Metamorphismus (MCCLUNG & SCHAEERER, 2006). Da die Eiskörner von Wasser umgeben sind, findet das Kornwachstum sehr schnell statt (COLBECK, 1997). Im Sulzschnee bzw. bei Sulzströmen kommen ganz andere Mechanismen zu tragen als bei Nassschneelawinen, weshalb sie für diese Arbeit nicht relevant sind (Kapitel 1.3.3.4).

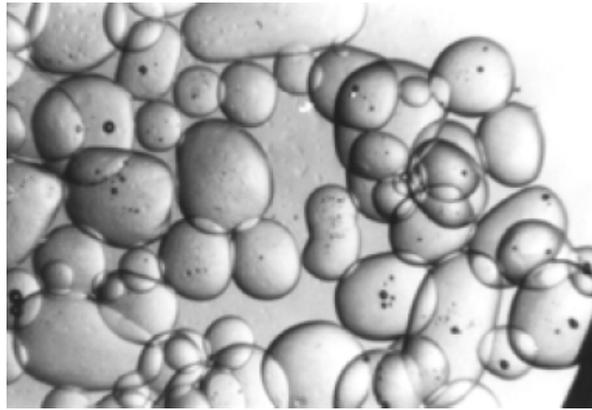


Abbildung 1-22: Sulzschnee, bestehend aus gerundeten Körnern (Größe 0,5 - 1 mm) in Wasser versunken. Diese sind nicht verbunden, weshalb Sulz kohäsionslos ist. (COLBECK, 1997)

## 1.5 Ableitung der vier Hypothesen

### Martin Forster

Wie bereits erwähnt, ist die Forschung im Nassschnee besonders schwierig, da sich die Bedingungen sehr schnell ändern können. Ein entscheidender Faktor ist das Vorhandensein und die Bewegung von flüssigem Wasser in der Schneedecke. Eine Möglichkeit, um die bevorzugten Fließwege von flüssigem Wasser in und durch eine Schneedecke mitverfolgen zu können, besteht darin, einen *dye tracer*, also ein Färbemittel in Wasser zu lösen und auf die Schneedecke aufzutragen. Solche Färbversuche wurden bereits in den 1930er Jahren durchgeführt. Dennoch bezeichneten WILLIAMS, ERICKSON & PETRZELKA (2010) den Wasserfluss durch eine Schneedecke als einen der am wenigsten verstandenen Aspekte der Schneehydrologie. Aus der Literatur ist bekannt, dass Wasser in verschiedenen Schneedecken sehr unterschiedliche Sickermuster ausbilden kann. Daher wurde die erste Hypothese folgendermaßen formuliert:

### Hypothese 1: Wasser dringt nicht homogen in die Schneedecke ein

Hier war das Ziel herauszufinden, auf welche Weise Schneedecken mit unterschiedlichen Bedingungen (unterschiedliche Kornformen, kalt/isotherm, trocken/feucht/nass, vorhandene Stauhorizonte...) den Wasserfluss beeinflussen. Welches Sickermuster sich ausbildet, hat einen großen Einfluss darauf, welche Art von Nassschneelawine daraus resultieren kann. Beispielsweise machen PEITZSCH ET AL. (2008) kanalisierten Wasserfluss, der sich an einer Barriere staut, für die Auslösung von nassen Schneebrettlawinen verantwortlich. Oft ist diese Stauschicht eine sogenannte kapillare Barriere (siehe Kapitel 1.3.7), das heißt, eine Schicht aus grobkörnigen Kristallen wird durch eine Schicht von feinkörnigen Kristallen überlagert. Das Wasser staut sich größtenteils in der oberliegenden feinkörnigeren Schicht, was dort zu erhöhten Wassergehalten führt. Es kommt zu einer Wasserschmierung dieser Schicht, wodurch die

Reibung zwischen den Körnern verringert wird. Daher ist auch die sehr gängige Meinung, dass der Bruch in dieser nassen Schicht stattfindet, naheliegend. Aus Untersuchungen von McCLUNG & SCHAERER (2006) ist jedoch bekannt, dass der Bruch nicht immer in der feuchtesten Schicht stattfindet. Bei Scher- und Stabilitätstests von TECHEL & PIELMEIER (2009) stellte eine wassergesättigte Schicht ebenfalls nicht die versagende Schicht dar. Außerdem kamen TECHEL ET AL. (2011) bei Untersuchungen zu dem Ergebnis, dass in einer Schicht bestehend aus kantigen Kristallen bereits sehr geringe Wassergehalte zu einer starken Verringerung der Festigkeit dieser Schicht führen. Daher stellten wir uns die Frage, ob bei einer kapillaren Barriere ein Versagen in der mit Wasser vollgesogenen, feinkörnigen Schicht, oder in der darunterliegenden, trockeneren Schicht zu erwarten ist. Außerdem wollten wir die Auswirkung von flüssigem Wasser auf die Stabilität von kantigen Schichten untersuchen. Aus diesen Überlegungen wurden Hypothese 3 und 4 formuliert.

**Hypothese 3: Feuchte kapillare Barrieren stellen keinen bevorzugten Gleithorizont dar**

**Hypothese 4: werden vorhandene Schwachschichten feucht, verringert sich deren Stabilität deutlich**

Hypothese 1, 3 und 4 berühren sich in vielen Punkten, daher können Erkenntnisse aus einer Hypothese auch für eine der anderen Hypothese wertvoll sein.

Die Ableitung der Hypothese 2 wird hier gesondert beschrieben, da für diese Hypothese völlig andere Prozesse verantwortlich sind. Die Hypothese bezieht sich auf den Lawinentyp *kalte Gleitschneelawinen*, für deren Entstehung nicht der Wasserfluss durch eine Schneedecke verantwortlich ist, sondern die Ausbildung einer nassen Grenzschicht zwischen Schneedecke und Boden (siehe Kapitel 2.4). Das Wasser perkoliert hierbei nicht durch die Schneedecke, sondern kommt von „unten“ aus dem Boden. Die Schichten über der nassen Bodenschicht sind trocken.

Bei diesem Lawinentyp ist an der Anrisskante oft eine wenige Zentimeter hohe braune Färbung an der basalen Schicht der Schneedecke erkennbar, weshalb angenommen wird, dass das Wasser aus dem nassen Boden durch Kapillarkräfte aufsteigen kann. Da Schnee sehr unterschiedliche Korndurchmesser und Kornformen aufweisen kann, wodurch sich auch die hydraulischen Eigenschaften verschiedener Schichten deutlich unterscheiden können, stellten wir uns die Frage, ob die Kornform einen Einfluss darauf hat, ob der Vorgang des kapillaren Wasseraufstiegs überhaupt möglich ist oder nicht. Daher wurde diese Hypothese folgendermaßen formuliert:

**Hypothese 2: In Abhängigkeit von der Schneestruktur kann Wasser vom Boden in die Schneedecke aufgesogen werden.**

## 2 Methoden

### 2.1 Untersuchungsgebiet

#### **Martin Forster**

Die gesamten Untersuchungen für diese Arbeit wurden im Skigebiet Kitzsteinhorn durchgeführt. Es befindet sich in inneralpiner Lage in der Glockner Gruppe der Hohen Tauern und ist das einzige Gletscherskigebiet im Bundesland Salzburg. Es gehört zur Gemeinde Kaprun.

Der Ort Kaprun darf sich als ein Pionier im Lawinenschutz zählen, so wurde dort nach einem verheerenden Lawinenunglück 1955 der erste Lawinenwarndienst in Salzburg eingerichtet.

Auch die dort befindlichen Tauernkraftwerke, der Verbund Hydro Power AG, sind von mehreren Lawenstrichen bedroht. Für die Kraftwerksbetreiber stellt die schlechte Vorhersagbarkeit von Nassschneelawinen ein erhebliches Sicherheitsrisiko dar. Lawinen sind ein großes Thema in der Region und somit besteht auch ein großes Interesse an der Erforschung dieser. Die Bergbahnen Kaprun, wie auch die Tauernkraftwerke, unterstützen die BOKU als Partner.

Das Skigebiet Kitzsteinhorn erfüllt viele Kriterien, die für diese Arbeit von Bedeutung sind. Es deckt einen großen Höhenunterschied ab, was für die Untersuchungen sehr nützlich war, da im Untersuchungszeitraum sowohl Standorte mit trockenem, als auch mit nassem Schnee vorzufinden waren. Es ist eine gute Infrastruktur vorhanden, was die Erreichbarkeit der Versuchsflächen mit allen benötigten Utensilien sowie bei schlechten Wetterbedingungen stark erleichtert. Außerdem wurden uns von den Bergbahnen Kaprun kostenlose Liftkarten zur Verfügung gestellt.

#### **Kriterien Testhang**

Einen geeigneten Testhang zu finden, erwies sich als schwierig. Es wurden zwar Untersuchungen auf verschiedenen Hängen durchgeführt, allerdings war das Ziel, einen Hang zu finden, an dem viele Messungen an unterschiedlichen Tagen und Tageszeiten nebeneinander durchführbar sind, um vergleichbare Ergebnisse zu erhalten und Veränderungen mitverfolgen zu können.

Ein geeigneter Testhang musste folgende Kriterien erfüllen:

- Vorhandensein einer deutlichen Schwachschicht innerhalb der Schneedecke,
- unbeeinflusste, natürliche Schneedecke,
- keine Geländefallen,
- nicht zu steil, aber steil genug, um (Stabilitäts-)Tests durchzuführen,
- Auffindbarkeit bei schlechter Sicht und Nebel,
- groß genug, um mehrere Tests nebeneinander durchführen zu können,
- möglichst gleiche Schneehöhen und
- ebener Untergrund.

Des Weiteren sollte der Hang zu Beginn der Messungen noch eine trockene Schneedecke aufweisen, um die Veränderungen mit zunehmender Feuchte mitverfolgen zu können.

### **Beschreibung des Testhanges**

Ein geeigneter Testhang wurde am Langwiedboden gefunden. Er ist nach Norden exponiert und befindet sich auf einer Seehöhe von 2000 Metern. Er ist über eine Schotterstraße, die im Winter auch von Pistengeräten befahren wird, in fünf Minuten Gehzeit von der Seilbahn leicht erreichbar und bei jedem Wetter auffindbar. Zu Beginn der Messungen wies der Hang noch eine kalte, trockene Schneedecke und eine deutliche Schwachschicht aus kantigen Kristallen auf. Auch die anderen oben genannten Kriterien konnten erfüllt werden. Einzig die Schneehöhen variierten etwas, da der Untergrund nicht komplett eben war und auch Schneeverwehungen zu einer ungleichen Verteilung der Schneehöhen beitrug.

## **2.2 Permanente Wassergehaltsmessung**

### **Markus Zöchling**

Um die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse der Schneedecke am ausgewählten Testhang immer im Blick zu haben und deren Entwicklung über die Zeit mitverfolgen und beurteilen zu können, wurde eine permanente Messstation eingerichtet. Wichtig war vor allem der Zeitpunkt, ab dem die Schneedecke den isothermen Zustand erreicht, da danach flüssiges Schmelzwasser in der Schneedecke möglich ist. Die Messstation wurde am 13.3.2014 auf- und am 10.5.2014 wieder abgebaut.

Die in Kapitel 1.3.11.1 beschriebenen Sensoren messen neben der dielektrischen Permittivität auch die Temperatur der Schneedecke. Von der gemessenen dielektrischen Permittivität kann mit zusätzlicher Messung der Schneedichte beim Einbau der Sensoren auf den Wassergehalt zurückgerechnet werden. Die Messdaten werden in 10 Minuten Abständen mit einem

Datenlogger gespeichert und 2-mal täglich über ein angeschlossenes Modem via GSM-Netz fernübertragen. Somit konnte die Entwicklung der Schneedecke am Kitzsteinhorn online von Wien aus beobachtet werden. Für die Messstation standen 8 digitale Temperatur- und Feuchtesensoren und zusätzlich 3 analoge Temperatursensoren zur Verfügung.

In Verbindung mit meteorologischen Messdaten, die vom Lawinenwarndienst Salzburg von mehreren, nahegelegenen Messstationen zur Verfügung gestellt wurden, können die Feuchtemessungen der Schneedecke besser mit den örtlichen Verhältnissen korreliert werden. Die geeignetsten Stationen sind, aufgrund ähnlicher Seehöhe, die Stationen am Mooserboden (2070 m) und auf der Schmittenhöhe (1965 m). Die an diesen beiden Stationen gemessenen Parameter sind folgende:

- Lufttemperatur
- relative Luftfeuchtigkeit
- Taupunkttemperatur
- Globalstrahlung (nur Station Schmittenhöhe)
- Niederschlag (nur Station Mooserboden)
- Schneehöhe
- Windgeschwindigkeit und –richtung

Die Entfernung zur Station Mooserboden beträgt etwa 3 km und zur Station Schmittenhöhe ca. 12 km.

### **2.2.1 Einbau der Sensoren**

Zum Einbau der Sensoren wurde zuerst ein Schacht in die Schneedecke gegraben, an dessen hangaufwärts gerichteter Wand die Feuchte- und Temperaturfühler eingebaut wurden. Zu beachten dabei war die Unversehrtheit der Schneedecke hangaufwärts des Schachts zu bewahren, um Messergebnisse einer möglichst ungestörten Schneedecke zu erreichen.

Die Sensoren wurden in 2 Messspalten, mit 120 cm Abstand zueinander, angeordnet. Es wurden pro Spalte 4 digitale Sensoren übereinander mit 20 cm Abstand eingebaut. In der linken Messspalte wurde zwischen 2 digitalen Sensoren jeweils noch ein analoger Temperatursensor positioniert (Abbildung 2-1). Diese Messanordnung sollte die vertikal fortschreitende Feuchtigkeitsfront darstellen. Es wird davon ausgegangen, dass die Sensoren nahe der Schneeoberfläche zuerst einen Anstieg der Feuchte zeigen und die Sensoren tiefer in der Schneedecke zu einem späteren Zeitpunkt folgen, wenn das flüssige Wasser tiefer eindringt.

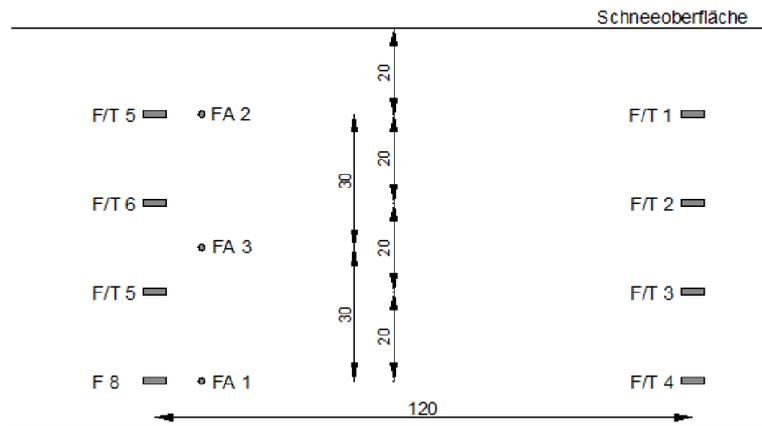


Abbildung 2-1: Anordnung der Messsensoren am Ort der permanenten Messstation (F/T...digitale Feuchte- und Temperatursensoren, TA...analoge Temperatursensoren, Maße in cm).

Beim Einbau wurde darauf geachtet, dass die Sensoren guten Kontakt mit dem umgebenden Schnee haben. Weiters wurde darauf Acht gegeben, dass die Kabel unmittelbar hinter dem Anschluss an den Sensor nach unten gerichtet sind, um ein Zulaufen von Wasser zum Sensor entlang des Kabels zu verhindern (Abbildung 2-2). Große Sorgfalt war bei der Wiederverfüllung des Schachts nötig, um die Sensoren nicht aus der Wand zu reißen und die richtige Lage der Kabel zu gewährleisten.



Abbildung 2-2: Eingebaute Sensoren der permanenten Wassergehalts- und Temperaturmessung vor Wiederverfüllung des ausgegrabenen Schachts (Foto: Martin Forster, 2014)

Das PeliCase musste sicher positioniert werden, damit der Koffer auch bei starkem Wind nicht verweht wird. Es musste ebenfalls sichergestellt werden, dass das PeliCase im Falle größerer Neuschneemassen zum Batteriewechsel wiedergefunden werden kann.

## **2.3 Hypothese 1: Wasser dringt nicht homogen in die Schneedecke ein**

### **Martin Forster**

Die Hypothese besagt, dass Wasser die Schneedecke nicht gleichmäßig, flächig infiltriert, sondern viele Faktoren zusammenspielen und das Einsickerverhalten beeinflussen, wodurch sich sehr unterschiedliche Sicker- oder Fließmuster ausbilden können. Beim Graben in eine Schneedecke lässt sich sehr leicht erkennen, dass eine Schneedecke keineswegs eine homogene Masse darstellt. Es sind meist unterschiedliche Schichten mit verschiedenen Kornformen, Korngrößen und Härten erkennbar. Dringt nun Wasser in die Schneedecke ein, trifft es auf Schichten mit unterschiedlichen (hydraulischen) Bedingungen und dies führt zur Ausbildung verschiedener Fließmuster, abhängig von der Zusammensetzung und Beschaffenheit der Schneedecke.

### **2.3.1 Färbversuche**

Das Färben einer Schneedecke mittels einem „dye tracer“, also einem Färbemittel, das in Wasser gelöst aufgetragen wird, ist eine sehr einfache und kostengünstige Methode, um die Fließmuster, die das Wasser ausbildet, wenn es eine Schneedecke infiltriert, ersichtlich zu machen. Färbversuche in Schnee wurden bereits Ende des neunzehnten Jahrhunderts durchgeführt. „The observation of water flow in snow using dyes is nearly as old as snow science itself.“ (SCHNEEBELI, 1995, 89)

Gefärbtes Wasser wird hierbei auf eine bestimmte Fläche (bei den Versuchen für diese Arbeit → A = 50x50cm) mit einer Gießkanne mit einem aufgesetzten Zerstäuber aufgegossen. Nach einer ausreichenden Sickerzeit wird die Fläche in Form eines Blockes bis zum Boden mit einer Schneesäge ausgeschnitten, wodurch die Sickerwege und Sickermuster des Wassers mitverfolgt werden können.

### **2.3.2 Vorbereitungen und Vorgehensweise**

Vor dem Begießen wurden bei den ausgewählten Schneedecken die Dichten, Flüssigwassergehalte in Vol. %, Kornformen, Temperaturen, Korngrößen, und Härten der einzelnen Schichten aufgenommen.

Eine Gießkanne wurde mit 8 Liter Wasser befüllt und mit Schnee vermischt, damit die Flüssigkeit 0 °C hat. Anschließend wurde als Färbemittel ein gehäufter Teelöffel Eisenoxidpulver beigemischt, wodurch das Wasser eine rote Farbe erhielt. Diese gefärbte Flüssigkeit wurde mit einer Gießkanne mit aufgesetztem Zerstäuber auf verschiedene

50x50 cm<sup>2</sup> große Flächen aufgetragen. Die Versuchsflächen waren zu diesem Zeitpunkt noch nicht freigeschnitten, die Flüssigkeit wurde also auf eine geschlossene Schneedecke gegossen. Die aufgetragenen Mengen variierten zwischen 2 und 6 Litern pro Fläche. Es wurden Versuche mit 20 - 30 Minuten, sowie 1 Stunde Sickerzeit an unterschiedlichen Schneedecken durchgeführt. Außerdem ließen wir die Flüssigkeit an manchen Versuchsflächen über eine Nacht unberührt einsickern und schnitten den Block erst am darauffolgenden Tag frei. Die Versuche wurden an Schneedecken mit unterschiedlichen Feuchtegehalten, Schichtungen, Kornformen, Temperaturen, Schneehöhen und Expositionen durchgeführt. Die Ausgangsfeuchte wurde an den Versuchsflächen vor dem Begießen mit dem Denoth-Meter (Kapitel 1.3.6.3) gemessen. Von der Schneeoberfläche bis zum Boden wurde der Flüssigwassergehalt vertikal in Abständen von 10 cm aufgenommen. Um den Flüssigwassergehalt mit der Denoth-Sonde ermitteln zu können, muss auch die Dichte an jedem Punkt, an dem die Feuchte gemessen werden soll, ermittelt werden. Dazu wurde der Dichtestecher mit dazugehöriger Waage der Marke Winter Engineering verwendet.

Des Weiteren wurde für manche Versuche anstatt der Gießkanne ein Zerstäuber wie er üblicherweise für Zimmerpflanzen verwendet wird, benutzt. Der Zerstäuber wurde mit 1 Liter Tracerflüssigkeit mit einer Temperatur von 0 °C befüllt (ebenfalls Eis-Wasser-Mischung), und die Flüssigkeit auf 9 Flächen aufgesprüht. Die Flächen hatten ebenfalls eine Größe von 50x50 cm<sup>2</sup>. Diese Flächen wurden nach 1, 2, und die letzte Fläche nach 19 Tagen freigelegt. Bei dieser Methode wurde fast kein zusätzliches Wasser aufgebracht, wodurch der Transport der Farbe durch die Schneedecke fast ausschließlich durch Wasser aus Schmelzvorgängen stattfand.

Nachdem die 9 Flächen eingefärbt wurden, begann es zu schneien, und es legten sich circa 5 cm feuchter Neuschnee über die gefärbten Flächen. Die rote Farbe verändert die Albedo an der Schneeoberfläche. Sie führt dazu, dass mehr Strahlung absorbiert wird als bei einer weißen Schneeoberfläche. Durch den Neuschnee wurde für diesen Versuch (ohne unser Zutun) der Einfluss der roten Farbe auf die Albedo verringert und somit „natürlichere“ Bedingungen geschaffen.

### **2.3.3 Freilegen der Versuchsflächen**

Die Schneedecke wurde zuerst 30-50 cm hangabwärts der gefärbten Fläche geöffnet um festzustellen, wie weit sich das Wasser nach einer bestimmten Sickerzeit bereits hangparallel bewegt hat, und in welchen Schichten der Vorgang stattfand.

Anschließend wurde ein Block genau an der Gießgrenze (50x50 cm<sup>2</sup>) freigelegt. An den Seitenwänden sind die Fließmuster meist „unverfälschter“ zu erkennen als an der Talseite. Dies liegt daran, dass an der Profilvorderseite das Wasser nach dem Freischneiden austritt

und an der Profilwand hinabrinnt. Somit ist dort bereits nach wenigen Sekunden nur noch ein verfälschtes Bild der Sicker Vorgänge, die in der geschlossenen Schneedecke stattfinden, ersichtlich. Als nächster Schritt wurde der Block von der Schneeoberfläche bis zum Boden in den verschiedenen Schichten horizontal abgehoben, um die vom Wasser ausgebildeten Fließmuster ersichtlich zu machen und zu analysieren. Die einzelnen Schnitte wurden mit Fotos dokumentiert.

#### **2.3.4 Vergleich trockene – nasse Schneedecken**

Für die Versuche an trockenen Schneedecken wurde viel Wasser verwendet, da ein Regenereignis auf eine (noch) trockene Schneedecke simuliert werden sollte. Außerdem kann eine zu geringe Menge an Wasser dazu führen, dass das Wasser bereits in den obersten Schichten der Schneedecke wieder gefriert.

Von großem Interesse waren 0 °C isotherme Schneedecken, Schneedecken die sich bereits zum Teil auf 0 °C erwärmt hatten, und Schneedecken mit einer Temperatur knapp unter 0 °C. Es wurde versucht, das Sickermuster sowie Stauschichten und kapillare Barrieren zu finden und zu visualisieren. Ebenso wurden Versuche bei bereits feuchten oder nassen 0 °C isothermen Schneedecken in unterschiedlichen Stadien der Schmelzmetamorphose durchgeführt.

#### **2.3.5 Vergleich flach – stark geneigte Fläche**

Es wurden Versuche auf unterschiedlich stark geneigten Flächen durchgeführt. Die geringste Neigung betrug 9°. Besonderes Augenmerk wurde hierbei auf das Verhalten des flüssigen Wassers beim Vorhandensein von Stauhorizonten gelegt. Es ist aus der Literatur bekannt (z.B. TECHER (2010)), dass Wasser entlang von Stauhorizonten oft hangparallel fließt, bis es diese an einer geeigneten Stelle durchdringen kann. Ziel war es herauszufinden, ob es sich bei nahezu ebenen Flächen mehr einstaut, oder ob die Hangneigung nur einen geringen Einfluss hat.

## 2.4 Hypothese 2: in Abhängigkeit der Schneestruktur kann Wasser vom Boden in die Schneedecke aufgesogen werden

### Martin Forster

Die Frage, ob Wasser vom Boden in die Schneedecke aufgesogen werden kann, ist vor allem in Bezug auf das Schneegleiten und die Entstehung von kalten Gleitschneelawinen interessant. Informationen über Gleitschneelawinen befinden sich im Kapitel 1.3.3.3. Für die Entstehung von Gleitschneelawinen können viele Faktoren verantwortlich sein, für das Versagen der basalen Schneesicht ist jedoch meist eine Bodenschicht aus Becherkristallen oder eine feuchte oder nasse Grenzschicht Schneedecke-Boden verantwortlich. Bei sogenannten kalten Gleitschneelawinen (cold temperature events) befinden sich Luft- und Schneetemperaturen (außer der Grenzschicht zwischen Schneedecke und Boden =0°C) meist unter 0°C. Ist flüssiges Wasser an der Grenzschicht vorhanden, kann es demnach nicht aus Schmelzprozessen an der Schneeoberfläche stammen. Vor allem zwei unterschiedliche Prozesse werden für die Entstehung von kalten Gleitschneelawinen verantwortlich gemacht. Zum einen wird angenommen, dass das Einschneien eines noch warmen Bodens dazu führt, dass die noch im Boden gespeicherte Wärme an den Schnee abgegeben wird, was dazu führt, dass der unterste Bereich der Schneedecke anschmilzt. Oft weist nach einem Gleitschneelawinenabgang die basale Schicht der Schneedecke an der Anrisskante eine braune Färbung auf, die vom Boden weg mehrere Zentimeter hoch sein kann (Abbildung 2-3). In diesem Fall ist nicht anzunehmen, dass der Wärmefluss aus einem warmen Boden der Grund für die nasse gefärbte Schicht ist, da für die Färbung verunreinigtes Wasser vorhanden sein muss. Somit liegt die Annahme nahe, dass es sich hierbei um Wasser handelt, das aus dem nassen Boden stammt. Der Boden stellt wie auch Schnee ein poröses Medium dar. Durch die Korngrößenunterschiede zwischen dem Boden und der untersten Schneesicht könnte ein kapillarer Aufstieg zum Teil erklärt werden.

Es wurde versucht eine Methode zu entwickeln, mit der es möglich ist zu überprüfen, ob die Kornformen der Bodenschicht einen Einfluss darauf haben, ob Wasser aufgesogen werden kann. Es wurde versucht herauszufinden, welche Kornformen einen kapillaren Wasseraufstieg ermöglichen und welche nicht.

Die Vorhersage von kalten Gleitschneelawinen ist im Vergleich zu warmen Gleitschneelawinen noch zusätzlich dadurch erschwert, dass meteorologische Parameter nur wenig Einfluss auf die Prozesse, die sich an der Basis der Schneedecke abspielen, haben.

### Gründe für die Entstehung einer feuchten Schneedeckenbasis

Es kann verschiedene Gründe geben, die zur Entstehung einer feuchten Schneedeckenbasis führen können. MITTERER & SCHWEIZER (2013b) nennen folgende Prozesse, die dafür verantwortlich gemacht werden können:

- Eine 0°C isotherme Schneedecke wird vollständig von Regen- oder Schmelzwasser durchdrungen.
- Nach dem ersten großen Schneefall wird im Boden gespeicherte Wärme an die Schneedecke abgegeben, was zur Schneeschmelze in der untersten Schicht führt.
- Wasser aus dem feuchten Boden wird durch kapillare Kräfte vom Schnee wenige Zentimeter hochgesaugt.
- Wasser kann in der Nähe von dunklen Oberflächen (z.B. dunkler Fels) geschmolzen werden und in die Schneedecke fließen, oder es tritt Hangwasser auf.

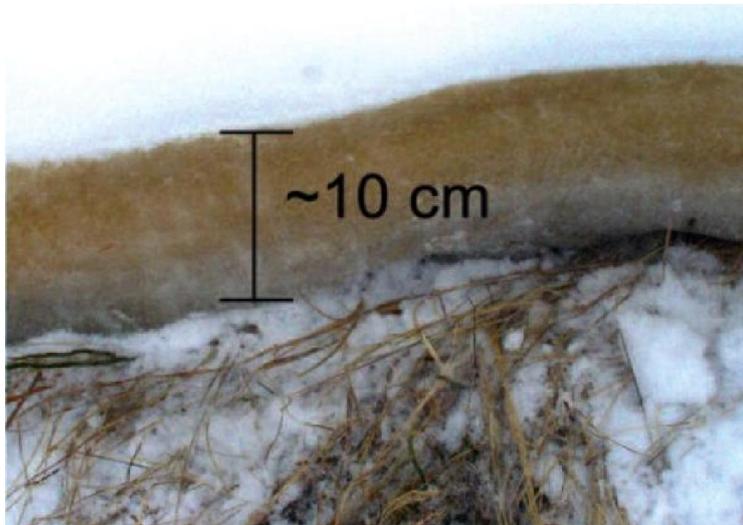


Abbildung 2-3: Wasser kann durch Kapillarkräfte vom Boden in die Schneedecke aufsteigen. Dass das Wasser aus dem Boden stammen muss, erkennt man an der braunen Färbung. (MITTERER & SCHWEIZER, 2013b)

Auf Grund dieser Überlegungen haben wir eine einfache Methode entwickelt, um zu testen, welche Kornformen die Fähigkeit besitzen Wasser vom Boden hochzuziehen. Diese Methode wird im folgenden Absatz beschrieben. Können nur bestimmte Kornformen das Wasser hochziehen wäre als nächstes die Frage zu stellen, unter welchen Bedingungen es zur Ausbildung einer basalen Schicht mit eben dieser Kornform kommt.

#### 2.4.1 Vorgehensweise

In einer runden Schale mit einem Durchmesser von 30 cm wurde Eiswasser ( $T = 0^{\circ}\text{C}$ ) mit dem bereits im Kapitel Färbversuche erwähnten Eisenoxid - Tracer vermischt, um das Wasser rot zu färben. Die Schale war 5 cm hoch und zu ca. 2/3 mit dem gefärbten, auf 0°C gekühlten

Wasser gefüllt. Anschließend wurde ein gut saugender feinkörniger Schwamm in die Flüssigkeit gelegt und darauf geachtet, dass sich der Schwamm mit der Flüssigkeit vollsaugt. Danach wurde der aus durchsichtiger harter Plastikfolie gefertigte Zylinder ( $d = 12\text{cm}$ ) mit verschiedenen Schneeproben auf den vollgesogenen Schwamm gesetzt und beobachtet, ob und wie schnell die jeweilige Schneeprobe das Wasser hochziehen kann. Der Schwamm in der Schale sollte hierbei einen nassen Boden simulieren. Die Versuche wurden mit „kalten“ ( $T_s < 0^\circ\text{C}$ ) und „warmen“ ( $T_s = 0^\circ\text{C}$ ) Schneeproben durchgeführt. Es wurden Schichten mit kantigen Kristallen, Becherkristallen, kleinen Runden und auch mit Schmelzformen getestet. Kornformen, die nicht sofort Flüssigkeit hochsaugen konnten, platzierten wir in einer kleinen Schneehöhle (Abbildung 2-4 rechts) an der Grenzschicht zum Boden. Anschließend wurde die Höhle wieder verschlossen. Nach 5 Stunden wurde die Probe wieder herausgenommen und begutachtet. Damit sollte eine Verfälschung des Ergebnisses durch Sonneneinstrahlung und Lufttemperatur verhindert werden.

Die meisten Proben wurden vertikal ausgestochen mit dem Ziel, eine möglichst homogene Schicht einer bestimmten Kristallform zu testen.

Um die unterschiedliche Saugfähigkeit der verschiedenen Schichten zu visualisieren, wurden auch horizontal Proben ausgestochen. Diese wurden genau an der Schichtgrenze zwischen zwei Schichten mit verschiedenen Kornformen (z.B. kantige Schwachschicht mit einer darüberliegenden Schicht aus kleinen Runden) genommen. Fotos dazu sind im Kapitel 3.3 zu finden.



Abbildung 2-4: links: Behälter mit Schneeprobe in einer Höhle platziert um Temperatur- und Strahlungsverfälschungen zu verhindern; rechts: geschlossene Höhle (Fotos: Martin Forster, 2014)

## 2.5 Hypothese 3: Feuchte kapillare Barrieren stellen keinen bevorzugten Gleithorizont dar

### Markus Zöchling

Kapillare Barrieren stellen eine Unterbrechung der vertikalen Wasserbewegung durch die Schneedecke dar. Am Übergang von Schichten mit kleinen Kristallen zu Schichten mit größeren Kristallen kann es durch Unterschiede in der kapillaren Saugspannung der beiden Schichten zur Ausbildung einer Stauschicht kommen (Kapitel 1.3.7).

Durch den so entstehenden, erhöhten Wassergehalt in dieser Schicht werden die Verbindungen zwischen den Schneekristallen geschwächt, was zum Reibungsverlust zwischen den einzelnen Partikeln führt. Die Bildung nasser Schneebrettlawinen wird dadurch begünstigt (KATTELMANN, 1984; MCCLUNG & SCHAEERER, 2006; PEITZSCH ET AL., 2008; TRAUTMAN, 2008).

Auch BAGGI & SCHWEIZER (2009) kommen nach einer 20 Jahre lang andauernden Studie über die Nassschneelawinenaktivität im Dischma (Schweiz) zu dem Erkenntnis, dass Wasserstau an kapillaren Barrieren einen potentieller Auslösefaktor für Schneebrettlawinen darstellt.

MITTERER ET AL. (2011) untersuchten ein Lawinenereignis, bei dem eine kapillare Barriere in der Schneedecke als Schwachschicht fungierte.

Es liegen allerdings auch Studien vor, die kapillare Barrieren nicht in Verbindung mit Nassschneelawinenereignissen bringen. TRAUTMAN (2008) berichtet von 2 Lockerschneelawinen, bei denen nicht die wasserstauende Schicht als Gleitschicht fungierte, sondern eine schwach gebundene Schicht unterhalb. Stabilitätsversuche im Nassschnee von TECHEL (2010) bzw. TECHEL & PIELMEIER (2009) ergaben ebenfalls kein Versagen von wasserstauenden Schichten.

Aufgrund dieser widersprüchlichen Ergebnisse wurden im Zuge dieser Arbeit Feldversuche durchgeführt um zu klären, ob der Wasserstau an kapillaren Barrieren zur Ausbildung von potentiellen Gleitschichten führt.

### 2.5.1 Versuchsdurchführung

In der Zeit von 11. März bis 10. Mai 2014 wurden an 9 Tagen jeweils zwischen 9:20 Uhr und 15:00 Uhr insgesamt 22 ECTs durchgeführt, wobei jeweils eine kapillare Barriere in der Schneedecke vorherrschend war. Die Testergebnisse wurden laut Kapitel 1.3.8.1 notiert.

Um zu klären, ob die Menge an gestautem Wasser an der kapillaren Barriere Einfluss auf das Testergebnis hat, wurden die ECTs im Verlauf der natürlichen Befeuchtung der Schneedecke

durchgeführt. Die Schneedecke befand sich bei allen Versuchen im isothermen Zustand und die kapillare Barriere führte zur verringerten Perkolation von Schmelzwasser und dadurch zu einem zunehmenden Feuchtegehalt der Stauschicht.

Der ECT wurde deshalb für die Untersuchung dieser Hypothese gewählt, da damit Aussagen über die Stabilität der Schneedecke gemacht werden können, ohne im Vorhinein potentielle Schwachschichten erkennen und ausweisen zu müssen. Ein subjektiv indiziertes Testergebnis wird somit verhindert. Die Schneedecke bricht an der Stelle der geringsten Stabilität. Führt die Ansammlung von Schmelzwasser an einer kapillaren Barriere zur Ausbildung eines Gleithorizontes, so muss die ECT-Säule entlang dieser Fläche abgleiten. Findet der Bruch in einer anderen Schicht statt, ist das Indiz dafür, dass die Stauschicht mit der vorhandenen Feuchte nicht als bevorzugte Schwachschicht zu betrachten ist.

Um den Zusammenhang der ECT-Ergebnisse mit der Feuchte der kapillaren Barriere untersuchen zu können, wurden bei jedem ECT die Feuchte der kapillaren Barriere und – sofern eine andere Schicht als Schwachschicht auftrat – die Feuchte dieser Schicht gemessen.

Zusätzlich wurde bei den aufgenommenen Schneeprofilen die Feuchte über die gesamte Mächtigkeit der Schneedecke in vertikalen Abständen von 10 cm mit dem Denoth-Meter gemessen. Es soll so die zunehmende Durchfeuchtung der Schneedecke mit fortschreitender Zeit, sowie das sich an den kapillaren Barrieren akkumulierende Schmelzwasser dargestellt werden.

Weiters wurden zur Stabilitätsbeurteilung der Schneedecke Ramm- und Handprofile erstellt (Anhang B, C).

## **2.6 Hypothese 4: Werden vorhandene Schwachschichten feucht, dann vermindert sich deren Stabilität deutlich**

### **Markus Zöchling**

Schwachschichten in der Schneedecke sind durch große und kantige Kristalle charakterisiert. Aufgrund schlechter Bindung zwischen den einzelnen Kristallen weisen solche Schwachschichten geringe Härte auf. Schneebrettlawinen werden in trockenen Verhältnissen durch das Versagen und Kollabieren solcher Schwachschichten ausgelöst.

Auch die Auslösung von nassen Schneebrettern hat das Versagen einer Schwachschicht als Ursache. Im Unterschied zu trockenem Schnee ist allerdings nicht die zusätzliche Last ausschlaggebender Faktor, sondern der verringerte Widerstand der Schwachschicht. Der

Kollaps der Schwachschicht wird dabei durch das Eindringen von Schmelzwasser in die Schwachschicht hervorgerufen. Dabei genügen oft schon sehr geringe Feuchtwerte der Schwachschicht, um die Stabilität drastisch zu verringern (MCCLUNG & SCHAERER, 2006; REARDON & LUNDY, 2004; REARDON, 2008; TECHEL ET AL., 2011; TECHEL & PIELMEIER, 2009, 2011).

Auch BAGGI & SCHWEIZER (2009) fanden einen Zusammenhang zwischen einer erhöhten Anzahl nasser Schneebrettlawinen und dem Vorhandensein einer basalen Schwachschicht. Ein negativer Einfluss von Schmelzwasser auf die Stabilität der Schneedecke ist offensichtlich. Es fehlt jedoch die Kenntnis über die Menge an Wasser welche nötig ist, um Lawinen auszulösen sowie über den Zeitpunkt, ab dem diese bestimmte Menge Wasser imstande ist, die Schneedecke bis zum Kollaps zu schwächen.

Um diese Frage beantworten zu können, wurden im Zuge dieser Arbeit Stabilitätstests bei unterschiedlichem Feuchtegehalt der Schneedecke durchgeführt, um die Verringerung der Stabilität mit fortschreitender Durchfeuchtung untersuchen zu können. Im Gegensatz zur Hypothese 3 wird hier gezielt eine Schwachschicht im Verlauf der Zeit getestet, um herauszufinden, ab welchem Feuchtegehalt die Stabilität dieser Schicht und somit der gesamten Schneedecke einen kritischen Wert erreicht.

### **2.6.1 Versuchsdurchführung**

In der Zeit von 21. März bis 10. Mai 2014 wurden an 9 Tagen insgesamt 48 PSTs durchgeführt.

Die Schneedecke wurde an 3 benachbarten Standorten bei jeweils isothermen Verhältnissen getestet. Die Ergebnisse wurden entsprechend Kapitel 1.3.8.2 notiert. Die Mächtigkeit des jeweiligen Slabs wurde ebenfalls dokumentiert.

Der PST wurde deshalb für diese Hypothese gewählt, da damit gezielt eine Schwachschicht getestet werden kann. Somit ist es möglich, dieselbe Schwachschicht über die Versuchsperiode wiederholt zu testen und eventuell auftretende Unterschiede in der Stabilität, die sich mit zunehmenden Wassergehalt ergeben, zu untersuchen.

Verringert sich die nötige Schnittlänge um einen Bruch bis an das Säulenende auszulösen, mit zunehmendem Wassergehalt der Schwachschicht, so würde das bedeuten, dass die Stabilität der Schwachschicht mit ansteigender Feuchte abnimmt. Speziell interessant ist dabei der Feuchtegehalt der Schwachschicht: Kann ein bestimmter Schwellenwert bestimmt werden, ab dem die Stabilität drastisch abnimmt und die spontane Auslösung von Lawinen begünstigt wird.

Nach der Isolierung der Testsäule von der umgebenden Schneedecke (Kapitel 1.3.8.2) wurde zuerst die Schwachschicht lokalisiert. Danach wurde mit der Schneesäge hangaufwärts entlang dieser Schwachschicht gesägt, bis die Bruchfortpflanzung einsetzt. Nach Feststellung der benötigten Schnittlänge wurde die Feuchte der Schwachschicht mit dem Denoth-Meter gemessen. Zusätzlich wurden Hand- und Rammprofile durchgeführt.

FARNSWORTH & ECKERSTORFER (2013) diskutieren die Auswirkung von vollständig isolierten zu hinten (hangaufwärts liegende Seite) nicht abgeschnittenen PST-Blöcken. Ihre Studie zeigt bei weichen Slabs allerdings wenig Auswirkung der modifizierten Testdurchführung auf das Ergebnis. Da die in dieser Arbeit getestete Schneedecke keine hohen Festigkeiten aufweist, wird die standardmäßige Durchführung des PSTs mit allseitiger Isolation des Testblocks angewandt.

## 2.7 Qualitative Beobachtung der Lawinenaktivität

### Markus Zöchling

Laut BAGGI & SCHWEIZER (2009) sind die ersten Tage nach Erreichen des isothermen Zustandes der Schneedecke jene mit der höchsten Wahrscheinlichkeit für nasse Schneebrettlawinen. Dies wird mit noch nicht ausgebildeten Fließkanälen und der damit einhergehenden zunehmenden Befeuchtung der Schneedecke erklärt, die von der Schneeoberfläche beginnend nach unten fortschreitet. Das Gewicht der Schneedecke nimmt dabei stetig zu, wodurch die Last zunimmt bis es schließlich zum Versagen kommt.

REARDON (2008) beobachtete, dass Nassschneelawinen großteils auf bevorzugten Expositionen abgehen, welche allerdings von Jahr zu Jahr unterschiedlich sein können. Es wird auch ein bestimmter Ablauf der frühjährlichen Lawinenzyklen diskutiert: Die ersten nassen Lawinen lösen sich auf sonnigen Hängen niedriger Lagen. Mit Fortschreiten der Saison steigt die Startzone und Lawinen lösen sich allmählich auch aus schattigeren, kälteren Hängen. Dieses Konzept scheint zwar für nasse Lockerschneelawinen, sowie für Gleitschneelawinen anwendbar zu sein, für Schneebrettlawinen gibt es allerdings nur spärliche Beweise.

MCCLUNG & SCHAEERER (2006) hingegen berichten von Lawinenabgängen, welche von der Tageszeit abhängig sind. Zahlreiche dünne, nasse Schneebretter lösten aus, nachdem der betreffende Hang abends im Schatten lag.

Aufgrund der teilweise unterschiedlichen Studienergebnisse, die allerdings auch vom Untersuchungsursprung her Unterschiede aufweisen, beobachteten wir während der Feldarbeiten die Lawinenabgänge auf 2 Hängen im Kapruner Tal. Das Ziel hierbei war, einen eventuellen, qualitativen Zusammenhang der Lawinenaktivität mit dem vorherrschenden

Wetter zu erhalten. Bei welchem Wetter gehen Lawinen bevorzugt ab und was ist die bevorzugte Exposition? In Kombination mit den vom Lawinenwarndienst Salzburg gemessenen meteorologischen Daten können quantitative Aussagen getroffen werden über eine mögliche Schwellwerttemperatur, Strahlungsmenge oder Luftfeuchte, die nötig sind, damit es zu vermehrten Lawinenabgängen an den beobachteten Orten kommt.

### **2.7.1 Ausgewählte Hänge**

Bei den von uns gewählten Hängen handelt es sich zum einen um die Hänge auf der vom gewählten Testhang aus gesehen, gegenüberliegenden, östlichen Talseite unterhalb vom Messerfeldköpfl (2442 m), Rettenzink (2510 m), Brandlscharte (2371 m), Rosskopf (1999 m) und vom Imbachhorn (2470 m). Diese Hänge waren während der Feldarbeiten bei Schönwetter stets gut zu sehen und die Fotodokumentation war somit relativ einfach durchzuführen. Es handelt sich hierbei prinzipiell um einen Westhang, der sich zum Rosskopf hin in Richtung Süden dreht. Kleinräumig betrachtet muss zwischen Hängen mit südwestlicher, westlicher und nordwestlicher Exposition unterschieden werden.

Der zweite beobachtete Hang liegt weiter nördlich auf der westlichen Talseite des Kapruner Tals zwischen der Schoppbachhöhe (2069 m) und der Dreiwallnerhöhe (1861 m). Dieser Hang weist eine größtenteils nordöstliche bis östliche Exposition, mit kleineren südöstlich bzw. nördlich gerichteten Bereichen auf. Dieser Hang wurde an jedem Feldarbeitstag jeweils bei der An- und Abreise zur und von der Liftstation dokumentiert.

Beide Hänge weisen nahezu gänzlich Neigungen von über 30° auf.

## 3 Resultate

### 3.1 Permanente Wassergehaltsmessung

#### Markus Zöchling

Die Messstation war von 13.3.2014 bis 10.5.2014 fast 2 Monate durchgehend in Betrieb. Anfangs war die Schneedecke noch trocken und kalt, was an den täglichen Schwankungen der Temperatur unter 0° C gut zu erkennen ist (Anhang A). Tagsüber erwärmt sich die Schneedecke und nachts kühlt sie ab. Da Schnee eine geringe Wärmeleitfähigkeit besitzt, nimmt die Amplitude der Temperaturschwankungen mit zunehmender Tiefe ab. Aufgrund der stets negativen Temperaturen kann sich kein flüssiges Wasser in der Schneedecke bilden. Die dennoch unterschiedlichen Trockenwerte der Permittivität  $\epsilon'_d$  beruhen auf den Dichteunterschieden des Schnees in den unterschiedlichen Einbautiefen der Sensoren (siehe Kapitel 1.3.6.2).

Eine Ausnahme stellt der Feuchtesensor F6 dar, der am 16.3. um ca. 18:00 Uhr einen sprunghaften Anstieg der Feuchte zeigt (siehe Kapitel 3.1.1), obwohl zu diesem Zeitpunkt die Schneedecke noch kalt ist.

Ab dem 3.4.2014 war die gesamte Schneedecke bis zum Ausbau der Sensoren im isothermen Zustand (0 °C). 2 Tage später traten die ersten nennenswerten Veränderungen des Wassergehalts auf. Grundsätzlich kann bei den Messergebnissen zwischen, auf den ersten Blick gesehen, willkürlichen, sprunghaften Anstiegen und regelmäßigen, sich täglich wiederholenden Anstiegen der Permittivität unterschieden werden.

Der Sensor F4 zeigt über die gesamte Messperiode annähernd keine Änderung der Permittivität. Ein möglicher Grund dafür könnte sein, dass der Sensor keine gute Verbindung mit dem Schnee hatte.

#### 3.1.1 Sprunghafte Anstiege der Feuchte

Schon wenige Tage nach dem Einbau der Messstation zeigte der Sensor F6 als einziger in diesen Tagen einen sprunghaften Anstieg der Permittivität am 16.3. gefolgt von einem stetigen Abfall bis annähernd zum Ausgangswert (Abbildung 3-1). Die Temperatur steigt bei der Änderung der Feuchte schlagartig auf 0 °C. Der 20 cm tiefer eingebaute F7 beginnt ca. 24 Stunden nach Anstieg von F6 über die Dauer von 4 Tagen anzusteigen. Am 21.3. fällt auch hier die Permittivität wieder auf den Ausgangswert ab. Anschließend findet keine nennenswerte Änderung der Feuchte bis zum 5.4. statt. Der sprunghaften Änderung ist eine ca. 24 Stunden andauernde Periode hoher Luftfeuchtigkeit mit unausgiebigen Schneefall am

Mooserboden vorangegangen. Die Station Schmittenhöhe verzeichnete keinen Schneefall. In den letzten 6 Stunden vor dem Sprung befanden sich Luft- und Taupunkttemperatur an beiden Messstationen über dem Gefrierpunkt.

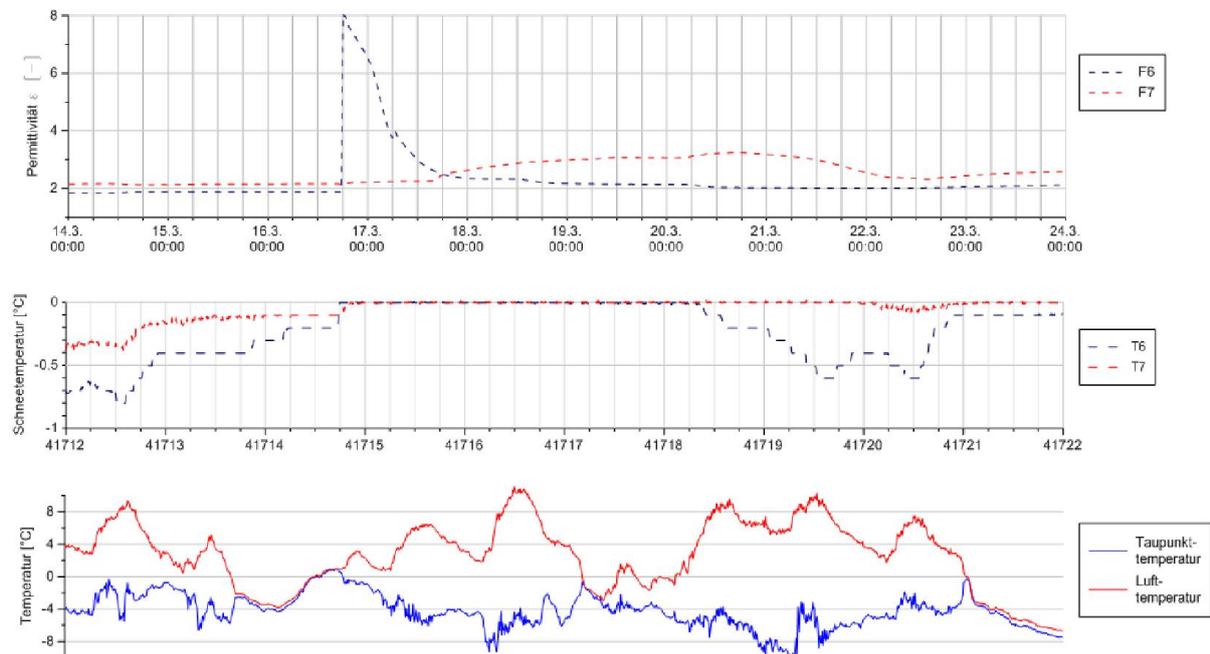


Abbildung 3-1: Sprunghafter Anstieg von F6 am 16.3. mit anschließendem stetigem Abfall der Permittivität bis zum Ausgangswert. F7 zeigt einen leichten Anstieg über fast 4 Tage mit folgendem Abfall über etwa einem Tag. Die Temperatur (T6, T7) beträgt bei Änderung der Feuchte jeweils 0°C. Die Taupunkttemperatur war zum Zeitpunkt des Sprunges für mehrere Stunden über dem Gefrierpunkt (Station Schmittenhöhe)

Die Sensoren F3, F2 und F1 zeigen nacheinander am 5., 7. und 8.4. sprunghafte Anstiege, wobei F2 in dieser Zeit mehrmals ansteigt, die beiden anderen jeweils nur einmal. Am 8.4. springen ebenfalls noch F7 und F8. Die Sensoren F5 und F6 zeigen an denselben Zeitpunkten lediglich sehr geringe Änderungen des Wassergehalts (Abbildung 3-2). Die Schneedecke befindet sich dabei seit mehreren Tagen im isothermen Zustand.

Die Änderung der Permittivität der 5 Sensoren ist unterschiedlich hoch. F3 steigt an und bleibt dann in etwa auf diesem Wert, während F1, F2, F6 und F7 sprunghaft ansteigen um danach langsam wieder abzusinken. Einige Tage danach zeigen die Sensoren wieder ähnliche, gleichbleibende Werte.

Die Lufttemperatur ist mit Ausnahme der letzten sprunghaften Änderung von F1 am 8.4., wo sie nur 3 °C beträgt, stets zwischen 5 und 10 °C.

Auch die 3-Tagessumme der Globalstrahlung, welche oft mit hoher Lawinenaktivität in Verbindung gebracht wird, zeigt keinen Zusammenhang mit der sprunghaften Erhöhung der Feuchte in der Schneedecke. An den meisten Tagen der Woche vor dem ersten Sprung war die Globalstrahlung zwar stets hoch, doch in den Tagen direkt vor dem Sprung verhinderte die Wolkendecke hohe Einstrahlungen.

Der Parameter, der am besten mit den Sprüngen korreliert, ist die Taupunkttemperatur (Abbildung 3-2). Diese war vor jedem sprunghaften Verhalten für mehrere Stunden über dem Gefrierpunkt. Zwischen den Sprüngen am 16.3. und am 5.4., wo keine weiteren sprunghaften Erhöhungen der Permittivität gemessen wurden, war der Taupunkt jeweils unter 0 °C an der Station Mooserboden bzw. nur einmal für wenige Stunden knapp über 0 °C an der Station Schmittenhöhe.

Alle aufgezeichneten Sprünge sind zwischen 12:00 Uhr mittags und 18:00 Uhr aufgetreten.

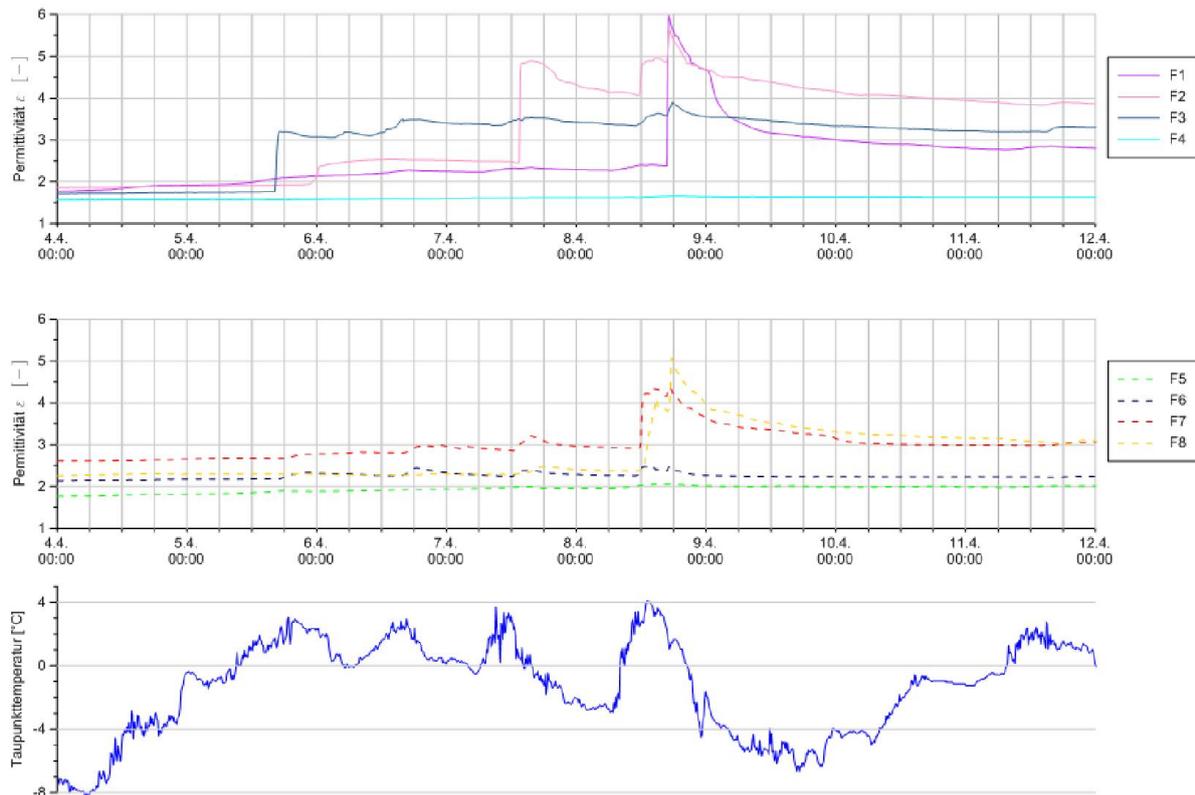


Abbildung 3-2: Sprunghafte Änderungen der Feuchte der Sensoren F1-F3, sowie F7 und F8. Die Taupunkttemperatur ist bei jedem Sprung über dem Gefrierpunkt (Station Schmittenhöhe)

### 3.1.2 Tagesgang der Feuchte

Nachdem nach der letzten sprunghaften Erhöhung der Feuchte am 8.4. keine nennenswerten Änderungen mehr aufgezeichnet wurden, startet die Feuchte am 21.4. einen sich täglich wiederholenden Verlauf. Zwischen 9:00 Uhr und 12:00 Uhr steigt die Permittivität an und sinkt dann wieder ab bis zum erneuten Anstieg am nächsten Tag (Abbildung 3-3). Der Anstieg passiert dabei zwar auch schnell, aber nicht so sprunghaft wie bei den Anstiegen in Kapitel 3.1.1. Mit Ausnahme des Sensors F4 treten bei allen Feuchtesensoren diese tägliche Verläufe auf. Die Amplitude ist bei F5 und F6 allerdings klein und auch F3 zeigt einen geringeren Tagesgang im Vergleich mit den restlichen Sensoren.

Die Taupunkttemperatur war vom 8.4. bis zum 19.4. (also 3 Tage vor dem Beginn des Tagesganges) nur mit einigen sehr kurzen Ausnahmen negativ und zeigt während der

gesamten Dauer des Auftretens des Tagesganges positive Temperaturen. Nur während der Nachtstunden vom 27.4. auf den 28.4. ist sie für mehrere Stunden unter dem Gefrierpunkt.

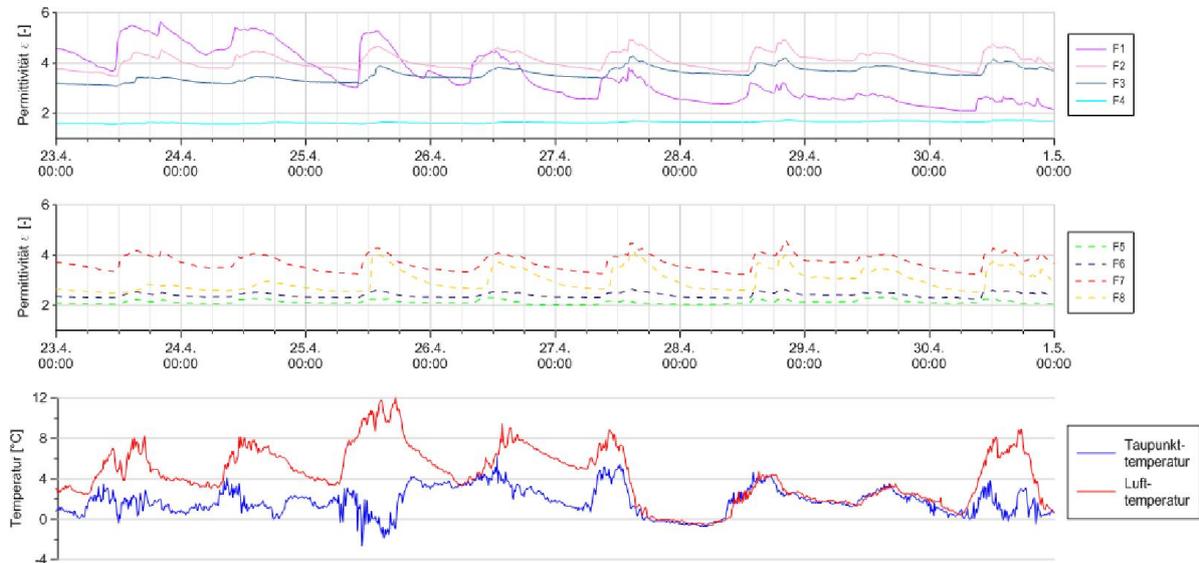


Abbildung 3-3: Die Permittivität zeigt einen sich täglich wiederholenden Verlauf. Jeweils vormittags steigt sie relativ steil an und sinkt dann bis zum neuerlichen Anstieg am nächsten Tag wieder ab. Die Taupunkttemperatur ist dabei meist deutlich positiv (Station Schmittenhöhe).

Im Gegensatz zu den sprunghaften Anstiegen, die scheinbar unabhängig von der relativen Position der Sensoren zueinander und zur Schneeoberfläche auftreten (d.h. nicht der oberflächennächste springt zuerst und danach folgen die unteren Sensoren), steigt die Feuchte beim täglichen Verlauf zuerst bei den oberen Sensoren an, bevor die tiefer positionierten kurz darauf folgen (Abbildung 3-4). Bei den Sensoren F1, F2 und F3 ist das gut zu sehen, die Sensoren F5 und F6 ändern den Wert kaum.

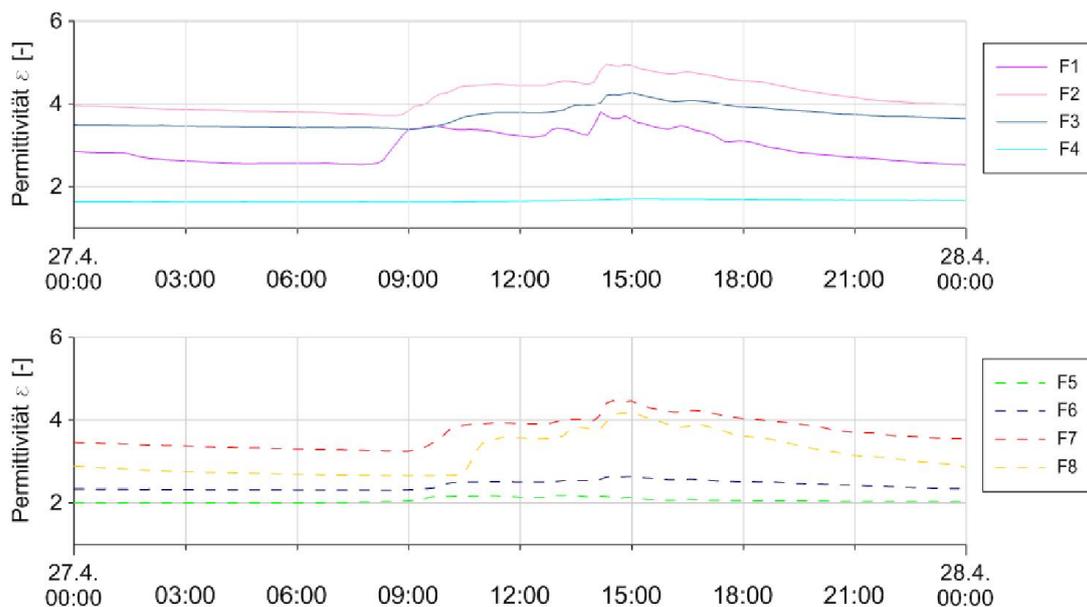


Abbildung 3-4: Während des Tagesgangs stimmt die Reihenfolge der Sensorbeschriftung mit dem relativen Zeitpunkt des Einsetzens des Anstiegs der Permittivität überein. Das bedeutet, dass die Feuchte zuerst die Sensoren näher an der Oberfläche erreicht und dann nach unten fortschreitet.

## 3.2 Hypothese 1

### Martin Forster

Wie bereits im Kapitel 2.3 erklärt, wurden Quadrate von 50x50 cm<sup>2</sup> auf unterschiedlichen Schneedecken mit gefärbtem Wasser begossen, um die verschiedenen Sickermuster des Wassers in den unterschiedlich beschaffenen Schneedecken zu visualisieren und zu analysieren. Insgesamt wurden 18 verschiedene Flächen begossen. Davon waren 14 Schneedecken 0°C isotherm und 4 noch vollständig oder teilweise unter 0°C. In 15 Schneedecken waren Barrieren vorzufinden, in 3 Schneedecken konnte das Wasser die Schneedecke ohne Hindernisse infiltrieren.

### 3.2.1 Bewertung der Qualität der erhobenen Daten

Es wurden insgesamt 18 Flächen begossen, wovon neun Flächen direkt nebeneinander lagen und somit ähnliche Bedingungen aufwiesen. Dies hatte den Vorteil, dass die Veränderungen im Wasserfluss über einen längeren Zeitraum mitverfolgt werden konnten, da die gefärbten Blöcke an einem Tag begossen, jedoch an verschiedenen Tagen freigelegt wurden. Die 9 übrigen Flächen befanden sich jeweils an unterschiedlichen Standorten mit unterschiedlichen Schneedecken. Dies hatte auf der einen Seite den Vorteil, dass sehr unterschiedliche Schneedecken untersucht wurden, jedoch auf der anderen Seite den Nachteil, dass die Veränderungen im Wasserfluss einer bestimmten Schneedecke mit der Zeit nicht mitverfolgt werden konnten. Außerdem gibt es für eine Schneedecke mit einer bestimmten Beschaffenheit jeweils nur ein Ergebnis, das zwar mit Ergebnissen anderer Autoren, jedoch nicht mit mehreren Ergebnissen an ebendieser Schneedecke verglichen werden kann. Es wurden bei jedem Versuch vor dem Färben die Wassergehalte in Vol. %, die Dichten, die Temperaturen, die Kornformen und Korngrößen aufgenommen, oft auch ein vollständiges Schneeprofil. Die Versuche sind gut dokumentiert und lassen durchaus Rückschlüsse auf verschiedene Sickermuster in Schneedecken mit unterschiedlichen Bedingungen zu. Zu bemängeln ist die geringe Anzahl an Stichproben und dass nicht immer ein vollständiges Schneeprofil aufgenommen wurde.

Die folgenden Ergebnisse sind qualitative Auswertungen ausgewählter Versuche, da die Anzahl der Stichproben für eine quantitative Auswertung zu gering ist. Zuerst werden ausgewählte Versuche genauer beschrieben, danach allgemeine Ergebnisse aus allen Versuchen abgeleitet.

### 3.2.2 Beschreibung von 4 ausgewählten Versuchen

#### Versuch am 14.3.2014

Dieser Versuch fand auf einem 15° geneigten, nach Osten exponierten Hang auf einer Seehöhe von 2435 m statt. Die Schneehöhe betrug 88 cm und die Schneetemperatur war 0°C isotherm. Die Lufttemperatur betrug +3,7°C. Die Schneedecke war von insgesamt drei Eislamellen durchzogen. Zwischen diesen Eislamellen waren Schichten mit Schmelzformen von einer manuell ermittelten Härte von Faust – 4 Finger vorzufinden. Diese Schmelzformen wiesen bis zur untersten Eisschicht in 57 cm eine Größe von 1-2 mm, unterhalb dieser Eisschicht eine Größe von 2-4 mm auf. Die obersten 7 cm der Schneedecke wiesen einen hohen Wassergehalt von 7,3 Vol. % auf, darunter war der Schnee noch trocken. Es wurden 2 Liter Wasser aufgebracht.



Abbildung 3-5: Bild links: Es ist zu erkennen, dass der Schnee bis zur ersten Eisschicht flächig vollgesogen ist, unter dieser Eisschicht ist deutlich die Ausbildung von Fließkanälen bis zur nächsten Eisschicht ersichtlich. Bild rechts: der obere Deckel der Schneedecke wurde bis direkt unter der zweiten Eisschicht abgehoben und darunter neu begossen. Es ist ein eindeutig kanalisierter Sickerprozess zu erkennen. Es handelte sich um 1-2 mm große Schmelzformen. (Fotos: Martin Forster, 2014)

Es zeigte sich, dass ein Großteil des aufgebrachten Wassers bereits an der ersten Eisschicht daran gehindert wurde tiefer zu sickern. Der Wassergehalt über der Eisschicht betrug 7,3 Vol. % (vor dem Färben). Bis zu dieser ersten Barriere war der Schnee flächig vollgesogen. Dies kann zum Teil auch daran liegen, dass die Flüssigkeit flächig aufgetragen wurde, und die Barriere sich bereits 7 cm unter der Schneeoberfläche befand. Unter dieser Barriere war der Schnee bis zum Boden noch trocken. Das Wasser bildete unterhalb der ersten Barriere Fließkanäle aus, über die es bis zur nächsten Eisschicht vordrang. Die zweite Eisschicht konnte vom verbliebenen Wasser nicht mehr durchdrungen werden.

Daher wurde die Schneedecke direkt unterhalb der zweiten Eislamelle horizontal abgehoben und der verbleibende Schnee noch einmal mit 2 Litern Wasser begossen (Abbildung 3-5, rechts). Es bildeten sich wieder Fließkanäle aus, die bis zur nächsten Eisschicht reichten. Es handelte sich hier um eine 0°C isotherme Schneedecke mit

vorhandenen Barrieren und Schmelzformen mit einem Durchmesser von 1-2 mm. Darunter waren Schmelzformen mit einem Durchmesser von 2-4 mm anzutreffen. Es handelte sich somit um eine 0°C isotherme Schneedecke, die jedoch bis auf die oberste Schicht noch trocken war. Die vorhandenen Körner hatten bereits eine Umgestaltung zu Schmelzformen durchlaufen. Die Schneedecke befand sich jedoch erst im Reifeprozess.

### Versuch am 15.3.2014

Bei diesem Versuch wurde eine noch „leicht kalte Schneedecke“ mit einer geringen Hangneigung von 9° untersucht. Die Exposition war Ost. Die Schneetemperaturen betragen zwischen -0,1 und -1,4°C, die Schneedecke war vor dem Begießen somit noch trocken. Die Lufttemperatur lag bei +1,3°C. Diese Schneedecke war durchzogen von insgesamt 5 Eislamellen. Zwischen den Eislamellen waren kantig abgerundete Kornformen mit einer Korngröße von 1 mm vorzufinden. An der Oberfläche befanden sich Schmelzformen mit einer Korngröße von 1,5 - 2 mm. Die Fläche wurde bei diesem Versuch mit einer großen Menge von 5 Liter gefärbtem Wasser begossen.

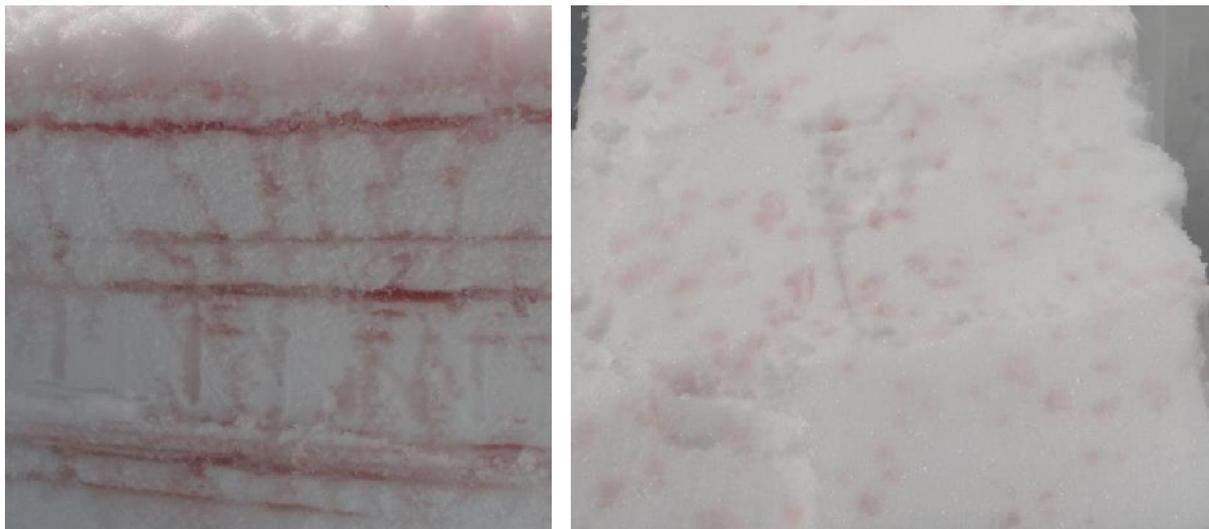
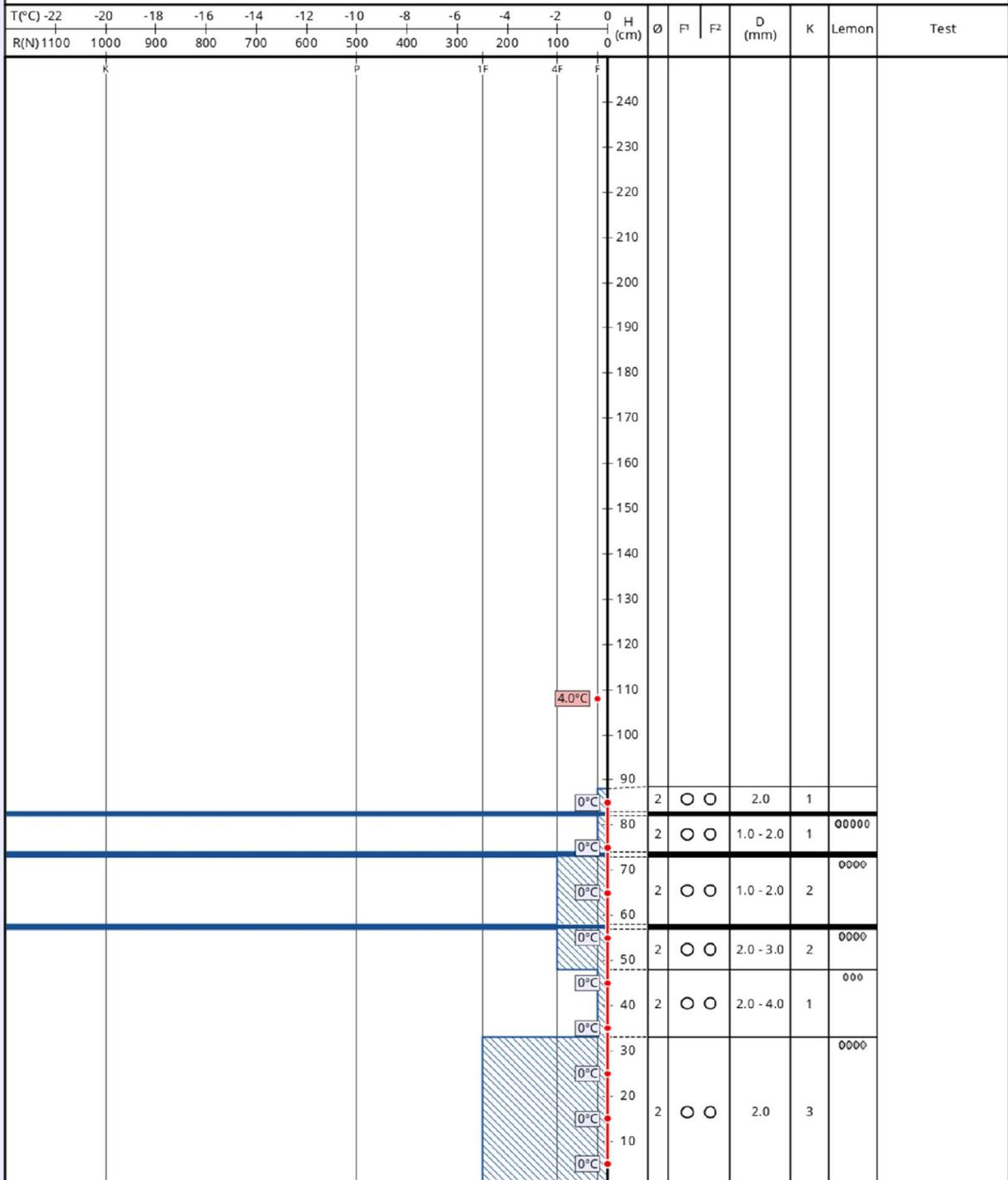


Abbildung 3-6: Färbversuch an einer Schneedecke mit einer Temperatur knapp unter 0°C. linkes Bild: an dieser Profilwand sind Fließkanäle und viele Stauhorizonte (Eislamellen) zu sehen. Rechtes Bild: der Block wurde horizontal abgehoben um die Anzahl und Durchmesser der Fließkanäle ersichtlich zu machen. (Fotos: Martin Forster, 2014)

Snowprofile: Kitzsteinhorn\_unterhalb 2er Sessellift

Name: Forster	e-mail:	Date: 14. Oct. 2014 11:30
Location: Kitzsteinhorn_unterhalb 2er Sessellift	Elevation: 2435 m	Air temperature: 4.0°C
Sub-region: Pinzgau	Incline: 15°	Precipitation: No precipitation
Region: Salzburg	Aspect: E	Intensity:
Country: Österreich	Wind speed: Calm (0 km/h)	Sky condition: Clear (0/8)
Lat. / Long.: 47.204° / 12.6901°	Wind direction:	Profile: (type)

- + Precip. particles    ● Rounded grains    Λ Depth hoar    ○ Melt forms    ☐ Faceted, rounded
- / Decomp. / fragm.    □ Faceted crystals    V Surface hoar    ■ Ice formations    X Graupel    ☉ Melt-freeze crust



SnoProfiler 0.93 powered by mapyrus

© 2014 LWD-Tirol | Uni-Wien

Abbildung 3-7: Schneeprofil des Versuches am 14.03.2014.

Es zeigte sich, dass das Wasser nach einer Sickerzeit von nur 30 Minuten, trotz insgesamt **5** Eislamellen und einer Temperatur knapp unter 0 °C, durch die gesamte Schneedecke sickern konnte. An dieser Stelle ist unbedingt noch einmal zu erwähnen, dass eine sehr große Menge von 5 Litern Wasser auf eine Fläche von 50x50 cm<sup>2</sup> gegossen wurde. Dies entspricht einem Niederschlag von 20 mm. Dennoch ist bemerkenswert, dass bei einem intensiveren Niederschlagsereignis das Wasser innerhalb sehr kurzer Zeit bis zum Boden sickern kann und sich somit die mechanischen Eigenschaften der gesamten Schneedecke und auch der Verbindung zum Boden rasch ändern können. Die Dicke der Eislamellen variierte zwischen ca. 3 – 5 mm und konnte an sehr vielen Stellen vom Wasser durchdrungen werden. Der Wasserfluss bis zur nächsten Eislamelle fand ausschließlich über Fließkanäle statt. Erstaunlich war, dass die 5 Eislamellen und die noch leicht unter 0°C liegende Schneetemperatur dem aufgebracht Wasser nicht mehr Widerstand entgegen setzen konnten. Das Sickermuster unterschied sich somit wenig von dem am 14.3.14 beobachteten Sickermuster, obwohl bei einem Versuch eine „kalte“ ( $T < 0^{\circ}\text{C}$ ) und beim anderen eine 0°C isotherme Schneedecke begossen wurde.

### Versuche am 20.3.2014

Am 20.3. wurden insgesamt 3 Flächen begossen. Die Versuchsflächen befanden sich direkt nebeneinander auf einer Seehöhe von 2450 Meter. Die erste Fläche wurde nach 20 Minuten, die zweite nach 35 Minuten und die dritte nach 2 Tagen, freigelegt. Die erste Fläche wurde mit 2 Litern, die zweite mit 3 Litern und die dritte Fläche mit 4 Litern Wasser begossen. Die Hangneigung betrug 24°, die Exposition Süd. Die Beschaffenheit der Schneedecke unterschied sich sehr stark von den beiden zuvor beschriebenen, da keine deutlichen Barrieren auffindbar waren. Außerdem war die Schneedecke bereits vollständig durch die Schmelzmetamorphose umgewandelt und wies bereits höhere Wassergehalte auf. Je nach Schicht war der Schnee feucht oder nass. Die Flüssigwassergehalte lagen zwischen 6,7 % in der feuchtesten, und 2,0 % in der mit Abstand trockensten Schicht (Abbildung 3-9). Es waren durchgehend Schmelzformen mit Korngrößen von 2,5 – 3,5 mm vorhanden.



Abbildung 3-8: Das Bild zeigt die Profilwand des Blockes, der 2 Tage nach dem Färben freigeschnitten wurde. Die trockenste Schicht (weißer Streifen im oberen Drittel der Schneedecke) ist deutlich erkennbar. Ansonsten ist ein eindeutig matrixartiges Sickers zu erkennen. (Foto: Martin Forster, 2014)

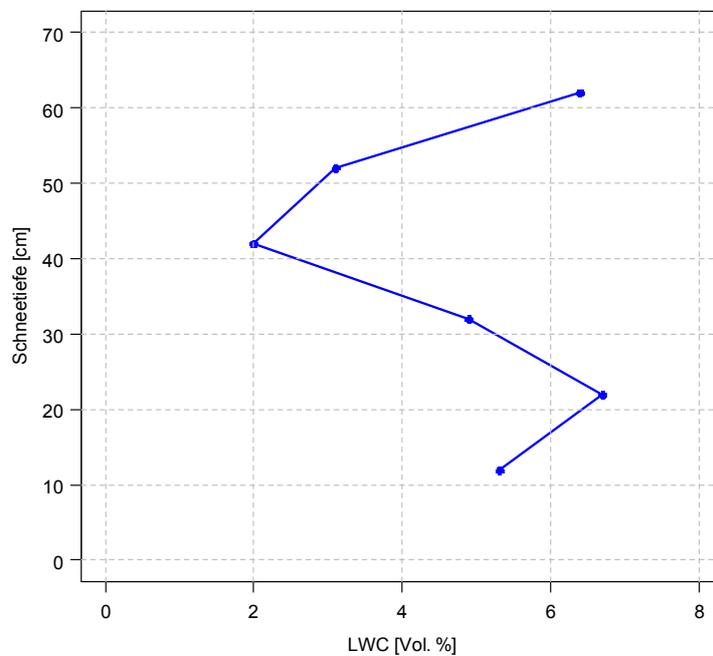


Abbildung 3-9: Feuchteverteilung in der untersuchten Schneedecke am 20.3.2014 vor dem Färbversuch.

Es war deutlich ersichtlich, dass in der trockensten Schicht ( $LWC_v = 0,8 \%$ ) das Sickermuster am wenigsten flächig auftrat. In dieser Schicht waren sehr viele Fließkanäle auf engem Raum zu erkennen. Im unteren Drittel waren die Wassergehalte am Höchsten und lagen zwischen 3,2 - 4,5 % und das Wasser sickerte hier sehr flächig durch (Abbildung 3-8). Nach einer Sickerzeit von 20 Minuten hatten sich die aufgetragenen 2 Liter Wasser bereits bis zum Boden bewegt. Es ist verwunderlich, dass diese trockenste Schicht 20 cm unter der Schneeoberfläche deutlich niedrigere Wassergehalte aufwies als die anderen Schichten. Die Korngrößen unterschieden sich nicht erkennbar von den darunterliegenden und die gesamte Schneedecke bestand aus Schmelzformen. Außerdem zeigte sich, dass das matrixartige Sickern, bei dem Versuch, der erst zwei Tage nach dem Färben geöffnet wurde, sich noch homogener zeigte. Dies konnte auch beim Versuch vom 5.4. beobachtet werden, wo näher auf die Veränderungen mit der Zeit eingegangen wird.

### Versuche 5.4. bis 24.4.2014: 9 Felder



Abbildung 3-10: 9 Felder wurden direkt nebeneinander besprüht, um die Veränderung im Sickerfluss über die Zeit mitverfolgen zu können. (Foto: Martin Forster, 2014)

Diese Versuche wurden am Langwiedboden auf einer Seehöhe von 2000 m durchgeführt. Der Hang war nach Norden exponiert, die Schneedecke  $0^\circ\text{C}$  – isotherm und vollständig aus Schmelzformen bestehend. Es wurden neun Flächen gleichzeitig eingefärbt (Abbildung 3-10). Der dye-tracer wurde mit einem Zerstäuber aufgebracht, weshalb für die neun Flächen insgesamt nur  $\frac{1}{2}$  Liter Wasser aufgetragen wurde. Bereits eine Stunde nach dem Aufsprühen trat Wasser an der kapillaren Barriere, die sich 20 cm unter der Schneeoberfläche befand, aus. Das Wasser, welches das Färbemittel innerhalb einer Stunde bis zur Barriere transportierte, gelangte (im Vergleich zu den oben genannten Versuchen) hauptsächlich durch

Schmelzvorgänge in die Schneedecke. Wie schon beim Versuch vom 20.3. festgestellt wurde, bei welchem eine sehr reife, nur aus Schmelzformen bestehende Schneedecke untersucht wurde, fand auch hier das Sickers deutlich flächiger als im feinkörnigeren, durch die Schmelzmetamorphose noch nicht, oder noch nicht so stark umgewandelten Schnee statt. Die erste Fläche wurde einen Tag nach dem Aufsprühen freigelegt, die zweite 3 Tage nach dem Aufsprühen. Beim Vergleich der beiden Versuche zeigte sich, dass die rote Farbe mit zunehmender Dauer immer flächiger in die Schneedecke sickerte (Abbildung 3-11). Während im ersten Fall zuerst neben vollgesogenen Stellen auch noch einzelne Fließkanäle erkennbar waren, und auch noch Stellen vorzufinden waren, die noch keine Färbung aufwiesen, zeigte sich das Bild zwei Tage danach bereits wesentlich flächiger. Am Tag des Aufsprühens (05.04.2014, 15.00 Uhr) war in den obersten 10 cm ein  $LWC_v$  von 2,8 %, in den darunterliegenden 10 cm ein  $LWC_v$  von 4,5 % und in den nächsten darunterliegenden 10 cm ein  $LWC_v$  von 1,2 % vorzufinden. Die 4,5 %  $LWC_v$  wurden über der kapillaren Barriere gemessen, die 1,2 % direkt darunter (Abbildung 3-12). Über der kapillaren Barriere waren am Tag des Färbens Korngrößen von 0,5 - 1 mm vorzufinden, unterhalb der Barriere hatten die Körner einen Durchmesser von 2 - 4 mm. Die weiter darunterliegenden Schichten bestanden ebenso aus Schmelzformen, der Wassergehalt lag allerdings bei 0 - 0,2 %, die unteren Schichten waren also noch annähernd trocken. Die gesamte Schneedecke war bereits 0 °C-isotherm. An den darauffolgenden Tagen zeigte sich das Wetter immer stark bewölkt und die Lufttemperatur lag tagsüber deutlich im positiven Bereich. Dies hatte zur Folge, dass am 8.4.2015 (13.40 Uhr), also 3 Tage nach dem Aufbringen des Tracers, der  $LWC_v$  über der kapillaren Barriere auf 12,4 % und darunter auf 3,1 % stieg. Die Korngrößen über der kapillaren Barriere waren auf 1 - 2 mm gewachsen, unter der Barriere waren sie immer noch 2 - 4 mm. Es zeigte sich, dass die kapillare Barriere zu diesem Zeitpunkt das Wasser wesentlich flächiger durchsickern ließ. Sie schien zu diesem Zeitpunkt keine wirkliche Barriere mehr darzustellen. Dies ist wahrscheinlich sowohl auf die Annäherung der Korngrößen ober- und unterhalb der Barriere, als auch auf die höheren Wassergehalte zurückzuführen. Die Schichten, die unter den eben genannten lagen, waren nach wie vor nur schwach feucht mit Wassergehalten von 0,4 bis maximal 2 %. (Die 2 % wurden 10 cm über dem Boden gemessen) In diesen Schichten war auch am 8.4. noch (fast) keine rote Färbung erkennbar.

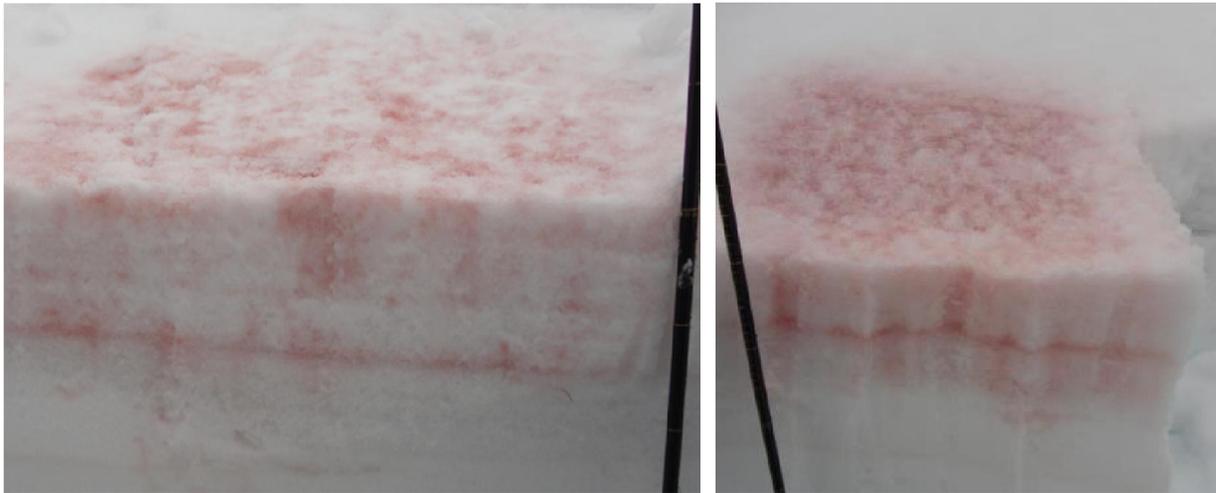


Abbildung 3-11: Änderung des Sickermusters beim Ausbleiben von Schmelz-Frier-Zyklen: Bild links: Schneedecke wurde am 6.4. geöffnet. Bild rechts: Schneedecke wurde am 8.4. geöffnet. Es zeigte sich, dass der Sickervorgang mit zunehmenden Wassergehalten auch unterhalb der Barriere immer flächiger wurde. (Fotos: Martin Forster, 2014)

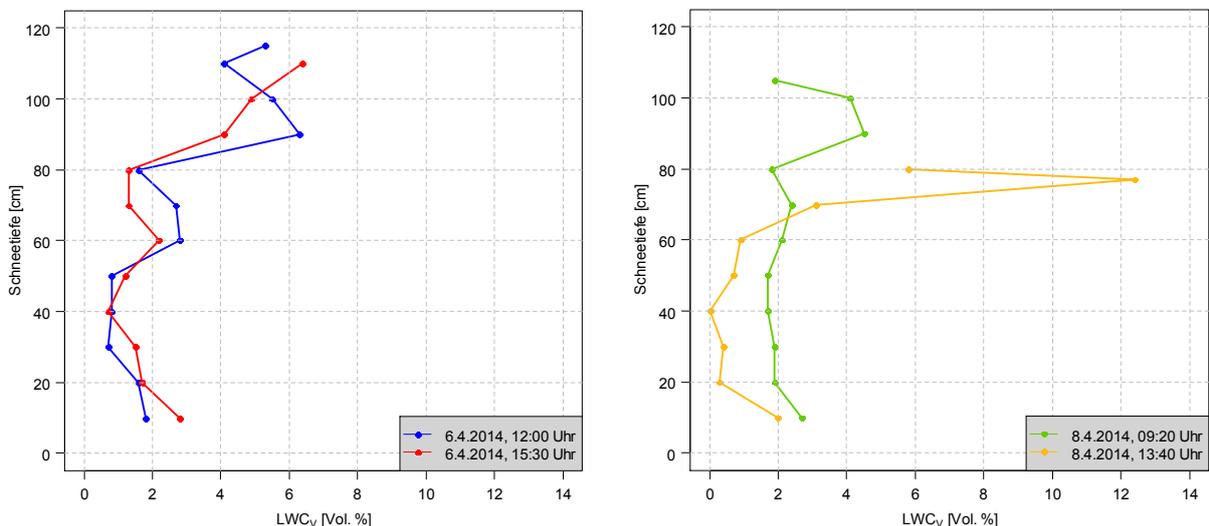


Abbildung 3-12: Vergleich der Wassergehalte der Schneedecke am Langwiedboden am 6.4. (links) und 8.4.2014 (rechts). Die kapillare Barriere befindet sich in einer Höhe von ca. 90 cm (links, bzw. 09:20 Uhr rechts) und bei ca. 88 cm (13:40 Uhr, rechts).

### 3.2.3 Allgemeine Ergebnisse

#### 3.2.3.1 Präferenzierter Wasserfluss (preferential flow)

Kanalisierte Wasserfluss war die am häufigsten vorkommende Form des Wassertransportes durch eine Schneedecke. *Preferential flow* war bei den durchgeführten Versuchen sowohl bei „leicht kalten“, trockenen Schneedecken (z.B. Versuch 15.4) als auch bei schwach feuchten isothermen Schneedecken die dominierende Form des Wassertransportes. Bei kalten Schneedecken bildeten sich immer Fließkanäle aus, allerdings musste dazu ausreichend Wasser zugeführt werden. Bei einer zu geringen Wassermenge gefror das aufgebracht

Wasser bereits in den oberflächennahen Schichten und sickerte nicht tiefer. In Bezug auf die Kornform war bei Schichten bestehend aus rundkörnigen und kantigen Kristallen, sowie bei Schmelzformen preferential flow vorzufinden. Dies sowohl bei trockenen als auch bei schwach feuchten Schichten. Bei kantigen Kornformen war allerdings auffällig, dass sich zwar Fließkanäle ausbildeten, diese jedoch an vielen Stellen auftraten und das Wasser sehr einheitlich vertikal tiefer sickerte. Außerdem lagen die Fließkanäle bei Schichten aus kantigen Kristallen oft sehr nahe aneinander. Bei Schichten aus Schmelzformen war in Bezug auf das Fließregime ausschlaggebend, wie weit die „Reifung“ bereits fortgeschritten war. So war bei niedrigen Wassergehalten und kleinen Körnern der Wasserfluss kanalisiert, mit zunehmenden Wassergehalten und Korngrößen wurden die Fließkanäle allerdings immer häufiger und größer, bis eine klare Aussage, ob es sich noch um sehr viele Fließkanäle oder bereits um ein flächiges Sickern handelt schwierig wurde. Somit haben das Stadium der Umwandlung und damit verbunden auch die Korngröße und der Wassergehalt einen Einfluss auf das Sickermuster, welches das Wasser letztendlich ausbildet.

Weiters bildeten sich Fließkanäle häufig an Stellen aus, an denen dem Wasser das Durchdringen nur an einer begrenzten Fläche möglich war. Also unterhalb von StauhORIZONTEN, die dem Wasser jedoch an manchen Stellen ein Durchsickern ermöglichten. Das Wasser kann beim kanalisiertem Einsickern schneller tiefer liegende Schichten erreichen, was zu einer schnellen Veränderung der Stabilität der Schneedecke führen kann. Wichtig scheint dies vor allem zu sein, wenn die Schneedecke das erste Mal durch flüssiges Wasser beeinflusst wird. Wasser konnte eine sehr reife Schneedecke mit großen Schmelzformen ebenso in kurzer Zeit durchdringen. Es ist zu vermerken, dass die Infiltrationsgeschwindigkeiten nicht genau aufgenommen wurden, sondern die Versuchsflächen nach bestimmten Zeiträumen geöffnet wurden, wodurch keine genaue Bestimmung der Sickergeschwindigkeit möglich war. Es konnte jedoch festgestellt werden, wie weit das Wasser die Schneedecke in dem Zeitraum vom Begießen der Oberfläche bis zum Freilegen des Blockes bereits infiltrieren konnte, bzw. ob es bis zum Boden sickerte.

### **3.2.3.2 Matrixartiger Wasserfluss (matrix flow)**

Ein eindeutig flächiger Sickerprozess war nur bei sehr „reifen“ Schneedecken, also Schneedecken mit großen, durch die Schmelzmetamorphose entstandenen Schmelzformen zu verzeichnen (siehe z.B. Versuch 20+22.3. oder 5.4-8.4.). Ein eindeutig matrixartiges Sickern wurde allerdings nur bei stark durch die Schmelzmetamorphose umgewandelten Schneedecken, mit großen Korndurchmessern (Korngrößen >2mm) beobachtet, und nicht generell beim Vorhandensein von Schmelzformen. Einen großen Einfluss auf die Art des Wassertransportes scheinen somit die Kornform und die Korngrößen zu haben! Die

Wassergehalte von Schichten, bei denen sich das Wasser flächig bewegte, befanden sich zwischen 2 und 6 Vol. %. Mehr als 6 % Wassergehalt wurde nur über Barrieren gemessen. Beim Vorhandensein von Schmelzformen und Wassergehalten von >2-3 % konnte das Wasser die Schneedecke (trotz matrixartigem Sickerprozess) bereits sehr schnell durchdringen. Beim Versuch vom 20.3. waren die genannten Voraussetzungen gegeben. Der Block wurde nach 20 Minuten freigelegt, das Wasser war zu diesem Zeitpunkt bereits bis zum Boden durchgedrungen. (Schneehöhe 65 cm, Wassermenge 2 Liter). Wie bereits erwähnt, bildeten sich in Schichten aus langlebigen Kornformen (kantige Kristalle, Becherkristalle) oft sehr viele nahe aneinander liegende Fließkanäle aus. Die Grenze zwischen den einzelnen Fließkanälen konnte oft nur noch schwierig gezogen werden. Es handelt sich hierbei weder um einen eindeutig kanalisiert, noch um einen eindeutig matrixartigen Sickerprozess. Oberhalb von undurchlässigen, oder schwer durchlässigen Schichten war ebenfalls eine (hauptsächlich horizontal) flächige Färbung zu verzeichnen, diese war jedoch durch den Einstau des Wassers verursacht.

### **3.2.3.3 Einfluss von Stauhorizonten**

Als Stauhorizonte waren kapillare Barrieren und Eislamellen vorzufinden. Wasser, das auf einen Stauhorizont traf, staute sich zum einen oberhalb dieser Stauschicht, zum anderen bewegte es sich schichtparallel bis es an einer geeigneten Stelle diese Barriere durchdringen konnte (bzw. nach dem Öffnen an der Talseite des freigeschnittenen Blockes austrat). Unterhalb dieser Barriere infiltrierte es meist in Form von Fließkanälen in die darunterliegende Schicht. Dabei kann der Wassergehalt (unter der Barriere) örtlich deutlich steigen, rund um diese durchlässigen Stellen bleibt der Schnee jedoch trocken. Wenn ausreichend Wasser durch Regen oder Schmelzvorgänge nachgeliefert wird, kann sich das Wasser durch die gesamte Schneedecke bis zum Boden bewegen.

Der Einfluss von Barrieren wurde allerdings bei zunehmenden Wassergehalten und beim Ausbleiben von Schmelz-Frier Prozessen in einer isothermen Schneedecke abgeschwächt (siehe Versuche + Bilder vom 6.4, 8.4). Waren keine Stauhorizonte vorhanden, sickerte das Wasser (wenn eine ausreichende Menge aufgetragen wurde) vertikal der Schwerkraft folgend tiefer. Stauhorizonte hatten einen Einfluss darauf, welche Sickermuster und wo sich diese ausbildeten, und in welcher Zeit das Wasser welche Tiefe erreichen konnte. Außerdem war zu erkennen, dass die Stauwirkung der Barriere oft von der Menge des eindringenden Wassers abhängig ist.

Versuchsauswertungen die Stabilität rund um Stauschichten betreffend finden sich in Kapitel 3.4.



Abbildung 3-13: Schichtparalleler Wasserfluss. Die Hangneigung der Versuchsfäche betrug  $9^\circ$ . Das Wasser kann die Eislamellen, die sich nahe der Oberfläche der Schneedecke befinden, nicht, oder nur punktuell durchdringen. Ein großer Teil des Wassers bewegt sich daher hangparallel von der Versuchsfäche weg. (Foto: Martin Forster, 2014)

Bei den meisten Versuchen stellten Stauhorizonte zwar ein Hindernis für den Wasserfluss, aber selten eine komplette Barriere dar. Dies hängt natürlich, wie bereits erwähnt, mit der Menge an aufgebrachtem Wasser zusammen. Die Barrieren setzten dem Wasserfluss gewisse Zeit einen Widerstand entgegen. Wurde allerdings ausreichend Wasser nachgeliefert, konnten diese meist an manchen Stellen durchdrungen werden. Die Versuche (9 Felder, 5.4. bis 24.4.) zeigten bei zwei direkt nebeneinander liegenden Flächen mit der gleichen Barriere, dass am Tag nach dem Einfärben unterhalb der Barriere eine Ausbildung von Fließkanälen zu beobachten war, Drei Tage nach dem Färben jedoch in der gleichen Schicht eindeutig ein flächiges Sickers vorzufinden war. An den beiden Tagen, die zwischen den beiden Versuchen lagen, waren positive Lufttemperaturen und eine permanente starke Bewölkung gegeben. Dies hatte zur Folge, dass auch in der Nacht kein Wiedergefrieren der Schneedecke stattfand. Die Ursache für die Änderung des Fließregimes unterhalb der Barriere kann auf eine Abschwächung der Stauwirkung der Barriere zurückgeführt werden. Die Barriere schmilzt sozusagen weg und liefert damit selbst Schmelzwasser. Somit konnte die Barriere flächig durchdrungen werden. Bei Kornformen, die aus der abbauenden Umwandlung resultierten, (zwar womöglich schon schwach feucht sind, jedoch noch nicht bedeutend durch die Schmelzmetamorphose umgewandelt wurden) war unterhalb einer Stauschicht immer kanalisierter Wasserfluss zu beobachten.

Auch bei aufgebauten Kornformen fand der Sickersvorgang kanalisiert statt. (Viele Fließkanäle auf engem Raum).

Einzig bei Schmelzformen (v.a. bei stark fortgeschrittener Schmelzmetamorphose) war ein flächiger Sickerprozess auch unterhalb einer (abgeschwächten) Barriere zu beobachten.

### **3.2.3.4 Vergleich bei stark unterschiedlichen Wassergehalten**



Abbildung 3-14: Unterschiedliche Wassergehalte bei gleicher Kornform. Die Schneedecken auf beiden Bildern bestanden aus Schmelzformen, die Wassergehalte unterschieden sich jedoch sehr stark. Während in der im rechten Bild zu sehenden Schneedecke ein  $LWC_v$  von 4,5 % vorzufinden war (roter Bereich im unteren Teil der Schneedecke) und der Sickerprozess flächig stattfand, war die Versuchsfläche im linken Bild noch trocken und das Wasser bildete Fließkanäle aus, über die es tiefer sickerte. (Fotos: Martin Forster, 2014)

Nach unseren Versuchen kann vorsichtig behauptet werden, dass durch die Schmelzmetamorphose umgewandelter, „reifer“ Schnee mit Wassergehalten  $>2-3\%$  das Wasser flächig abtransportiert. Umso stärker die Schmelzmetamorphose fortgeschritten war, umso flächiger fand auch das Einsickern statt. Im Gegensatz dazu sickerte das Wasser in trockene Schneesichten und Schichten mit sehr geringen Wassergehalten (0-1 %) meist über Fließkanäle tiefer.

### **3.2.3.5 Vergleich schwach geneigte – stark geneigte Versuchsflächen**

Es wurde nur eine flach geneigte Fläche (Neigung =  $9^\circ$ ) untersucht, die anderen Flächen befanden sich zwischen  $15^\circ$  und  $24^\circ$  Hangneigung. Anhand dieser Daten können keine Aussagen getroffen werden. Beim Versuch auf dieser  $9^\circ$  geneigten Fläche konnte allerdings kein Unterschied zu den anderen Flächen in Bezug auf den Wasserfluss festgestellt werden. Das Wasser sickerte immer der Schwerkraft folgend tiefer. In dieser  $9^\circ$  geneigten Schneedecke waren Eislamellen vorhanden, an denen (wie auch bei stärker geneigten Schneedecken) lateraler Wasserfluss zu beobachten war.

## 3.3 Hypothese 2

### Martin Forster

Wie bereits in den Methoden erwähnt, wurden Schneeproben mit unterschiedlichen Kornformen und -größen mit einem durchsichtigen Zylinder ausgestochen und auf einen mit gefärbtem Wasser vollgesogenen Schwamm aufgesetzt. Dabei wurde untersucht, ob die Schneeprobe das gefärbte Wasser aus einem vollgesogenen Schwamm hochziehen kann, oder ob kein kapillarer Aufstieg des Wassers in die Schneeprobe möglich ist.

#### 3.3.1.1 *Qualität der Daten*

Die Methode (Kapitel 2.4) ist sehr einfach durchzuführen und auszuwerten und lieferte sehr eindeutige Ergebnisse. Die Qualität der Daten ist als gut zu bezeichnen, da alle notwendigen Schneeparameter (Korngröße, Kornform, Härte, Dichte, Feuchte, Schneetemperatur), als auch die Zeitspannen für einen kapillaren Aufstieg dokumentiert wurden und dadurch sehr einfach nachvollziehbar ist, wie die Ergebnisse zustandekommen. Außerdem wurde jeder einzelne Versuch mit Fotos, ausgesuchte Versuche auch als Video dokumentiert.

Wie stark der vollgesogene feinkörnige Schwamm einem nassen, natürlichen Boden ähnelt, wurde nicht untersucht. Ebenso nicht untersucht wurde, wie es zur Entstehung bestimmter Kornformen an der basalen Schneesicht kommen kann. Es wurden nur rundkörnige, kantige und Becherkristalle untersucht. Neuschnee war leider keiner vorhanden. Für den Vergleich der Versuche sind die Daten gut verwendbar, da für jeden Versuch die gleichen Bedingungen vorherrschten. In Bezug auf „kalte Gleitschneelawinen“ wurde somit nur ein sehr kleiner Teilbereich untersucht, diese Daten sind jedoch gut dokumentiert und leicht vergleichbar.

#### 3.3.1.2 *Vergleich rundkörnige – kantige Kornformen*

Rundkörniger Schnee mit kleinen Korngrößen (ca. 0,5 – 1mm) besitzt die Fähigkeit Wasser hochzuziehen und dies sowohl im trockenen als auch im schwach feuchten Zustand. Innerhalb weniger Sekunden konnte das Wasser mehrere Zentimeter aufsteigen und auch gehalten werden. Die Dichten dieser rundkörnigen Schichten lagen zwischen 190 - 355 kg/m<sup>3</sup> und die Härte variierte zwischen weichen (Härte = Faust), bis zu sehr kompakten Schichten (Härte = 1 Finger). Beispielsweise konnte das Wasser bei einer manuellen Härte von Faust und einer Dichte von 190 kg/m<sup>3</sup> innerhalb von 3 Sekunden 1,5 cm aufsteigen, bei einer Härte von 1 Finger und einer Dichte von 290 kg/m<sup>3</sup> wurde das Wasser im selben Zeitraum ganze 3 cm hochgezogen. Somit scheint nicht alleine die Kornform, sondern auch die Dichte der Schicht einen Einfluss auf die Saugfähigkeit zu haben. Dies scheint in Bezug auf einen kapillaren

Aufstieg durchaus plausibel. Um dies allerdings mit Sicherheit sagen zu können, müsste eine größere Anzahl von Proben herangezogen werden. Alle rundkörnigen Proben konnten Wasser hochziehen!

Eine Probe, bestehend aus Schmelzformen und kleinen Runden, konnte das Wasser zwar ebenfalls hochziehen, allerdings nur ca. 1 cm in einem Zeitraum von 10 Sekunden. Hier war somit eine geringere Aufstiegshöhe in einem etwas längerem Zeitraum zu verzeichnen. Nach diesen 10 Sekunden stieg das Wasser nicht mehr weiter.

Bei Schichten bestehend aus kantigen Kornformen und Korngrößen von 1-3 mm wurde auch 30 Minuten nachdem die Schneeprobe auf den nassen Schwamm gesetzt wurde, kein Wasser hochgezogen. Bei Becherkristallen mit Korngrößen von 3-4 mm wurde ebenfalls nie ein Wasseraufstieg beobachtet. Eine Probe mit Becherkristallen wurde fünf Stunden in einer Schneehöhle gelagert, um Verfälschungen durch Lufttemperatur und Strahlung zu verhindern. Selbst nach dieser Zeitspanne war kein Aufstieg zu erkennen. Bei einem Versuch mit trockenen, kantigen Kristallen mit einer Korngröße von 1-2 mm und einer manuell ermittelten Härte von Faust, wurde 7 Minuten nach dem Aufsetzen der Probe auf den Schwamm eine leichte Färbung an der Grenzfläche Schneeprobe – Zylinder ersichtlich. Es wird jedoch vom Autor vermutet, dass dies mit den hydraulischen Grenzbedingungen zwischen Schneeprobe und Zylinder zusammenhängt. An der Unterseite der Schneeprobe, die direkt auf dem vollgesogenen Schwamm auflag und keine Berührungspunkte zur Berandung des Gefäßes aufwies, war nämlich absolut keine Färbung zu erkennen.

Zusammenfassend kann nun festgehalten werden, dass kleine rundkörnige Kristallformen das Wasser sehr gut und schnell aus dem Schwamm (nassen Boden) ziehen konnten. Innerhalb weniger Sekunden stieg das Wasser mehrere Zentimeter hoch und wurde in dieser Höhe gehalten.

Im Gegensatz dazu konnte Wasser in Schneesichten bestehend aus Körnern der aufbauenden Metamorphose (kantige und Becherkristalle) nicht aufsteigen.

Unsere Ergebnisse, wonach Wasser nur beim Vorhandensein bestimmter Kornformen in die Schneedecke aufsteigen kann, bestätigen diese Hypothese.

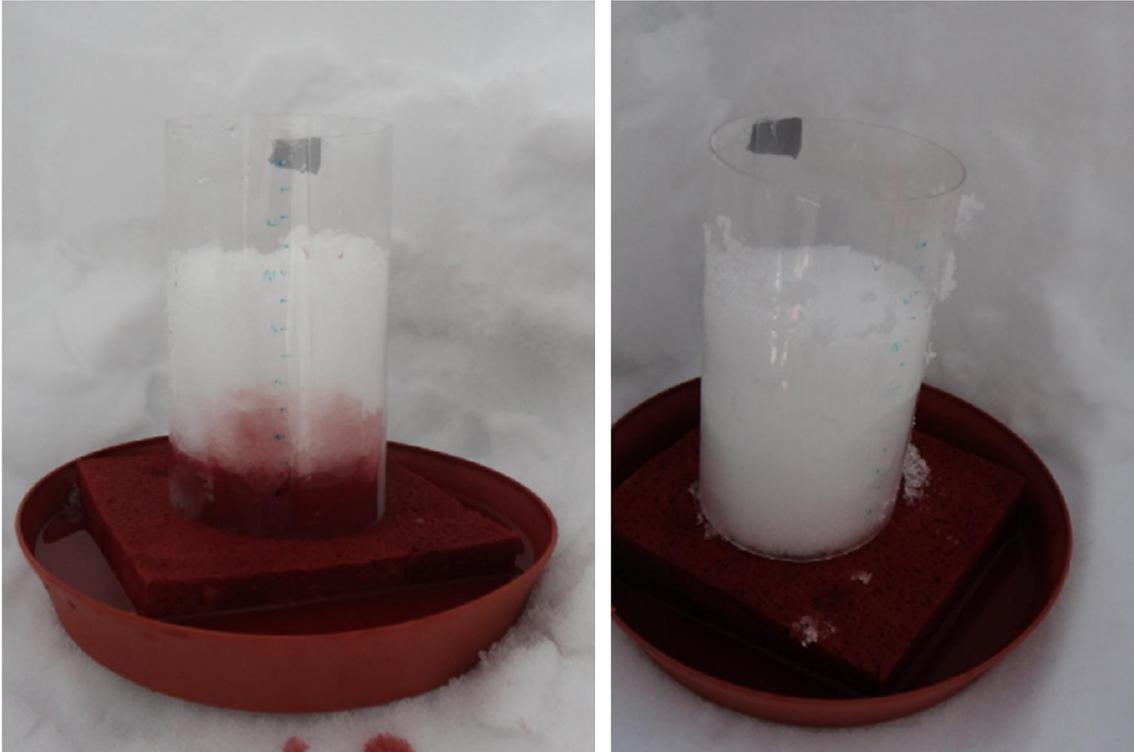


Abbildung 3-15: linkes Bild: trockene Schicht bestehend aus kleinen Runden mit Korngrößen von 0,5mm, einer Dichte von  $290 \text{ kg/m}^3$  und einer Härte von 1 Finger. Innerhalb von 3 Sekunden konnte das Wasser 2-3 cm aufsteigen. Rechtes Bild: trockene Schicht bestehend aus kantigen Kristallen mit Korngrößen von 1-2mm, einer Dichte von  $245 \text{ kg/m}^3$  und einer Härte von Faust. In dieser Schicht konnte auch nach einem längeren Zeitraum kein Wasser aufsteigen. (Fotos: Martin Forster, 2014)



Abbildung 3-16: Auf dem Bild zu sehen ist eine Probe, die direkt an der Schichtgrenze zwischen einer kantigen und einer Schicht aus kleinen Runden Kristallformen horizontal ausgestochen wurde. Die rot gefärbte Schicht besteht aus kleinen Runden, die weiße Schicht aus kantigen Kristallen. (Foto: Martin Forster, 2014)

### **3.3.1.3 Auflistung ausgewählter Versuche**

#### Versuche vom 23. April 2014.

An diesem Tag wurden insgesamt fünf Versuche durchgeführt, wovon vier Versuche detailliert beschrieben werden.

##### 1. Versuch:

*LWC<sub>V</sub> = trocken (=0 %)*

*Kornform = kleine Runde*

*Korngröße = 0,5 – 1 mm*

*Schneetemperatur = -2,8°C*

*Härte = 1 Finger*

*Dichte = 290 kg/m<sup>3</sup>*

Die Probe wurde wie auch im ersten Versuch vertikal ausgestochen, um tatsächlich nur diese Schicht zu testen. Das Wasser wurde bei diesem Versuch innerhalb von wenigen Sekunden 3 cm hochgesaugt.

##### 2. Versuch:

*LWC<sub>V</sub> = trocken*

*Kornform = kleine Runde*

*Korngröße = 0,5 mm*

*Schneetemperatur = 0°C*

*Härte = Faust*

*Dichte = 190 kg/m<sup>3</sup>*

Es zeigte sich ein ähnliches Ergebnis wie beim ersten Versuch am 23. April. Das Wasser wurde innerhalb weniger Sekunden hochgesaugt, allerdings nur 1-2 cm

##### 4. Versuch

*LWC<sub>V</sub> = trocken (0 %)*

*Kornform = kantige*

*Korngröße = 1 - 2 mm*

*Schneetemperatur = -2,5°C*

*Härte = Faust*

*Dichte = 245 kg/m<sup>3</sup>*

Nach 5 Minuten wurde noch absolut kein Wasser hochgezogen.

5. Versuch

*LWC<sub>v</sub> = trocken (0 %)*

*Kornform = kleine Runde*

*Korngröße = 0,5 - 1 mm*

*Schneetemperatur = -2,8°C*

*Härte = 1 Finger*

*Dichte = 355 kg/m<sup>3</sup>*

Beim fünften und letzten Versuch dieses Tages wurde die Schneeprobe horizontal ausgestochen. Diese Probe wurde genau an der Schichtgrenze zwischen 2 unterschiedlichen Schneeschichten genommen. Sie bestand zur Hälfte aus der kantigen Schicht des Versuchs 4 und zur anderen Hälfte aus den runden Kornformen der Schicht von Versuch 5. Es zeigte sich, (wie bei den zuvor angeführten Versuchen) dass die runde Schicht sehr gut saugte und die kantige gar nicht. Die Grenze zwischen diesen Schichten war sehr scharf. Das Saugverhalten wurde durch die jeweils andere Probe in keinsten Weise beeinflusst.

## 3.4 Hypothese 3

### Markus Zöchling

Insgesamt wurden 22 ECTs in einer isothermen Schneedecke durchgeführt, bei denen jeweils mindestens eine kapillare Barriere vorherrschend war. Die Stauschicht setzte sich bis auf eine Ausnahme stets aus einer Schicht kleinerer Schneekristalle über einer Schicht größerer Kristalle zusammen. Bei den Kornformen handelte es sich jeweils um Schmelzformen. Bei 20 von 22 ECTs war eine dünne Schicht Saharasand in der Schneedecke vorhanden (Saharaschicht).

Von den 22 ECTs ist kein einziger in oder auf der kapillaren Barriere gebrochen bzw. abgeglitten. 13 Tests (59 %) versagten in der Schicht unmittelbar unter der untersuchten Stauschicht. Die restlichen 9 ECTs sind unter einer dünnen Eislamelle (2), auf der Saharaschicht (1), in einer nicht näher definierten Schicht (5) oder gar nicht (1) gebrochen (Tabelle 3-1).

### Wassergehalte der getesteten Schichten

Die Feuchte der getesteten kapillaren Barrieren schwankt zwischen 2,8 Vol. % und 12,4 Vol. %. Die höchsten Werte wurden am 7. und 8.4.2014 gemessen. An diesen Tagen zeichnete auch die permanente Messstation hohe Ausschläge der Feuchte auf (Kapitel 3.1.1). Der typische Feuchteverlauf der Schneedecke zeigt eine deutliche Erhöhung der Feuchte oberhalb der kapillaren Barriere im Tagesverlauf. Nachmittagsmessungen zeigten klar höhere Werte als Messungen am Vormittag (Abbildung 3-17).

Die Bruchschicht weist mit Werten zwischen 0,6 Vol. % und 4,3 Vol. % stets geringere Feuchtwerte als die kapillare Barriere auf. Die jeweils höchsten Feuchtwerte der kapillaren Barrieren und der Bruchschicht traten nicht an denselben Tagen auf. Letztere wurden erst 15 Tage später gemessen. Es müssen hier allerdings die diskontinuierlichen Feldarbeitszeiten bedacht werden.

### Weitere Eigenschaften der Schneedecke

Die Handhärte der Schichten ober- und unterhalb der kapillaren Barriere wurden nur dreimal als unterschiedlich beurteilt: zweimal wurde die Schicht unterhalb (Faust zu 4 Finger bzw. Faust zu 1-4 Finger) und einmal die Schicht oberhalb (4 Finger zu Faust) als härter beurteilt. Die Rammhärte zeigte keine Unterschiede der Festigkeiten beider Schichten.

Vergleicht man die Dichten der Schichten über und unter der kapillaren Barriere ergibt sich ebenfalls kein klarer Zusammenhang: Von den gemessenen Werten ist in 50 % der Fälle die Dichte oberhalb geringer als jene unterhalb der Stauschicht.

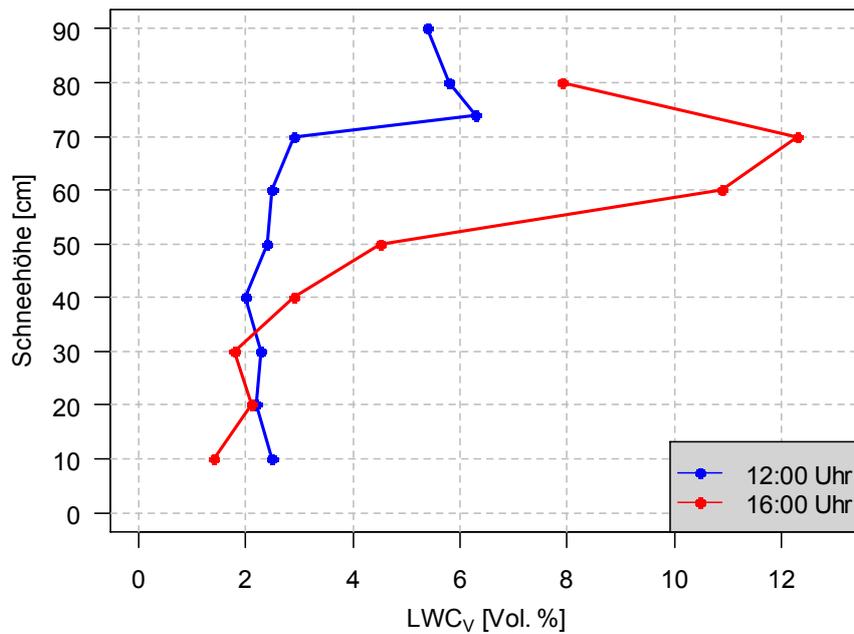


Abbildung 3-17: Typische Erhöhung des Wassergehalts (LWC<sub>v</sub>) der kapillaren Barriere und des gesamten Slabs im Tagesverlauf des 7.4.2014. Das perkolierende Wasser wird an der kapillaren Barriere (ca. 70 - 74 cm) gestaut und führt somit zu einem deutlichen Anstieg des Wassergehalts am Nachmittag. Tieferliegende Schichten sind stets deutlich trockener. Aufnahmeort: Langwiedboden.

Tabelle 3-1: ECT-Ergebnisse mit zugehörigen Feuchtegehalten (LWC<sub>v</sub>..liquid water content) der kapillaren Barriere (kB) und der Schwachschicht (pwl...permanent weak layer), in der der ECT gebrochen ist (P...propagation, N...no propagation).

Datum	Uhrzeit	ECT-Ergebnis	LWC <sub>v</sub> kB [Vol. %]	LWC <sub>v</sub> pwl [Vol. %]	Anmerkung
22.03.2014	11:20	ECTN3@11	2,5	2,2	nicht näher definierte Schwachschicht, größere Kristalle über kleinere
05.04.2014	12:40	ECTN8@100	2,8	0,6	unter kB
05.04.2014	12:40	ECTN18@100	2,8	0,6	unter kB
06.04.2014	12:00	ECTP22@-25	6,3	1,6	25 cm unter kB
07.04.2014	11:30	ECTN22@91	4,9	2,5	unter kB
07.04.2014	12:00	ECTP11@93	6,3	2,9	unter kB
08.04.2014	09:20	ECTN11@75	4,5	1,8	unter kB
08.04.2014	09:20	ECTN18@73	4,5	1,8	unter kB
08.04.2014	09:20	ECTN25@70	4,5	-	unter Eislamelle
08.04.2014	09:20	ECTN29@42	4,5	1,7	nicht näher definierte Schwachschicht
08.04.2014	11:15	ECTP4@73	-	2,4	unter kB
08.04.2014	11:15	ECTP1@73	-	2,4	unter kB
08.04.2014	11:15	ECTN22@55	-	-	in Saharaschicht
08.04.2014	13:40	ECTP6@60	12,4	3,1	unter kB
08.04.2014	13:40	ECTP11@60	12,4	3,1	unter kB
23.04.2014	09:50	ECTN11@90	5,6	-	bei einer Eisschicht
23.04.2014	09:50	ECTP21@66	5,6	4,3	nicht näher definierte Schwachschicht
24.04.2014	10:15	ECTN14@74	5,4	2,5	unter kB
24.04.2014	10:15	ECTN22@63	5,4	2,5	unter kB
25.04.2014	15:00	ECTN16@83	6,2	4,1	nicht näher definierte Schwachschicht
25.04.2014	15:00	ECTN9@83	6,2	4,1	nicht näher definierte Schwachschicht
10.05.2014	11:30	ECT31	8,8	-	deutlich feuchteres Profil als zuvor

### Zusammenhang ECT-Ergebnis – Feuchte

Bei der Gegenüberstellung der Feuchte der kapillaren Barriere mit dem jeweiligen ECT-Ergebnis (ECT Score) ergibt sich kein klarer Zusammenhang (Abbildung 3-18). Auffällig ist allerdings, dass sich die ECTs bei den höheren Wassergehalten der kapillaren Barriere durch den ganzen Testblock fortgesetzt haben (propagation).

Ein steigender Feuchtegehalt der Bruchschicht zeigt ebenfalls keine Korrelation mit dem ECT-Ergebnis. Vergleicht man die ECT-Ergebnisse am Vormittag mit jenen nachmittags, so lässt sich eine leichte Verschiebung hin zu niedrigeren Schlagzahlen bei den späteren Tests erkennen (Abbildung 3-19).

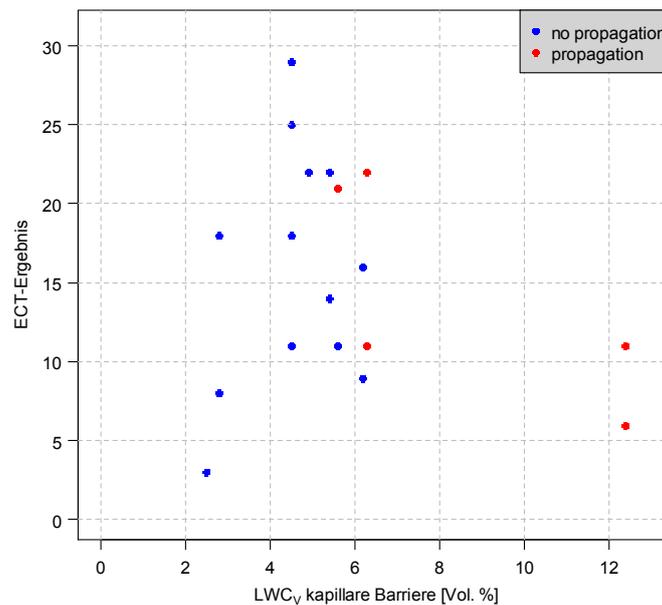


Abbildung 3-18: Die ECT-Ergebnisse bei hohen Wassergehalten (LWC<sub>v</sub>) der kapillaren Barriere zeigen eine höhere Wahrscheinlichkeit der Bruchfortpflanzung (propagation) als Tests bei niedrigerer Feuchte.

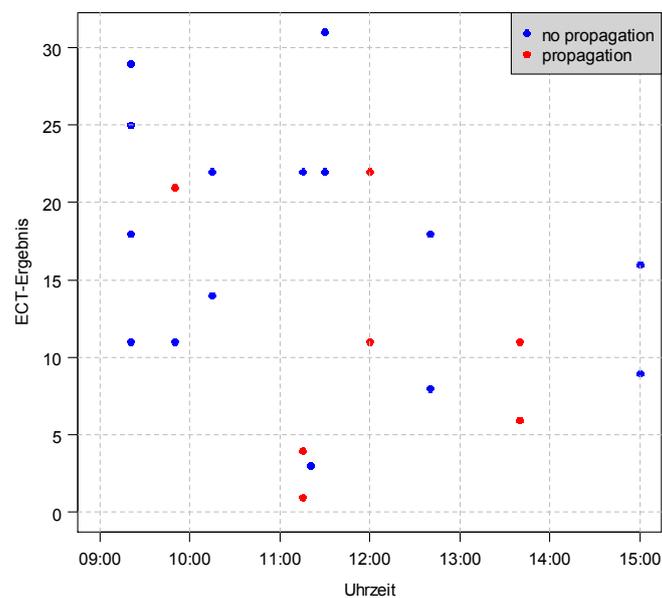


Abbildung 3-19: Die ECT-Ergebnisse am Nachmittag sind geringer als jene am Vormittag und zeigen ebenfalls eine geringere Streuung der Werte. Die Bruchfortpflanzung ist von der Tageszeit unabhängig.

### 3.5 Hypothese 4

#### Markus Zöchling

Es wurden insgesamt 48 PSTs am Testhang durchgeführt. Bei allen PSTs wurde die Testsäule komplett von der umgebenden Schneedecke isoliert. Die Hangneigungen variierten aufgrund lokaler Ungleichmäßigkeiten der Topografie zwischen 20 ° und 31 °. Die Ergebnisse werden als propagation likely (propL), wenn die erforderliche Schnittlänge um eine Bruchfortpflanzung bis ans Ende der Testsäule zu bewirken weniger als 50 cm beträgt, und als propagation unlikely (propUL) für alle anderen Ergebnisse unterschieden. Die Slabmächtigkeit variierte zwischen 10 cm und 95 cm.

Lediglich 7 (14 %) der PST-Ergebnisse zeigen eine wahrscheinliche Bruchfortpflanzung (propL). Die Ergebnisse *end* (Bruchfortpflanzung bei Schnittlänge > 50 % der Säulenlänge), *sf* (slab failure) und *arr* (self arrest) kamen zu 45 % und jeweils 2 % vor. Bei 18 PSTs (37 %) fand während des Schneidens kein Kollaps der Schwachschicht statt und das Ergebnis wurde als *nothing* dokumentiert. Sowohl *end*, als auch *sf*, *arr* und *nothing* bedeuten eine unwahrscheinliche Bruchfortpflanzung (propUL) (Tabelle 3-2).

Die Feuchte der Schwachschicht liegt im Bereich zwischen 0 Vol. % und 4,6 Vol. %.

Die Verteilung der Schnittlängen war sehr unausgeglichen. Bei 38 der 48 PSTs lag die Schnittlänge bei mind. 80 cm, bei 30 sogar bei über 95 cm (Abbildung 3-20). Solch lange Schnittlängen wurden über die gesamte Dauer der Feldarbeiten dokumentiert. Es gibt keine Häufung an bestimmten Tagen.

Tabelle 3-2: PST-Ergebnisse aufgeteilt in wahrscheinliche (propL) und unwahrscheinliche (propUL) Bruchfortpflanzung.

	propL	propUL			Summe
	end	end	sf	nothing	
Anzahl PSTs	7	22	1	18	48
Prozent	15	46	2	38	100

#### Zusammenhang PST-Ergebnis - Feuchte

Bringt man die PST-Ergebnisse mit den Feuchtwerten der Schwachschicht in Verbindung, so erhält man zwar einen mit 2,4 Vol. % leicht höheren Mittelwert der Tests mit wahrscheinlicher Bruchausbreitung gegenüber einem Mittelwert von 1,8 Vol. % der restlichen Ergebnisse, doch die Streuung der Feuchtwerte ist so hoch, dass keine Aussage über einen Zusammenhang der Feuchte der Schwachschicht mit der Wahrscheinlichkeit der Bruchausbreitung getroffen

werden kann. Es scheint, als ob die Schnittlängen der propl-Ergebnisse mit zunehmenden Wassergehalt der Schwachschicht abnehmen würde, doch die sehr geringe Anzahl an solchen Testergebnissen macht diese Schlussfolgerung schwierig (Abbildung 3-21).

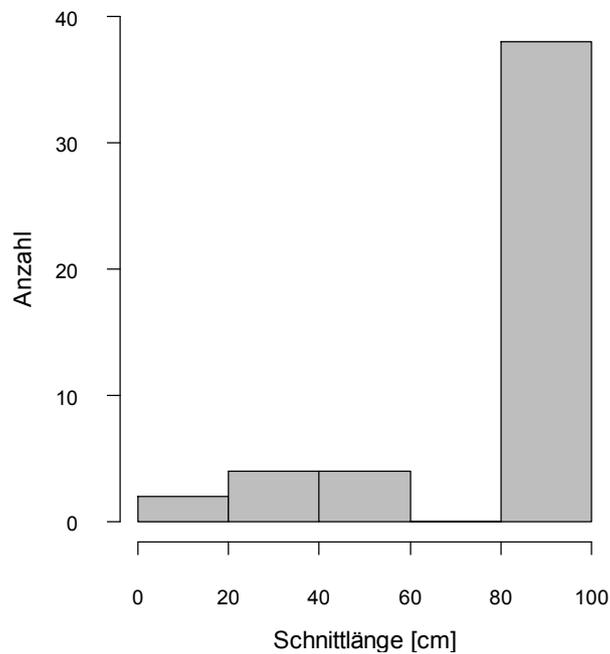


Abbildung 3-20: Schnittlängenverteilung aller PSTs. Beim Großteil der Tests waren sehr lange Schnitte nötig.

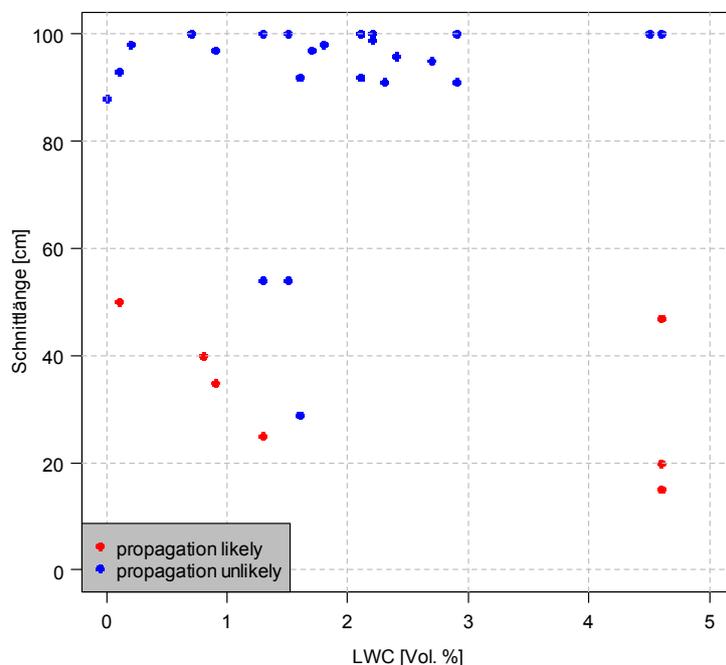


Abbildung 3-21: Darstellung der Schnittlängen in Abhängigkeit des Wassergehalts der Schwachschicht. Ergebnisse mit wahrscheinlicher Bruchfortpflanzung kommen sowohl bei niedrigen als auch bei hohen Feuchtwerten der Schwachschicht vor. Schnittlängen bei Ergebnissen mit unwahrscheinlicher Bruchfortpflanzung beschränken sich fast ausschließlich auf Werte > 80 cm.

### Zusammenhang Schnittlängen - Slabmächtigkeit

Sieht man sich die Verteilung der Schnittlängen in Abhängigkeit der Slabmächtigkeiten an, so lässt sich erkennen, dass es eine Häufung langer Schnittlängen bei großen Mächtigkeiten der Slabs gibt. Bei Schnittlängen < 50 cm lässt sich ein Trend in Richtung steigender Schnittlängen bei mächtigeren Slabs erkennen. Hohe Slabmächtigkeiten scheinen mit einer eher unwahrscheinlichen Bruchfortpflanzung zusammenzuhängen. (Abbildung 3-22).

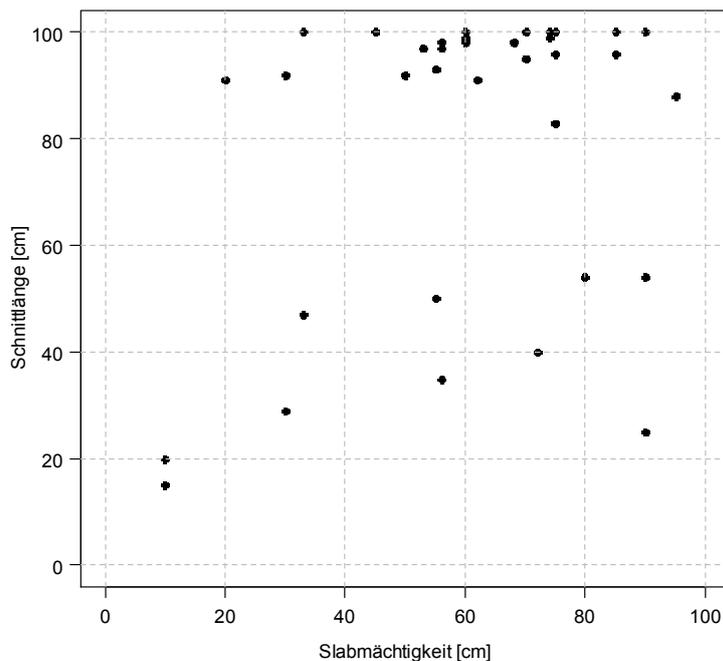


Abbildung 3-22: Schnittlängenverteilung in Abhängigkeit der Slabmächtigkeit. Hohe Slabs führen zu einer eher unwahrscheinlichen Bruchfortpflanzung. Bei 2 PSTs wurden keine Slabmächtigkeiten notiert.

### Zusammenhang Schnittlänge - Tageszeit

Den eindeutigsten Zusammenhang ergibt der Vergleich von Schnittlängen mit der Tageszeit an der die Tests durchgeführt wurden. Die Streuung der Werte der Nachmittagstests bei annähernd gleicher Anzahl durchgeführter PSTs ist deutlich geringer als jene der Vormittagstests. Das bedeutet, dass die Dichte hoher Schnittlängen bei Testdurchführungen am Nachmittag höher ist. Kurze Schnittlängen sind somit am Vormittag wahrscheinlicher. Die Mediane der beiden Verteilungen zeigen allerdings nur geringe Unterschiede und die Streuung der Vormittagstests ist sehr groß (Abbildung 3-23).

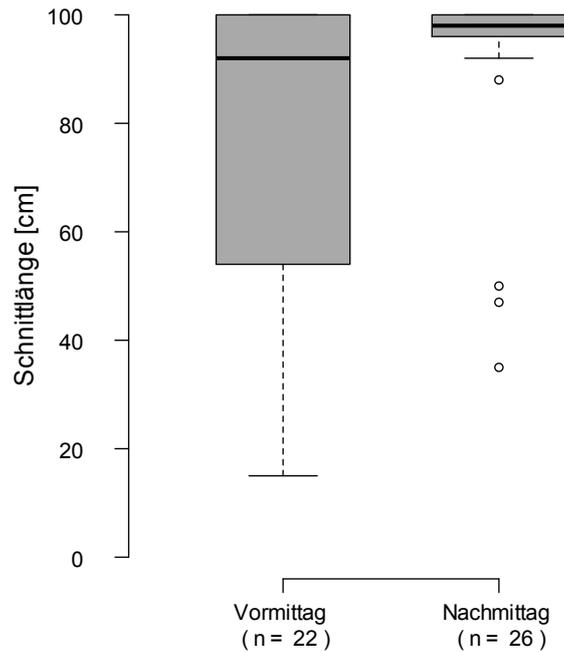


Abbildung 3-23: Streuung der Schnittlängen unterteilt in Vormittags- und Nachmittagstests. Der Großteil der Werte am Nachmittag ist nahe oder genau bei 100 cm, während die Tests am Vormittag eine sehr große Streuung der Schnittlängen zeigt.

### 3.6 Qualitative Beobachtung der Lawinenaktivität

#### Markus Zöchling

Zu Beginn der Beobachtung der Hänge unterhalb der Schoppbachhöhe und unterhalb des Rettenszinks am 9.3.2014 waren bereits an beiden Hängen Lawinen auf Seehöhen von ca. 1900 m bzw. 2150 m abgegangen.

Aufgrund schlechter Sicht stehen nicht an jedem Beobachtungstag mindestens 2 Fotos zur Auswertung zur Verfügung, was die zeitliche Auflösung der Auswertung deutlich verringert.

Von den insgesamt 12 Lawinen unterhalb des Rettenszinks sind, sofern täglich 2 Beobachtungen vorliegen, alle 4 Lawinen an süd, südwest und westlich orientierten Hängen in der Zeit zwischen 16:30 Uhr nachmittags und 8:30 Uhr des Folgetages abgegangen. 4 weitere Lawinen sind am 4.3.2014 und jeweils 1 Lawine zwischen 15. und 17.3.2014, am 6.4. und zwischen 8. und 23.4.2014 abgegangen. Die Expositionen reichen aufgrund starker kleinräumiger Heterogenität der Topografie von süd (1), südwest (3) über nordwest (2), nord (1) bis nordost (1). Die Startzone der genannten Lawinen liegt ca. zwischen 1930 m und 2180 m. Die Startzone der Lawine am 6.4. liegt mit etwa 1820 m deutlich niedriger.

Am Hang unterhalb der Schoppbachhöhe wurden insgesamt 27 Lawinen beobachtet. Bei 15 davon liegen täglich 2 Fotos vor und alle sind in der Zeit zwischen 8:00 Uhr und 17:30 Uhr

abgegangen. Die Exposition aller Lawinen schwankt nur leicht zwischen Ost (16) und Südost (11). Die Startzonen liegen tiefer als bei jenen nahe des Rettzinzinks bei ca. 1780 m bis 1980 m.

Nummeriert man die Lawinen je Hang chronologisch, so ergeben sich für die Seehöhenverteilung der Startzonen der Lawinen 2 unterschiedliche Graphen (Abbildung 3-24). Während bei den Lawinen unterhalb des Rettzinzinks kein Trend feststellbar ist, liegen die Anrissgebiete der später abgegangenen Lawinen unterhalb der Schoppbachhöhe tendenziell leicht über denen der früher abgegangenen. Die Seehöhe der Anrissgebiete steigt also im Lauf der Zeit leicht an.

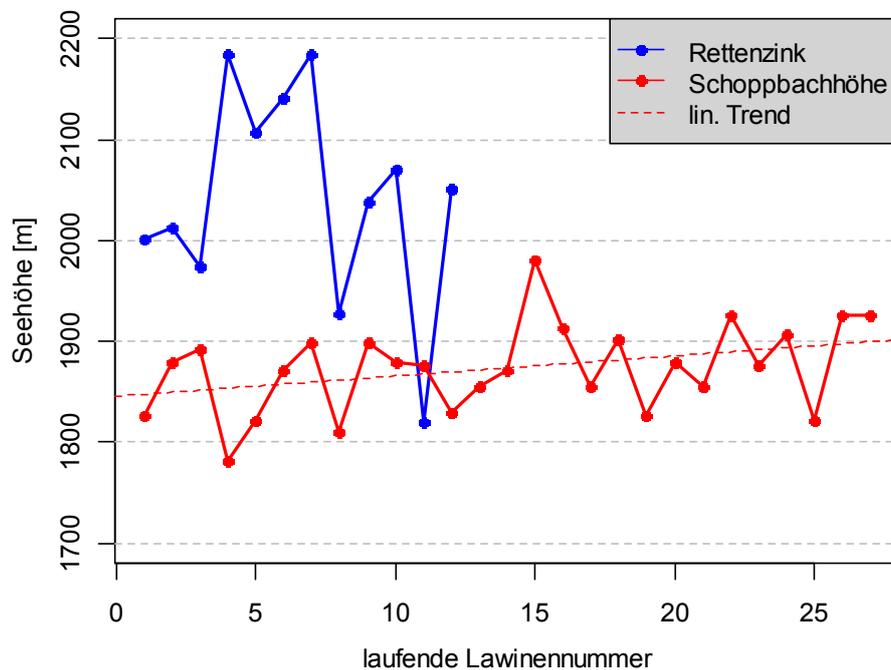


Abbildung 3-24: Seehöhenverteilung der Anrisshöhen der chronologisch nummerierten Lawinen. Die Startzonen unterhalb der Schoppbachhöhe steigen mit fortschreitender Zeit an. Bei den Lawinen unterhalb des Rettzinzinks ist dieser Trend nicht vorhanden.

## 4 Diskussion und Ausblick

### 4.1 Permanente Wassergehaltsmessungen

#### Markus Zöchling

Anzumerken ist die Tatsache, dass in beiden Messspalten nicht der oberflächennächste Sensor zuerst einen Anstieg der Feuchte zeigt. Es sind jeweils tieferliegende Sensoren, die zuerst ausschlagen. Dieses Verhalten ist Hinweis auf die sehr unregelmäßig fortschreitende Feuchteausbreitung in der Schneedecke. Das Wasser sammelt sich auf weniger durchlässigen Schneesichten, Eislamellen oder kapillaren Barrieren auf denen es dann mehrere Meter hangabwärts fließen kann. Wenn dieses Wasser dann auf den Sensor trifft, führt das zu einem sprunghaften Anstieg der Feuchte. Näher beschrieben wird dieses Verhalten in Kapitel 3.2.

Bei den Anstiegen der Feuchte am 5.4. sowie am 7.4. begann es jeweils erst nachdem der Sprung aufgezeichnet wurde zu regnen. Der Taupunkt war allerdings vorher schon positiv. Die Luftfeuchtigkeit ist bei nahezu allen sprunghaften Änderungen der Permittivität hoch. Lediglich am 7.4. ändert sich die Feuchte signifikant bei einer relativen Luftfeuchtigkeit von unter 80 %.

Eine positive Taupunkttemperatur hat großen Einfluss auf den Eintrag flüssigen Wassers in die Schneedecke. Der Taupunkt beschreibt jene Temperatur, auf die ein Luftpaket bei konstantem Druck abgekühlt werden muss, damit es gerade mit Wasserdampf gesättigt ist. Bei weiterer Abkühlung findet Kondensation statt. Die Taupunkttemperatur kann maximal den Wert der aktuellen Lufttemperatur annehmen. Ist das der Fall, dann ist die Luft mit Wasserdampf gesättigt und die relative Luftfeuchte beträgt 100 %.

Die Schneedecke hat im isothermen Zustand eine konstante Temperatur von 0 °C. Liegt der Taupunkt über dem Gefrierpunkt, so kondensiert an der relativ zur Lufttemperatur gemessen kühleren Schneeoberfläche Wasserdampf aus der Luft. Ist die Temperaturdifferenz zwischen Schneedecke und Taupunkt größer, so kondensiert mehr Wasser aus der Luft und die Feuchte steigt an.

Der Tagesgang der Feuchte korreliert auch gut mit der Lufttemperatur. Das ist allerdings nur dann der Fall, wenn die Taupunkttemperatur positiv ist.

Am 19. Und 20.4.2014 ist der Taupunkt ebenfalls jeweils über dem Gefrierpunkt, die Sensoren zeigen allerdings keine nennenswerte Änderung der Permittivität an.

Die Stationen Mooserboden und Schmittenhöhe zeigen zwar ähnliche Werte und lassen eine relativ gute Nachvollziehbarkeit der gemessenen Feuchtedaten zu, dennoch wäre es sinnvoll,

die Feuchtemessung in der unmittelbaren Nähe einer der meteorologischen Stationen zu wiederholen, um den direkten Einfluss dieser Parameter auf den Wassergehalt der Schneedecke besser erfassen und eventuell auch quantifizieren zu können.

Beim ersten Sprung des Sensors F6 am 16.3.2014 zeigen die Temperatursensoren noch einen starken Tagesgang – die Schneedecke ist noch nicht isotherm. Trotzdem werden von F6 und kurz darauf von F7 Anstiege der Permittivität gemessen. Das bedeutet, dass flüssiges Wasser in der Schneedecke vorhanden ist. Zeitgleich mit der Änderung der Feuchte der Sensoren ändert sich auch deren Temperatur auf 0 °C. Das ist das einzige Mal während der Messungen, dass ein positiver Taupunkt zusammen mit einer noch kalten Schneedecke auftritt und spricht für den großen Einfluss den eine Taupunkttemperatur über dem Gefrierpunkt auf das Vorhandensein von flüssigem Wasser in der Schneedecke hat.

Die Sensoren F4 und F5 zeigen annähernd keine Änderung über die gesamte Messdauer. Wahrscheinlich waren diese Sensoren schlecht eingebaut und hatten dadurch keine gute Verbindung mit der Schneedecke.

## 4.2 Hypothese 1

### Martin Forster

Wie bereits erwähnt, wurden 18 Flächen mit teilweise sehr unterschiedlichen Schneedecken mit einem Dye-Tracer-Wasser-Gemisch übergossen und nach einer bestimmten Sickerzeit mit einer Schneesäge freigeschnitten, um den Sickerweg des Wassers durch verschiedene Schneedecken ersichtlich zu machen.

Nach den Ergebnissen der durchgeführten Färbversuche kann man vorsichtig behaupten, dass Wasser in eine sehr „reife“, stark durch die Schmelzmetamorphose umgewandelte Schneedecke ohne Stauhazone annähernd homogen einsickert (*Matrix Flow*). Diese Schneedecken wiesen bereits einen  $LWC_v$  von  $>2\%$  auf. Bei einem Wassergehalt um  $2\%$  oder geringer sickerte das Wasser in solchen Schneedecken aber auch über sehr viele, nahe aneinander liegende Fließkanäle tiefer. In diesem Fall kann es schwierig sein zu entscheiden, ob es sich noch um einzelne Fließkanäle, oder bereits um örtlich begrenzte, flächige Sickervorgänge handelt. Diese Fließkanäle wiesen keine so scharfen Grenzen auf wie dies beispielsweise in Schichten mit kleinen runden Kornformen der Fall wäre. Die Fließkanäle waren dabei sehr geradlinig in vertikale Richtung. PEITZSCH (2009) stellte fest, dass, wenn kontinuierlicher Wasserfluss auf Schneedecken stattfindet, auf den kanalisiertem Wasserfluss

ein flächiger Wasserfluss folgt. Die einzigen Schneedecken, die bei seinen Versuchen matrix flow zeigten, waren Schneedecken, die bereits vor dem künstlichen Aufbringen von Wasser feucht waren.



Abbildung 4-1: Größtenteils matrix flow, teilweise jedoch auch noch einzelne Fließkanäle zu erkennen. 3Liter Wasser wurden auf eine bereits feuchte Schneedecke aufgetragen (Versuch vom 20.3.2014, Foto: Martin Forster, 2014).

In Schichten aus kantigen Kornformen trat präferenzialer Wasserfluss auf, obwohl ebenfalls sehr viele Fließkanäle auf engem Raum beobachtet werden konnten.

Dies stimmt mit den Ergebnissen von TEHEL ET AL. (2011) überein, bei deren Versuchen sich in Schichten aus kantigen Kristallen und Tiefenreif ebenfalls Fließkanäle in großer Anzahl ausbildeten. HARTMAN & BORGESON (2008) konnten dagegen in Schichten mit Tiefenreif keine Fließkanäle identifizieren, sondern fanden eher matrixartige Sickermuster vor. In Schneedecken bestehend aus Kornformen, die aus der abbauenden Schneemetamorphose entstanden sind, sickerte das Wasser sehr inhomogen, jedoch ebenfalls in Form von Fließkanälen ein. Die ausgebildeten Fließkanäle waren hierbei örtlich sehr begrenzt und sickerten meist nicht ganz geradlinig, sondern mit unvorhersehbaren Richtungsänderungen tiefer. Der Grund für diese Richtungsänderungen konnte nicht gefunden werden. Die Schneedecken, an denen diese wirren Richtungsänderungen stattfanden, waren sehr stark vom Wind beeinflusst. Möglicherweise liegt es an dem heterogenen Aufbau auch innerhalb der jeweiligen Schicht. Dies ist jedoch eine Überlegung und wurde nicht weiter überprüft! Die Grenzen zwischen den Fließkanälen waren hierbei sehr eindeutig zu erkennen und neben den Fließkanälen war der Schnee noch trocken. BROWN (2008) kam zu dem Ergebnis, dass bei stark geschichteten Schneedecken, bestehend aus kleinen Runden und Neuschnee, ein stark kanalisierter Wasserfluss auftritt. (Schichten aus Neuschnee konnten für diese Arbeit nicht untersucht werden.) TEHEL ET AL. (2011) kamen zu dem Ergebnis, dass die Fließkanäle in Schichten aus Neuschnee oft komplett wassergesättigt sind, der Schnee rund um diese

Kanäle jedoch nicht trocken ist. CONWAY & BENEDICT (2004) verzeichneten bei Untersuchungen, dass die Fließkanäle oft weniger als 50 % des Gesamtvolumens der Schneedecke ausmachen und das Wasser die Schneedecke nicht einheitlich infiltriert. Dies konnte auch bei unseren Versuchen beobachtet werden. Das Wasser kann somit über wenige kleine Kanäle große Tiefen erreichen, bis es auf eine Stauschicht trifft und sich dort flächig ausbreitet.

Bei unseren Versuchen waren zwischen trockenen Schneedecken, und Schneedecken, die gerade isotherm wurden und geringe Korngrößen aufwiesen, in Bezug auf die Ausbildung von Abflusskanälen nur geringe Unterschiede zu verzeichnen. Es bildeten sich sowohl bei kalten als auch bei isothermen, schwach feuchten Schneedecken, die erst begannen „reif“ zu werden, hauptsächlich Fließkanäle aus. Bei kalten Schneedecken bildeten sich immer Fließkanäle. Oft war in kalten Schneedecken allerdings eine größere Menge an Wasser nötig, um eine gleich große Infiltrationstiefe wie in isothermen Schneedecken mit ähnlichem Aufbau zu erreichen. Dies deckt sich mit den Ergebnissen von PEITZSCH (2009), der bei kalten Schneedecken ebenfalls immer kanalisierten Wasserfluss vorfand.

### **Stauhorizonte**

An Stauhorizonten staute sich das Wasser und floss hangparallel. Als Stauhorizonte traten bei den für diese Arbeit durchgeführten Versuchen Eislamellen und kapillare Barrieren auf. Die gefundenen Eislamellen wiesen eine Dicke von 3-5 mm auf. Beim Versuch vom 14.3., bei dem 2 Liter Wasser auf die 50x50 cm<sup>2</sup> große Versuchsfläche aufgetragen wurden, konnte die erste Eislamelle durchdrungen werden, die zweite stellte jedoch eine undurchdringbare Barriere für den (durch die erste Eisschicht bereits reduzierten) nachkommenden Wasserfluss dar. Beim Versuch vom 15.3. waren hingegen 5 Eislamellen in der Schneedecke vorhanden, die alle vom Wasser durchdrungen werden konnten. Für diesen Versuch wurden 5 L Wasser verwendet. Das aufgebrachte Wasser verteilte sich zwar horizontal an diesen Barrieren, konnte jedoch an vielen Stellen tiefer sickern. Beim zuerst genannten Versuch wurde somit eine wesentlich geringere Menge an Wasser aufgebracht. Eislamellen scheinen nach unseren Versuchen nur einer begrenzten Menge an Wasser einen begrenzten Zeitraum lang einen Widerstand entgegensetzen zu können. CONWAY & RAYMOND (1993) kamen zu dem Ergebnis, dass Eisschichten nur einen geringen Einfluss auf den vertikalen Wasserfluss haben. Sie begründen dies durch die Temperatur des Eises, die sich ab der Ankunft von flüssigem Wasser sehr schnell auf annähernd 0°C erwärmt und das dünne Eis vom Wasser durchdrungen werden kann. COLBECK (1977) beschreibt Eislamellen als weniger durchlässig als den Großteil der restlichen Schneedecke, was er als Grund dafür angibt, dass sie als Barriere für das durch die Schneedecke perkolierende Schmelzwasser agieren, und damit den zuvor vertikalen Wasserfluss in einen hangparallelen Wasserfluss umlenken.

Wenn große Mengen an flüssigem Wasser eine Schneedecke infiltrieren, steigt die Durchlässigkeit von Schichten mit großen Dichten (als Schichten mit großen Dichten nennt er dabei Eislamellen und Windharsch) sehr schnell. Er beschreibt damit genau das, was auch bei unseren Versuchen beobachtet werden konnte. Wird ausreichend Schmelz- oder Regenwasser geliefert, stellen Eislamellen nur für kurze Zeit eine Barriere für den vertikalen Wasserfluss dar.

Wie bereits erwähnt, konnten in den untersuchten Schneedecken neben den Eislamellen auch kapillare Barrieren gefunden werden. Diese hatten bei unseren Versuchen stets den gleichen Aufbau. Sie setzten sich aus einer grobkörnigen Schicht, die von einer feinkörnigeren Schicht überlagert wurde, zusammen. In dem beschriebenen Versuch vom 5.4.2014 (siehe Kapitel 3.2) wies die oberliegende Schicht Korndurchmesser von 0,5 - 1,0 mm, die unterliegende Schicht Korngrößen von 2-4 mm auf. Beide Schichten bestanden aus Schmelzformen. Es ist von einigen Autoren bekannt (PEITZSCH, 2008, 2009; WALDNER ET AL., 2004), dass die Überlagerung einer Schicht aus grobkörnigen Kristallen durch eine Schicht bestehend aus feinkörnigeren Kristallen die typische, häufigste Schichtung einer kapillaren Barriere darstellt. Da beim genannten Versuch viele Flächen direkt nebeneinander gefärbt wurden, war es uns möglich, die Veränderung der Stauwirkung der kapillaren Barriere mit zunehmendem Wassergehalt mitzuverfolgen. (An den beschriebenen Tagen lagen die Lufttemperaturen deutlich im positiven Bereich. Außerdem war immer eine starke Bewölkung vorhanden, wodurch verhindert wurde, dass die Schneedecke viel Wärme abstrahlen konnte. Es fand somit auch kein Wiedergefrieren der Schneedecke über Nacht statt.) Am Tag des Färbens (5.4.) konnte Schmelzwasser bereits nach ungefähr einer Stunde bis zur kapillaren Barriere in 20 cm unter der Schneeoberfläche durchdringen, die Barriere wurde an diesem Tag jedoch noch nicht durchdrungen. Einen Tag darauf wurde die Fläche direkt daneben geöffnet. Es zeigte sich, dass eine geringe Menge an Wasser die Barriere durchdringen konnte und in kanalisierter Form (jedoch viele Fließkanäle, die sich bereits oft verbanden) tiefer sickerte. Weitere 2 Tage später (das Wetter blieb unverändert) war die Barriere an der Profilwand noch deutlich erkennbar, sie stellte jedoch keine Barriere mehr für den Wasserfluss dar. Die Barriere wurde über die gesamte Fläche des Versuchsblockes flächig durchdrungen. Somit scheinen mit zunehmender Wassersättigung in der Stauschicht die gravitativen Kräfte die Kapillarkräfte zu überwiegen.

Präferenzialer Wasserfluss bildet sich oft unterhalb von Schichtgrenzen. Dies ist bereits von einigen Untersuchungen (BROWN, 2008; PEITZSCH ET AL., 2008; TECHEL ET AL., 2011) bekannt. Wenn die Barriere erstmals durchdrungen wird, scheint das Wasser meist in Form von Fließkanälen weiter zu sickern. Wir konnten, wie bereits erwähnt, jedoch beobachten, dass bei anhaltend „warmen“ Bedingungen (d.h dem Ausbleiben von Schmelz-Frier Zyklen) die

Stauwirkung einer Barriere abgeschwächt wird, und auch darunter ein flächiges Einsickern stattfinden kann.

An Barrieren und Schichtgrenzen war immer auch horizontaler oder lateraler Wasserfluss zu beobachten. Wie im Kapitel 2.3 bereits erwähnt, wurde der begossene Schneeblock nicht direkt an der Gießgrenze, sondern zuerst weiter hangabwärts geöffnet. Dadurch konnte man bereits zu diesem Zeitpunkt erkennen, wie weit sich das Wasser bereits schichtparallel an Stauhorizonten bewegt hat. TEHEL (2010) und BROWN (2008) beobachteten ebenfalls bei Schneedecken mit Schichtgrenzen immer auch lateralen Wasserfluss.

Stauhorizonte beeinflussen somit die Fließmuster des Wassers durch die Schneedecke, dadurch haben sie einen großen Einfluss auf den Lawinentyp, der sich dadurch entwickeln kann. So neigen Schneedecken mit Stauschichten oder starker Schichtung dazu, sich als nasse Schneebrettlawinen zu lösen (siehe Kapitel 1.3.3.2). PEITZSCH ET AL. (2008) beschreibt einen Anstieg der Gefahr für nasse Schneebrettlawinen beim Vorhandensein von starken kapillaren Barrieren mit einer untenliegenden Schicht aus kantigen Kristallen, sobald Wasser dorthin gelangt. Für genauere Informationen bezüglich des Bruchverhaltens rund um Stauhorizonte im speziellen in Bezug auf kapillare Barrieren siehe Kapitel 3.3 und 3.4 dieser Arbeit.

Eine Übereinstimmung mit WALDNER ET AL. (2004) gibt es in Bezug auf die Behauptung, dass eine homogene Schicht zu matrixartiger Wasserinfiltration neigt. WALDNER ET AL. (2004) fanden heraus, dass matrixartiger Wasserfluss bei Schneedecken mit geringen Wassergehalten und ohne sichtbaren, makroskopischen Diskontinuitäten beginnt. Schneedecken, die bei den für die vorliegende Arbeit durchgeführten Versuchen einen eindeutig matrixartigen Sickerprozess zeigten, bestanden meist aus vollständig umgewandelten, großen Schmelzformen ohne markante Stauschichten. Diese Schneedecken können durchwegs als homogen bezeichnet werden, da sich alle Korndurchmesser bei zunehmender Reifung der Schneedecke in ihrer Größe annähern und somit die Korngrößenunterschiede in- und zwischen den Schichten geringer werden bzw. in weiterer Folge verschwinden. Die Schneedecke wird dadurch immer homogener. Das Wasser kann die Schneedecke ungehindert durchfließen und die Menge des Wasserinputs entspricht auch dem Output an Wasser. Dieses Stadium wird (in Bezug auf die Stabilität der Schneedecke) von vielen Autoren als „*return to stability*“ bezeichnet. Im Gegensatz dazu führen WALDNER ET AL. (2004) die Ausbildung von präferenziellen Fließkanälen auf das Vorhandensein von strukturellen Diskontinuitäten zurück. Vergleicht man die Versuche, die im feinkörnigen Schnee gemacht wurden mit jenen, bei welchen nur noch große Schmelzformen vorzufinden waren, zeigte sich auch hier ein deutlicher Unterschied. Im feinkörnigen Schnee bildeten sich feine, klar voneinander getrennte Fließkanäle aus, im durch die Schmelzmetamorphose umgewandelten grobkörnigeren Schnee fand die Infiltration dagegen flächiger statt. Im zweiten

Fall können durchaus auch einzelne Fließkanäle ausfindig gemacht werden, diese sind allerdings nicht so scharf voneinander getrennt wie dies im feinkörnigen Schnee der Fall ist, außerdem sind sie in wesentlich größerer Zahl vorhanden. BROWN (2008) und TEHEL ET AL. (2011) kamen ebenfalls zu diesem Ergebnis. Zusammenfassend kann festgehalten werden: Umso reifer bzw. umso stärker die Schneedecke durch die Schmelzmetamorphose umgewandelt ist, umso homogener wird sie, und umso flächiger findet der Sickerprozess statt. Trotz der geringen Anzahl an Stichproben decken sich viele Beobachtungen gut mit Ergebnissen anderer Autoren.

Bei den durchgeführten Versuchen konnten keine neuen Erkenntnisse gefunden werden, die nicht bereits von anderen Autoren gefunden wurden. Allerdings waren die Versuche sehr wohl aufschlussreich und nützlich, um das Verständnis über den Wasserfluss in der Schneedecke und an Schichtgrenzen zu erhöhen. Dies war unter anderem wichtig für die Überlegungen zu Hypothese 3 und 4, bei welchen die Veränderung der Stabilität rund um Stauschichten (v.a. kapillare Barrieren), unter dem Einfluss von flüssigem Wasser untersucht wurde.

### **Verifizieren die Resultate die Hypothese?**

Die Hypothese lautet: Wasser dringt nicht homogen in die Schneedecke ein. Nach unseren Ergebnissen kann man darauf nur sagen: jein! In die meisten Schneedecken sickert es nicht homogen ein. Vor allem nicht bei Schneedecken, die eine starke Schichtung und/oder Stauhorizonte aufwiesen. Ebenso trat bei kalten Schneedecken bzw. bei Schneedecken die gerade erst isotherm wurden, jedoch noch keine, oder nur eine geringe Umwandlung der Körner zu Schmelzformen stattfand, kein homogener Sickerprozess auf. Annähernd homogenes Sicken wurde nur bei Schichten bestehend aus großen Schmelzformen mit Wassergehalten >2-3 % beobachtet. In Schneedecken, die sich in diesem Stadium befanden sickerte das Wasser matrixartig, einheitlich tiefer. Dieses Fließmuster könnte als annähernd homogen bezeichnet werden. Wichtig ist dabei, dass keine deutlichen Korngrößenunterschiede und somit keine deutlichen Schichtgrenzen mehr vorhanden sind. In Schneedecken mit anderen Bedingungen als den eben genannten, bildeten sich teils sehr unterschiedliche Sickermuster aus (siehe Kapitel 3.2), die jedoch alle eindeutig heterogene Sickermuster aufwiesen.

## 4.3 Hypothese 2

### Martin Forster

Die durchgeführten Versuche beziehen sich ausschließlich auf den Lawinentyp *kalte Gleitschneelawinen*. Es ist von großer Wichtigkeit zwischen kalten und warmen Gleitschneelawinen zu unterscheiden, da andere Prozesse zur Entstehung der nassen basalen Schneeschicht führen. Die verschiedenen Prozesse, die zur Ausbildung dieser nassen Bodenschicht führen können, sind in Kapitel 1.3.3.3 beschrieben.

Die Grenzschicht Schneedecke-Boden muss nach den Ergebnissen der durchgeführten Versuche aus *kleinen Runden* Kornformen bestehen, damit Wasser aus einem feuchten Boden in die basale Schneeschicht aufsteigen kann. (Neuschnee war im Untersuchungszeitraum leider keiner vorzufinden, weshalb Neuschnee nicht untersucht wurde.) Bestand die untersuchte Schicht der Schneedecke aus kantigen Kornformen, konnte aus dem Schwamm kein Wasser aufsteigen. Die Kornform scheint somit einen starken Einfluss auf die Saugfähigkeit einer Schneeschicht zu haben. Es ist zu erwähnen, dass die rundkörnigen Proben kleinere Korndurchmesser aufwiesen, was in Bezug auf den kapillaren Aufstieg nicht außer Acht gelassen werden darf. Bei kleineren Korndurchmessern sind kleinere Porenräume vorhanden, was den kapillaren Aufstieg von Wasser begünstigt. Es wurden auch Schichten mit kantigen Kristallen mit Korngrößen von 1-2 mm untersucht. Hierbei war auch nach mehreren Minuten noch kein Aufstieg und auch keine rote Färbung an der Grenzschicht Schneeprobe-Schwamm zu erkennen. Inwieweit der verwendete Schwamm einem nassen Boden ähnelt, wurde nicht untersucht. Des Weiteren ist zu erwähnen, dass an der Basis der Schneedecke andere Druckverhältnisse vorherrschen als in dem für die Versuche verwendeten Zylinder. Da wir zu dem Ergebnis kamen, dass nur bestimmte Kornformen die Fähigkeit besitzen Wasser hochzuziehen, wäre nun als nächster Schritt interessant, unter welchen Bedingungen es zur Ausbildung einer „rundkörnigen, saugfähigen Bodenschicht“ kommt, um Aussagen darüber treffen zu können, ob eine Gefährdung durch kalte Gleitschneelawinen aufgrund eines kapillaren Wasseraufstieges bestehen kann.

In Bezug auf die Entstehung einer nassen basalen Schneeschicht gibt es zwei sehr gängige Meinungen.

Eine gängige Lehrmeinung besagt, dass ein warmer und trockener Herbst, gefolgt von starken Schneefällen die Voraussetzungen für ein *cold temperature event* schaffen können. Durch das schnelle, starke Einschneien wird die Wärme aus dem warmen Herbst im Boden gespeichert, was in weiterer Folge zu einem Wärmestrom vom Boden in die Schneedecke führt, wodurch die Schneedeckenbasis anschmilzt. Durch die feuchte Schneedeckenbasis wird die Reibung zwischen Boden und Schneedecke verringert, wodurch es zum Schneegleiten und in weiterer Folge zum Abgang einer Gleitschneelawine kommen kann. Bereits In der Gand und Zupancic

(1966) zit. nach MITTERER & SCHWEIZER (2012b) fanden heraus, dass eine feuchte Schneedeckenbasis für Gleitvorgänge von großer Bedeutung ist, da eine trockene Schneedeckenbasis keine Gleitbewegung auf einer Grasoberfläche auslösen würde. Sie stellten die Annahme auf, dass das flüssige Wasser durch einen Wärmestrom aus dem Boden entsteht. LACKINGER (1987) nimmt an, dass die Gleitaktivität groß ist, wenn ein früher, großer Schneefall den nackten Boden bedeckt. In einem Artikel des SLF (2012) wird ein noch nicht gefrorenen Boden, der von einem ergiebigen ersten Schneefall zugedeckt wird, als ausschlaggebend für hohe Gleitaktivität genannt. Als Beispiel wird der Winter 2011/12 herangezogen, in welchem diese Verhältnisse im schweizer Alpenraum gegeben waren. Der November fiel 2011 sehr mild und trocken aus, im Dezember setzten starke Schneefälle ein. Dies führte zu außergewöhnlich starken Gleitaktivitäten im gesamten Schweizer Alpenraum und zum Abgang vieler Gleitschneelawinen. Dieser Prozess wird hier nur beschrieben, wurde jedoch für diese Arbeit nicht untersucht.

Untersucht wurde eine zweite Möglichkeit für die Entstehung einer nassen Bodenschicht bei kalten Bedingungen. Hierbei steigt flüssiges Wasser, aufgrund von hydraulischen Druckunterschieden zwischen den beiden porösen Medien Boden und Schnee, einige Zentimeter aus dem nassen Boden in die Schneedecke auf. Diese hydraulischen Druckunterschiede entstehen aufgrund der unterschiedlichen Wassergehalte des Bodens und des Schnees.

MITTERER & SCHWEIZER (2012c) entwickelten dazu eine einfache Simulation, mit der sie zeigten, dass eine trockene Schneedecke, die ein nasses poröses Medium (Boden) überlagert, zu großen vorhandenen hydraulischen Druckunterschieden führt. Diese Bedingungen führen in weiterer Folge zu einem Wasseraufstieg aus dem nassen Boden in die trockene Schneedecke. Die Kornformen wurden bei dieser Simulation jedoch nicht berücksichtigt, sondern nur die Korngrößen der Schneekörner und die Porengrößen des Bodens. Die Ergebnisse der durchgeführten Saugversuche zeigen jedoch, dass die Kornform einen Einfluss auf den Wasseraufstieg hat und nicht vernachlässigt werden sollte.

Für die zukünftige Forschung wäre es an dieser Stelle interessant zu untersuchen, ob es einen Zusammenhang zwischen der Mächtigkeit des ersten großen Schneefalles und einem vermehrten Abgang von kalten Gleitschneelawinen gibt. Nach diesen Überlegungen würde ein mächtig ausfallender erster Schneefall sowohl die Bedingungen für die Wärmespeicherung und den darauf folgenden Wärmefluss in die Schneedecke erfüllen, als auch die Bedingungen für einen kapillaren Aufstieg. Diese Überlegung des ersten großen Schneefalles soll an dieser Stelle in Bezug auf die Entstehung einer saugfähigen Bodenschicht der Schneedecke weitergedacht werden:

Angenommen, die Mächtigkeit des ersten Schneefalls ist so groß, dass der Temperaturgradient in der Schneedecke auch bei einer starken Abkühlung der Lufttemperatur gering ist, weshalb sich am Boden keine kantigen Kornformen ausbilden. Der Schnee an der Basis der Schneedecke würde sich somit abbauend umwandeln, und in weiterer Folge die Fähigkeit besitzen, einen kapillaren Aufstieg von Wasser aus dem Boden zu ermöglichen.

Allerdings könnte bei den beschriebenen Bedingungen ebenso der Prozess des Wärmestromes aus dem warmen Boden zur Bildung der nassen Bodenschicht führen.

Welcher der beiden genannten Prozesse sich für die Ausbildung der nassen Schneedeckenbasis (bei kalten Bedingungen) verantwortlich zeigt, oder ob beide Prozesse sich überlagern, kann zurzeit noch nicht vorausgesagt werden. Am SLF wird derzeit an diesem Problem geforscht. Wenn sich jedoch ein Gleitschneeriss öffnet, die Bodenschicht der Schneedecke nass ist und diese nasse Schicht eine wenige Zentimeter hohe braune Färbung aufweist, kann man davon ausgehen, dass der Prozess des kapillaren Aufstiegs stattfand. Bei beiden Vorgängen (Schmelzen durch im Boden gespeicherter Wärme, kapillarer Aufstieg aufgrund hydraulischer Druckunterschiede) befindet sich die Schneetemperatur mit Ausnahme der Basis der Schneedecke unter dem Gefrierpunkt von Wasser, und die Bildung von Rissen aufgrund von Gleitvorgängen scheint keinen Zusammenhang mit der Lufttemperatur zu haben (MITTERER & SCHWEIZER (2012c).

MITTERER & SCHWEIZER (2013b) konnten allerdings mit statistischen Analysen feststellen, dass eine Periode mit großer Gleitschneelawinenaktivität immer mit großen Neuschneemengen einherging. Auch DREIER (2013) kam zu diesem Ergebnis. Neuschnee erhöht den Druck auf die Schneedecke, was zu erhöhten Setzungs-, Gleit-, und Kriechraten führt. Es ist an dieser Stelle unbedingt zu erwähnen, dass der Faktor Druck bei den Aufsaugversuchen für diese Arbeit nicht berücksichtigt wurde. Die Proben wurden aus der Schneedecke herausgestochen und auf den Schwamm gesetzt. Der Druck ist somit in keinsten Weise mit dem Druck zu vergleichen, der am Boden einer Schneedecke herrschen kann. Ob kantige Kristalle somit unter wesentlich höherem Druck die Fähigkeit besitzen Wasser aufsteigen zu lassen, kann nach unseren Untersuchungen nicht gesagt werden.

Für die zukünftige Forschung wäre es von großer Bedeutung herauszufinden, wann und unter welchen Bedingungen es zu einem kapillaren Aufstieg von Wasser kommt, bzw. welche Bedingungen für eine nasse Bodenschicht durch einen Wärmestrom aus dem Boden verantwortlich sind. Theorien gibt es viele, diese müssen jedoch noch genauer untersucht werden um kalte Gleitschneelawinen besser voraussagen zu können.

CLARKE & MCCLUNG (1999) bezeichnen kalte Gleitschneelawinen als den am schwierigsten vorauszusagenden Typ von Gleitschneelawinen.

## 4.4 Hypothese 3

### Markus Zöchling

Das Ergebnis der durchgeführten ECTs zeigt ein sehr deutliches Ergebnis: kein einziger Test ist in der kapillaren Barriere gebrochen bzw. abgeglitten. Der Wassergehalt in der kapillaren Barrieren beträgt dabei zwischen 2,8 Vol. % und 12,4 Vol. %. Laut FIERZ & FÖHN (1994) kommen Schneedecken mit mehr als 7 Vol. % Wassergehalt im alpinen Bereich selten vor. Es ist davon auszugehen, dass die gemessenen 12,4 Vol. % am oberen Ende des möglichen Feuchtwertebereichs anzusiedeln ist. Während der gesamten Feldarbeiten wurden keine höheren Werte gemessen. Anhand dieser Ergebnisse kann davon ausgegangen werden, dass auch sehr feuchte kapillare Barrieren nicht als Gleithorizont dienen.

59 % der Tests sind in der Schicht direkt unter der kapillaren Barriere gebrochen. Der Korngrößenunterschied zwischen der Barriere und der Bruchschicht variieren stark. Bei manchen ist kaum ein Unterschied festzustellen und bei anderen wiederum sind die Unterschiede beträchtlich und die Schwachschicht ist aus bis zu 4 mm großen, kantigen Kornformen aufgebaut. Das Versagen eines Stabilitätstest in einer solchen Schicht ist wenig verwunderlich.

### Tageszeitliche Abhängigkeit der Stabilität

BROWN (2008) untersuchte eine Schneedecke mit basalem Tiefenreif mit unterschiedlichen Stabilitätstests während der Frühjahrsschmelze. Das Ergebnis war eine Abnahme der Stabilität der Schneedecke im Tagesverlauf. Unsere Ergebnisse decken sich mit dieser Aussage insofern, dass die im Mittel erforderliche Schlaganzahl der ECTs am Vormittag bei 16,7 liegt, während am Nachmittag durchschnittlich 12,6 Schläge zum Versagen des Testblocks führten (Abbildung 4-2, die dicken Linien in der Grafik repräsentieren den Median, nicht den Mittelwert). Diese abnehmende Stabilität im Tagesverlauf könnte das Resultat der zunehmenden Feuchtigkeit im Slab sein, die mit fortschreitender Zeit entsteht (Abbildung 3-17) und zur Schwächung der Schneedecke beiträgt.

Die Verteilung der propagation/no propagation Ergebnisse zeigt hingegen keine tageszeitliche Abhängigkeit (Abbildung 3-19).

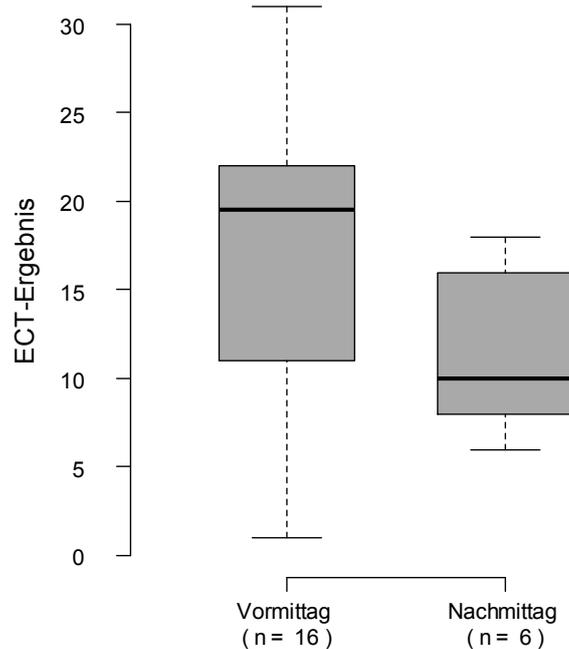


Abbildung 4-2: Am Vormittag waren mehr Schläge erforderlich um einen Kollaps der Schwachschicht hervorzurufen als am Nachmittag.

### Ergebnisse in Abhängigkeit des Wassergehalts der kapillaren Barriere

Vergleicht man die ECT-Ergebnisse mit den Wassergehalten der kapillaren Barrieren (Abbildung 3-18), so fällt auf, dass jene Tests mit Bruchfortpflanzung durchwegs bei höheren Feuchteverhältnissen vorkommen. Die Anzahl ist mit 5 Werten zwar sehr gering, dennoch ist der Zusammenhang deutlich erkennbar. Der geringste Feuchtwert, bei dem eine Bruchfortpflanzung eintrat beträgt 5,6 Vol. %, der höchste ohne Bruchfortpflanzung hingegen lediglich 6,2 Vol. % (Abbildung 4-3).

Dieses Ergebnis steht ein wenig im Widerspruch mit dem Vormittags/Nachmittags-Ergebnis (siehe oben), da davon ausgegangen wird, dass die Schneedecke mit fortschreitender Zeit feuchter wird und dabei an Stabilität verliert. Das würde allerdings bedeuten, dass bei so einem hohen Wassergehaltswert wie 12,4 Vol. % die Schneedecke nicht mehr in der Lage ist Spannungen zu übertragen die zur Bruchfortpflanzung führen. Man muss allerdings bedenken, dass die Schneedecke nicht über ihre ganze Mächtigkeit solch hohe Wassergehalte aufweist, sondern dieser Wert nur das Maximum der Feuchte, das in einer relativ dünnen Schicht vorkommt, darstellt. Dieses Ergebnis deckt sich mit Resultaten von TECHEL & PIELMEIER (2009), bei deren Untersuchungen ebenfalls dünne, wassergesättigte Schichten präsent waren, die bei Stabilitätstests nicht als Schwachschicht fungierten.

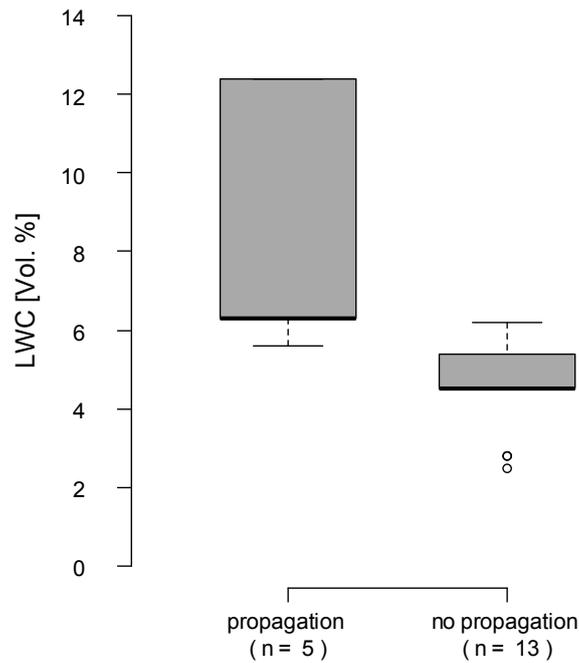


Abbildung 4-3: Bei niedrigem Wassergehalt der kapillaren Barriere setzt sich der Bruch nicht durch den ganzen ECT-Block fort (no propagation).

### Resümee

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass eine feuchte bzw. nasse kapillare Barriere nicht als Gleithorizont dient, diese Hypothese also abgelehnt werden kann.

59 % der durchgeführten ECTs sind allerdings in unmittelbarer Nähe der kapillaren Barriere gebrochen. Das zeigt, dass das Vorhandensein dieser Stauschicht einen Einfluss auf die Stabilität einer nassen Schneedecke zu haben scheint. Da im Zuge unserer Feldarbeiten zu dieser Hypothese nur Schneedecken mit präsenter kapillarer Barriere getestet wurden, wäre es sinnvoll ECTs in diversen feuchten Schneedecken - sozusagen wahllos - durchzuführen und die Schwachschicht dieser Versuche mit der jeweilig vorliegenden Stratigraphie zu vergleichen und zu prüfen, ob die ermittelte Schwachschicht mit Stauschichten in Verbindung stehen.

## 4.5 Hypothese 4

### Markus Zöchling

Die Ergebnisse der Hypothese 4 sind wenig zufriedenstellend. Die Gesamtzahl der Schnittlängen ist sehr ungleich verteilt. Bei vielen PSTs kollabierte die Schwachschicht gar nicht, oder erst sehr spät bei Schnittlängen von über 90 cm. Lediglich 7 von 48 Stabilitätstests weisen Schnittlängen von weniger als 50 cm auf und zeigen somit eine wahrscheinliche Bruchfortpflanzung an.

### Abhängigkeit des Testergebnisses von der Feuchte der Schwachschicht

Die geringe Zahl an propL-Testergebnissen sowie die Tatsache, dass die Feuchte der Schwachschicht bei diesen 7 Tests die gesamte Bandbreite gemessener Wassergehalte abdeckt (Abbildung 4-4), lässt keine Aussage über die Entwicklung der Stabilität der Schwachschicht mit zunehmender Feuchte zu. Bis auf eine Ausnahme des Punktes mit einem Wassergehalt von 4,6 Vol. % und einer Schnittlänge von 47 cm (Abbildung 3-21) scheint zwar ein Trend in Richtung sinkender Schnittlängen bei steigendem Wassergehalt der Schwachschicht bei propL-Ergebnissen vorhanden zu sein, die sehr geringe Anzahl solcher Testergebnisse (6) im Vergleich zur Gesamtanzahl durchgeführter PSTs (48) lassen diese Aussage allerdings nicht zu. Der von BORGESON & HARTMAN (2010) erwähnte Anstieg der Bruchfortsetzungswahrscheinlichkeit mit zunehmender Schneeschmelze kann anhand der vorliegenden Daten nicht bestätigt werden.

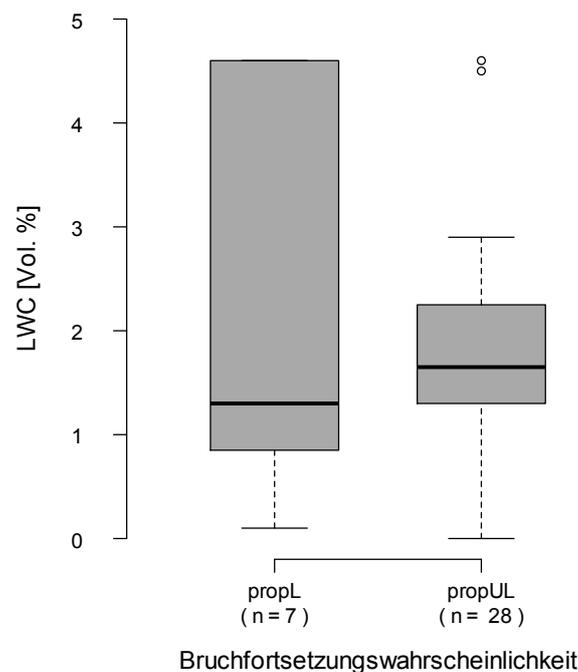


Abbildung 4-4: Verteilung des Wassergehalts der Schwachschicht bei den unterschiedlichen PST-Ergebnissen. Die wahrscheinlichen Bruchfortpflanzungen weisen eine geringe Anzahl und eine große Streuung der Feuchtwerte auf.

### **Tageszeitliche Abhängigkeit der Testergebnisse**

BORGESON & HARTMAN (2010) kamen bei ihrer Studie zu dem Ergebnis, dass die PST-Ergebnisse von der Tageszeit abhängig sind. Demnach zeigen Tests am Morgen eine höhere Bruchfortsetzungswahrscheinlichkeit als spätere Tests. Dieser Zusammenhang findet sich auch in dieser Arbeit wieder (Abbildung 3-23). Die Dichte langer Schnittlängen ist am Nachmittag höher und die Streuung geringer als bei den Vormittagstests. Bezogen auf die Gesamtheit der Testergebnisse bedeutet das auf die Stabilität der Schneedecke eine höhere Wahrscheinlichkeit von kürzeren Schnittlängen und somit instabilen Ergebnissen am Vormittag als am Nachmittag. Wiederum muss die sehr hohe Anzahl an Versuchen mit hoher Schnittlänge berücksichtigt werden, was dieses Ergebnis relativiert.

### **Auswirkung der Slabmächtigkeit auf das Testergebnis**

Der Grund für die eher mächtigeren Slabs bei den propUL-Ergebnissen (Abbildung 4-5) könnte die tiefliegende Schwachschicht sein. Eine Schwachschicht, die höher in der Schneedecke liegt, ist möglicherweise homogener über die Fläche verteilt und dadurch einfacher zu schneiden, was zu geringeren Schnittlängen führen kann. Befindet sich die Schwachschicht in größerer Tiefe, so ist die Schicht eher an die Topografie des Untergrunds angepasst und besitzt kleinräumige Unebenheiten. Das bedeutet eine weniger ebene Schicht, die nur schwer in ihrer ganzen Ausdehnung geschnitten werden kann. Werden nur Teile der Schwachschicht in der Testsäule durchschnitten, so ist das Ergebnis laut GAUTHIER (2007) nicht aussagekräftig. SIMENHOIS & BIRKELAND (2008b) testeten ebenfalls die Bruchfortsetzung bei unterschiedlich hohen Slabs. Sie testeten den Unterschied zwischen der Bruchfortsetzung bei Initiierung des Bruchs unter einem seichten Slab mit Fortsetzung in Richtung eines dicker werdenden Slabs und umgekehrt. Das Ergebnis war eindeutig: Egal ob ECT oder PST, es waren jeweils jene Tests die auf einem seichten Slab gestartet wurden, die über die ganze Länge der Schwachschicht propagierten. Bruchinitiierungen unter hohen Slabs setzten sich weniger oft durch die ganze Länge der Testsäule fort. Auch GAUTHIER & JAMIESON (2012) erwähnen, dass dickere Slabs stark mit längeren Schnitten korrelieren. Dieses Ergebnis ist auch bei den PSTs der vorliegenden Arbeit zutreffend, obwohl es sich hier im Vergleich zu der genannten Studie, um Nassschnee handelt.

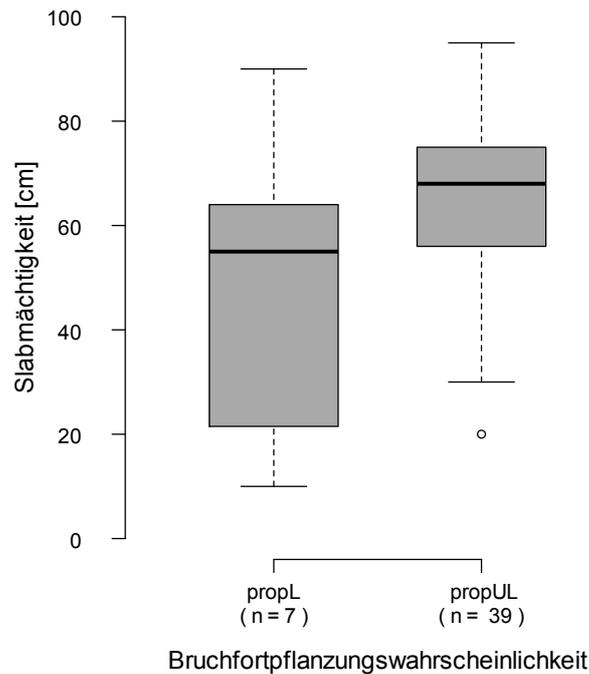


Abbildung 4-5: Verteilung der Slabmächtigkeiten auf die PST-Ergebnisse propL bzw. propUL. Hohe Slabs führen zu einer eher unwahrscheinlichen Bruchfortpflanzung. Bei 2 PSTs wurden keine Slabmächtigkeiten notiert.

## Resümee

Die Ergebnisse dieser Versuche lassen vermuten, dass der PST kein geeignetes Werkzeug ist, um eine feuchte Schneedecke zu testen. Mehrmals wurden bei direkt angrenzenden Testsäulen völlig unterschiedliche Testergebnisse erzielt. Es wird vermutet, dass das Testergebnis sehr stark davon abhängt, wie „sauber“ die Schwachschicht durchgeschnitten wird. Weicht das Sägeblatt von der Schwachschicht leicht ab, so ist eine Bruchfortpflanzung weniger wahrscheinlich und die Schnittlängen erhöhen sich.

Ein weiterer Faktor kann sein, dass die Härte der Schneedecke während der Durchführung der Stabilitätstests sehr gering war. Der Slab muss für die Übertragung von Spannungen, die für die Auslösung von Schneebrettlawinen nötig ist, eine bestimmte Steifigkeit aufweisen. GAUTHIER ET AL. (2008) berichtet in seiner Arbeit von einer Rate an falsch-stabilen PST-Ergebnissen von 25 % - 30 % vor allem bei dünnen, weichen Slabs. Das bedeutet, dass der Test stabile Verhältnisse anzeigt (Schnittlänge > 50 % der Testblocklänge), obwohl die Schneedecke instabil ist. Die im Zuge der vorliegenden Arbeit getesteten Slabs weisen ebenfalls sehr geringe Härten auf. Ein Großteil der Hand- und Rammprofile besitzen keine Schichten die die Härte *1 Finger* erreicht.

Auch die Ergebnisse der im Zuge der Bearbeitung der Hypothese 3 durchgeführten ECTs zeigen keine abnehmende Schlaganzahl mit zunehmendem Wassergehalt in der Schwachschicht. Auch diese Ergebnisse können die Hypothese 4 nicht unterstützen.

Das Timing der Stabilitätstests war gut. Der Abgang zahlreicher Lawinen in der Umgebung während der Feldarbeiten zeigt, dass die Schneedecke zu diesem Zeitpunkt „reif“ war.

## 4.6 Qualitative Lawinenbeobachtung

### Markus Zöchling

Die Auswertung der qualitativen Lawinenbeobachtung zeigt deutlich, dass Lawinen an ostexponierten Hängen im Tagesverlauf gesehen früher als jene an westlich ausgerichteten Hängen abgehen, was ganz klar mit der Sonneneinstrahlung zusammenhängt. Zusätzlich zeigen die Lawinenabgänge unterhalb der Schoppbachhöhe einen Anstieg der Anrisszone mit Fortschreiten der Saison. Dieser spezielle Ablauf der Nassschneelawinenaktivität wird auch von REARDON (2008) diskutiert. Bei nassen Lockerschneelawinen scheint dieser Zusammenhang klar und belegt zu sein, doch bei Gleitschneelawinen ist die Situation komplizierter. Das zeigt sich auch im Kapruner Tal, wo unterhalb der Schoppbachhöhe dieser Ablauf gut nachvollziehbar ist, unterhalb des Rettenzinks allerdings scheint die Verteilung der Anrisssehöhe willkürlicher zu sein.

Eine Ausnahme der Lawinenabgänge unterhalb des Rettenzinks stellt die Lawine am 6.4.2014 dar, die um 12:30 Uhr von einem nordexponierten Hang auf ca. 1820 m, ca. 100 m tiefer als die nächsthöhere Lawine, abgegangen ist. Die Taupunkttemperatur war zu diesem Zeitpunkt auf einer Seehöhe von 2070 m bereits seit über 18 Stunden auf mindestens 0 °C. Während dieser Zeit wurden auch von der permanenten Messstation Veränderungen des Wassergehalts der Schneedecke gemessen (Kapitel 3.1.1).

In der Zeit vom 11.3 bis zum 14.3. ist eine Häufung der Lawinenabgänge zu verzeichnen. Diese kann wohl auf die davor herrschende Schönwetterperiode zurückgeführt werden. Die Globalstrahlung war von 7.3. bis einschließlich 14.3. sehr hoch und die Lufttemperatur bei der Station Mooserboden auf 2070 m war von 9.3. bis 14.3. tagsüber deutlich positiv (> 5 °C) und Höchstwerten von annähernd 10 °C am 12., 13. und 14.3.2014.

## 5 Zusammenfassung

Nassschneelawinen stellen in den Alpen ein erhebliches Problem für Mensch und Infrastruktur dar. Infiltriert flüssiges Wasser, das aus Regen oder Schneeschmelze stammt, die Schneedecke, führt dies zu einer Veränderung der Schneekörner und der Bindungen zwischen diesen Körnern. Die Stratigraphie der Schneedecke ist entscheidend für die Auswirkung einer bestimmten Menge Wasser auf die Stabilität der Schneedecke. Die Schichtung der Schneedecke ist außerdem für die Sickermuster verantwortlich, die das Wasser bei der Infiltration der Schneedecke ausbildet. Nassschneelawinen sind im Vergleich zu Trockenschneelawinen noch wenig erforscht. Die Forschung im Nassschnee gestaltet sich aufgrund sich sehr schnell ändernder Bedingungen als schwierig. Das Hauptproblem stellt die Prognose des genauen Zeitpunkts eines Lawinenabganges dar.

Für die Erstellung der vorliegenden Arbeit wurden 4 Problemstellungen definiert und jeweils als eigenständige Hypothesen mit unterschiedlicher Methodik bearbeitet.

Für die erste Hypothese (Wasser infiltriert eine Schneedecke nicht homogen) wurden Schneedecken mit einem Farbtracer-Wasser-Gemisch gefärbt, um die Sickermuster, die das Wasser ausbildet, zu analysieren. Dabei zeigte sich, dass „reife Schneedecken“, also Schneedecken die bereits einige Schmelz-Frier-Zyklen durchlaufen haben und aus großen Schmelzformen bestehen, das Wasser sehr flächig abtransportieren. Dafür war allerdings ein Wassergehalt von  $> 2$  Vol. % nötig. Es muss also bereits flüssiges Wasser vorhanden sein, damit ein flächiger Sickerprozess auftritt. In kantigen und rundkörnigen Schichten sowie in Schichten aus Schmelzformen mit einem Wassergehalt  $< 2$  Vol. % wird das Wasser in Form von präferenziellen Fließkanälen abtransportiert. An Barrieren (kapillare Barrieren, Eislamellen, Schmelzharschdeckel) staut sich das Wasser und fließt schichtparallel, bis es diese an geeigneten Stellen durchdringen kann. Der Großteil der Versuche wurden in  $0^{\circ}\text{C}$  isothermen Schneedecken mit einem Flüssigwassergehalt von 0 - max. 12 Vol. % durchgeführt (Wassergehalte  $> 6$  Vol. % traten nur an Barrieren auf).

Des Weiteren wurde untersucht, ob eine Stauschicht in Form einer kapillaren Barriere ein Versagen der feinkörnigeren, mit Wasser vollgesogenen Schicht begünstigt (Hypothese 3). Hierzu wurden Schneedecken bei unterschiedlichem Wassergehalt der kapillaren Barriere mittels Stabilitätstests untersucht. Es zeigte sich, dass die Schneedecke zumeist in der unterliegenden, grobkörnigeren Schicht der kapillaren Barriere bricht. Diese Schicht weist aufgrund des darüberliegenden Stauhorizontes deutlich geringere Wassergehalte als die Stauschicht selbst auf. Die Theorie, dass kapillare Barrieren durch deren wasserstauendes Verhalten als bevorzugte Gleitschichten fungieren, kann aufgrund unserer Ergebnisse nicht

bestätigt werden. Die Bruchschicht befindet sich zwar im Großteil der Fälle in direkter Umgebung der Stauschicht, allerdings ist nicht die geringe Reibung innerhalb der Stauschicht für das Versagen ausschlaggebend.

In einer weiteren Hypothese (Nr. 4) wurde untersucht, in welchem Maße die Stabilität von vorhandenen, durch kantige Kristalle aufgebauten Schwachschichten mit zunehmenden Wassergehalten abnimmt. Zu Beginn der Tests waren die Schwachschichten noch trocken, mit fortschreitender Zeit nahm der Wassergehalt zu. Die Stabilität dieser Schicht wurde mit dem *Propagation Saw Test (PST)* untersucht. Die Ergebnisse weisen eine starke Variabilität auf und lassen somit keine Aussage über die Entwicklung der Stabilität bei zunehmender Feuchte der Schwachschicht zu. Außerdem stehen sie zum Teil im Widerspruch mit den Ergebnissen der Hypothese 3. Aufgrund dessen ist die Anwendbarkeit dieses Stabilitätstests bei nassen Schneeverhältnissen zu hinterfragen.

Weiters wurde das Phänomen des kapillaren Wasseraufstiegs aus dem Boden in die unterste Schicht der Schneedecke untersucht (Hypothese 2). Aus dem nassen Boden in die Schneedecke aufsteigendes Wasser führt am Übergang Schnee-Boden zur Verminderung der Reibung. In weiterer Folge kann dies zum Schneegleiten und zur Entstehung von sogenannten *kalten Gleitschneelawinen* führen. Ziel war es herauszufinden, ob die Kornform in dieser basalen Schicht der Schneedecke Einfluss darauf hat, ob ein kapillarer Aufstieg von Wasser aus einem nassen Boden möglich ist. Dafür wurden Schneeproben mit unterschiedlichen Kornformen mit einem durchsichtigen Zylinder ausgestochen und auf einen, mit gefärbtem Eiswasser vollgesogenen Schwamm gesetzt. Es zeigte sich sehr eindeutig, dass Proben bestehend aus der Kornform „*kleine Runde*“ das Wasser innerhalb weniger Sekunden bis zu 3 cm hochsaugen konnten. In Schichten aus kantigen Kristallen oder Becherkristallen konnte das Wasser hingegen auch nach einem längeren Zeitraum nicht aufsteigen.

Um die auslösenden Faktoren von Nassschneelawinen erforschen zu können ist es essentiell zum richtigen Zeitpunkt am richtigen Ort zu sein. Das beinhaltet auch nach erfolgten Lawinenabgängen vor Ort zu sein um Schneeprofile aufnehmen zu können und dadurch einen Eindruck der Verhältnisse zum kritischen Zeitpunkt des Abgangs zu bekommen. Wassergehaltsmonitoringstationen (vgl. Kapitel 2.2) müssen an bekannten Lawinenhängen installiert werden, um die Verhältnisse, die zum Lawinenabgang führen, quantifizieren zu können.

REARDON (2008) beschreibt Nassschneezyklen verschiedener Jahre, die Lawinenabgänge auf unterschiedlichen Hauptexpositionen zur Folge haben. Auch das ist ein Anzeichen für die hohe Komplexität des Themas. Die Auslösung von Nassschneelawinen ist von vielen Faktoren

abhängig, eine zuverlässige Vorhersage ist sehr schwierig. Studien über Nassschnee sollten über die Dauer mehrerer Jahre durchgeführt werden, um auch saisonale Veränderungen erfassen zu können.



## Literaturverzeichnis

- Akitaya, E.; Shimizu, H. (1988): BEHAVIOR OF A SNOW COVER AFTER CRACK FORMATION ON MOUNTAIN SLOPE, in: International Snow Science Workshop Proceedings 1988, Whistler, BC, Canada, S. 179–186.
- Armstrong, R. L.; Ives, J. D. (1976): Avalanche release and snow characteristics, San Juan Mountains, Colorado, Institute of Arctic and Alpine Research, Boulder, Colorado, 258 S.
- Baggi, S.; Schweizer, J. (2009): Characteristics of wet-snow avalanche activity : 20 years of observations from a high alpine valley (Dischma, Switzerland), in: *Natural Hazards*, 50, S. 97–108.
- Bair, E. H.; Simenhois, R.; van Herwijnen, A.; Birkeland, K. (2013): Edge effects in propagation tests, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2013, Grenoble - Chamonix Mont-Blanc, S. 1–2.
- Birkeland, K.; Chabot, D. (2006): Minimizing “false-stable” stability test results: Why digging more snowpits is a good idea, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2006, Telluride, CO, S. 498–504.
- Birkeland, K.; Chabot, D. (2012): Changes in stability test usage by snowpilot users, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2012, Anchorage, AK, S. 2010–2013.
- Borgeson, L. E.; Hartman, H. (2010): Predicting wet snow avalanches at the Arapahoe Basin Ski Area, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2010, Squaw Valley, CA, S. 556–560.
- Brown, A. (2008): On wet slab mechanics and yellow snow: a practitioner’s observations, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2008, Whistler, BC, Canada, S. 299–305.
- Brun, E. (1989): Investigation on wet - snow metamorphism in respect of liquid-water content, in: *Annals of Glaciology*, 13, S. 22–26.
- Brzoska, J.-B.; Coléou, C.; Lesaffre, B. (1998): Thin-sectioning of wet snow after flash-freezing, in: *Journal of Glaciology*, 44 (146), S. 54–62.
- Bussièrre, B.; Apithy, S. A.; Aubertin, M.; Chapuis, R. P. (2003): Water diversion capacity of inclined capillary barriers, in: 56th Canadian Geotechnical Conference Proceedings 2003, Winnipeg, .
- Campbell, C.; Jamieson, B. (2007): Spatial variability of slab stability and fracture characteristics within avalanche start zones, in: *Cold Regions Science and Technology*, 47 (1-2), S. 134–147.
- Clarke, J.; McClung, D. (1999): Full-depth avalanche occurrences caused by snow gliding, Coquihalla, British Columbia, Canada, in: *Journal of Glaciology*, 45 (151), S. 539–546.
- Colbeck, S. C. (1977): Short-term forecasting of water run-off from snow and ice, in: *Journal of Glaciology*, 19 (81), S. 571–588.

- Colbeck, S. C. (1982): An overview of seasonal snow metamorphism, in: *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20 (1), S. 45.
- Colbeck, S. C. (1997): A review of sintering in seasonal snow, in: *CRREL Report*, (97-10), S. 12.
- Conway, H.; Benedict, R. (2004): Infiltration of water into snow, Online im Internet: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/93WR03247/abstract>, (12.07.2015).
- Conway, H.; Breyfogle, S.; Wilbour, C. R. (1988): Observations relating to wet snow stability, in: *International Snow Science Workshop*, S. 211–222.
- Conway, H.; Raymond, C. F. (1993): Snow stability during rain, in: *Journal of Glaciology*, 39 (133), S. 635–642.
- Decagon Devices Inc. (2014): 5TM Water Content and Temperature Sensors.
- Denoth, A. (1989): Snow dielectric measurements, in: *Advances in Space Research*, 9 (1), S. 233–243.
- Denoth, A. (1994): An electronic device for long-term snow wetness recording, in: *Annals of Glaciology*, 19, S. 104–106.
- Denoth, A. (2003): Structural phase changes of the liquid water component in Alpine snow, in: *Cold Regions Science and Technology*, 37 (3), S. 227–232.
- Dreier, L. (2013): Einfluss von Wetter und Gelände auf Gleitschneelawinen, Masterarbeit an der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, 79 S.
- EAWS. (2009): European Avalanche Warning Services (EAWS), Online im Internet: [http://www.avalanches.org/eaws/en/includes/glossary/glossary\\_de\\_all.html](http://www.avalanches.org/eaws/en/includes/glossary/glossary_de_all.html), (13.7.2015).
- Farnsworth, W. R.; Eckerstorfer, M. (2013): Uncut Column Stability Tests For Hard Slab Snow Conditions, in: *International Snow Science Workshop Proceedings 2013, Grenoble - Chamonix Mont-Blanc*, S. 1–6.
- Feick, S. (2013): Einsatz satellitenbasierter Fernerkundung und terrestrischer Fotografie zur (halb-) automatischen Erfassung und Analyse von Gleitschnee-Ereignissen, Dissertation an der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, 118 S.
- Feick, S.; Mitterer, C.; Dreier, L.; Harvey, S. (2012): Automated detection and monitoring of glide-snow events using satellite-based optical remote sensing and terrestrial photography, in: *International Snow Science Workshop Proceedings 2012, Anchorage, Alaska, USA*, S. 603–609.
- Fellin, W. (2013): Einführung in Eis-, Schnee- und Lawinenmechanik, Springer-Verlag, 175 S.
- Fierz, C. et al. (2009): The International Classification for Seasonal Snow on the Ground, IHP-VII Te, UNESCO-IHP, Paris, 80 S.
- Fierz, C.; Föhn, P. M. B. (1994): Long-term observation of the water content of an Alpine snowpack, in: *International Snow Science Workshop Proceedings 1994, Snowbird, UT*, S. 117–131.

- Frohne, H.; Löcherer, K.-H.; Müller, H.; Harriehausen, T.; Schwarzenau, D. (2011): Moeller Grundlagen der Elektrotechnik, 22. Aufl., Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 692 S.
- Frolov, A. D.; Macheret, Y. Y. (1999): On dielectric properties of dry and wet snow, in: *Hydrological Processes*, 13 (May 1998), S. 1755–1760.
- Gauthier, D. (2007): A practical field test for fracture propagation and arrest in weak snowpack layers in relation to slab avalanche release, Dissertation an der University of Calgary, 320 S.
- Gauthier, D.; Jamieson, B. (2006a): Evaluating a prototype field test for weak layer fracture and failure propagation, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2006, Telluride, CO, S. 107–116.
- Gauthier, D.; Jamieson, B. (2006b): Understanding the Propagation of Fractures and Failures Leading to Dangerous and Destructive Snow Avalanches: Recent Developments, in: Annual Conference of the Canadian Society for Civil Engineering, First Specialty Conference on Disaster Mitigation Proceedings 2006, Calgary, AB, S. 1–9.
- Gauthier, D.; Jamieson, B. (2008a): Fracture propagation propensity in relation to snow slab avalanche release: Validating the Propagation Saw Test, in: *Geophysical Research Letters*, 35 (13), S. 2–5.
- Gauthier, D.; Jamieson, B. (2008b): Predictions of the propagation saw test: Comparisons with other instability tests at skier tested slopes, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2008, Whistler, Canada, S. 408–414.
- Gauthier, D.; Jamieson, B. (2012): The propagation saw test (PST): A review of its development, applications, and recent research, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2012, Anchorage, AK, S. 1047–1053.
- Gauthier, D.; Ross, C.; Jamieson, B. (2008): Validation of the propagation saw test near whumpfs and avalanches, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2008, Whistler, Canada, S. 16–21.
- Haladuick, S.; Schirmer, M.; Jamieson, B. (2013): Stability tests and their association with the local avalanche danger, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2013, Grenoble - Chamonix Mont-Blanc, S. 347–354.
- Hartman, H.; Borgeson, L. E. (2008): Wet slab instability at the Arapahoe Basin Ski Area, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2008, Whistler, Canada, S. 163–169.
- Heilig, A.; Schneebeli, M.; Eisen, O. (2009): Upward-looking ground-penetrating radar for monitoring snowpack stratigraphy, in: *Cold Regions Science and Technology*, 59 (2-3), S. 152–162.
- Hestnes, E. (1997): Slushflow hazard - where, why and when? 25 years of experience with slushflow consulting and research, in: *Annals of Glaciology*, 26 (March 1979), S. 370–376.
- Hirashima, H.; Yamaguchi, S.; Katsushima, T. (2013): A multi-dimensional water transport model to reproduce the preferential flow in a snowpack, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2013, Grenoble - Chamonix Mont-Blanc, S. 31–37.

- Hock, R. (2005): Glacier melt: a review of processes and their modelling, in: *Progress in Physical Geography*, 29 (3), S. 362–391.
- Kattelman, R. (1984): Wet slab instability, in: International Snow Science Workshop Proceedings 1984, Aspen, CO, S. 102–108.
- Khire, M. V.; Benson, C. H.; Bosscher, P. J. (2000): Capillary barriers: design variables and water balance, in: *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 126 (8), S. 695–708.
- Lackinger, B. (1987): Stability and fracture of the snow pack for glide avalanches, in: Proceedings of the Davos Symposium, September 1986, IAHS Publ. no. 162 Proceedings 1987, Davos, Switzerland, S. 229–241.
- Land Tirol. (2000): Lawinenhandbuch, 7. Aufl., Tyrolia-Verlag, Innsbruck-Wien, 260 S.
- Malberg, H. (2007): Meteorologie und Klimatologie, 5. Aufl., Springer, Berlin-Heidelberg, 395 S.
- Maruyama, T.; Takimoto, H.; Ogura, A.; Yoshida, M. (2015): Analysis of snowpack accumulation and the melting process of wet snow using a heat balance approach that emphasizes the role of underground heat flux, in: *Journal of Hydrology*, 522, S. 369–381.
- McCammon, I. (2009): 38° Revisited: A Closer Look at Avalanche Types & Slope Angles, in: *The Avalanche Review*, 27 (4), S. 23–29.
- McClung, D.; Schaerer, P. (2006): The Avalanche Handbook, 3. Aufl., The Mountaineers Books, Seattle, WA, 288 S.
- Mitterer, C. (2012): Formation of wet-snow avalanches, Dissertation an der ETH Zürich, 143 S.
- Mitterer, C.; Hirashima, H.; Schweizer, J. (2011): Wet-snow instabilities: Comparison of measured and modelled liquid water content and snow stratigraphy, in: *Annals of Glaciology*, 52 (58), S. 201–208.
- Mitterer, C.; Schweizer, J. (2012a): Analysing the atmosphere-snow energy balance for wet-snow avalanche prediction, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2012, Anchorage, AK, S. 77–83.
- Mitterer, C.; Schweizer, J. (2012b): Glide Snow Avalanches Revisited, (1999), S. 68–71.
- Mitterer, C.; Schweizer, J. (2012c): Towards a better understanding of glide-snow avalanche formation, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2012, Anchorage, Alaska, USA, S. 610–616.
- Mitterer, C.; Schweizer, J. (2013a): Analysis of the snow-atmosphere energy balance during wet-snow instabilities and implications for avalanche prediction, in: *The Cryosphere*, 7, S. 205–216.
- Mitterer, C.; Schweizer, J. (2013b): Attacke der Fischmäuler?!, in: *Bergundsteigen*, S. 43–49.
- Mitterer, C.; Schweizer, J. (2014a): Comparing models of different levels of complexity for the prediction of wet-snow avalanches, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2014, Banff, AB, S. 9–14.

- Mitterer, C.; Schweizer, J. (2014b): Nassschneelawinen, in: *Bergundsteigen*, 1, S. 52–57.
- Mitterer, C.; Techel, F.; Fierz, C.; Schweizer, J. (2013): An operational supporting tool for assessing wet-snow avalanche danger, in: *International Snow Science Workshop Proceedings 2013, Grenoble - Chamonix Mont-Blanc*, S. 334–338.
- Moner, I.; Gavalda, J.; Bacardit, M.; Garcia, C.; Martí, G. (2008): Application of the field stability evaluation methods to the snow conditions of the Eastern Pyrenees, in: *International Snow Science Workshop Proceedings 2008, Whistler, BC, Canada*, S. 386–392.
- Oberhammer, M. (2014): Artificial release of wet snow avalanches, Masterarbeit an der Universität für Bodenkultur Wien, 203 S.
- Oke, T. R. (2001): *Boundary layer climates*, 2. Aufl., Routledge, London, 435 S.
- Peitzsch, E. (2008): Wet slabs: What do we really know about them, in: *The Avalanche Review*, 26 (4), S. 20–21.
- Peitzsch, E. (2009): Water movement in a stratified and inclined snowpack: Implications for wet slab avalanches, Master Thesis an der Montana State University, Bozeman, 162 S.
- Peitzsch, E.; Birkeland, K.; Hansen, K. J. (2008): Water movement and capillary barriers in a stratified and inclined snowpack, in: *International Snow Science Workshop Proceedings 2008, Whistler, Canada*, S. 179–187.
- Pielmeier, C.; Techel, F.; Marty, C.; Stucki, T. (2013): Wet snow avalanche activity in the Swiss Alps – trend analysis for mid-winter season, in: *International Snow Science Workshop Proceedings 2013, Grenoble - Chamonix Mont-Blanc*, S. 1240–1246.
- Reardon, B. (2008): A Conceptual Model for Wet-Slab Forecasting, in: *The Avalanche Review*, 26 (4), S. 18–19.
- Reardon, B.; Lundy, C. (2004): Forecasting for natural avalanches during spring opening of the Going-To-The-Sun Road, Glacier national park, USA, in: *International Snow Science Workshop Proceedings 2004, Jackson Hole, WY*, S. 565–581.
- Romig, J. M.; Custer, S. G.; Birkeland, K.; Locke, W. W. (2004): March wet avalanche prediction at Bridger Bowl Ski Area, Montana, in: *International Snow Science Workshop Proceedings 2004, Jackson Hole, WY*, .
- Ross, C.; Jamieson, B. (2008): Comparing fracture propagation tests and relating test results to snowpack characteristics, in: *International Snow Science Workshop Proceedings 2008, Whistler, Canada*, S. 376–385.
- Ross, C.; Jamieson, B. (2012): The propagation saw test: slope scale validation and alternative test methods, in: *Journal of Glaciology*, 58 (208), S. 407–416.
- Salm, B. (1982): Mechanical properties of snow, in: *Reviews of Geophysics*, 20 (1), S. 1–19.
- Schneebeli, M. (1995): Development and stability of preferential flow paths in a layered snowpack, in: *Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments Proceedings 1995*, S. 89–96.

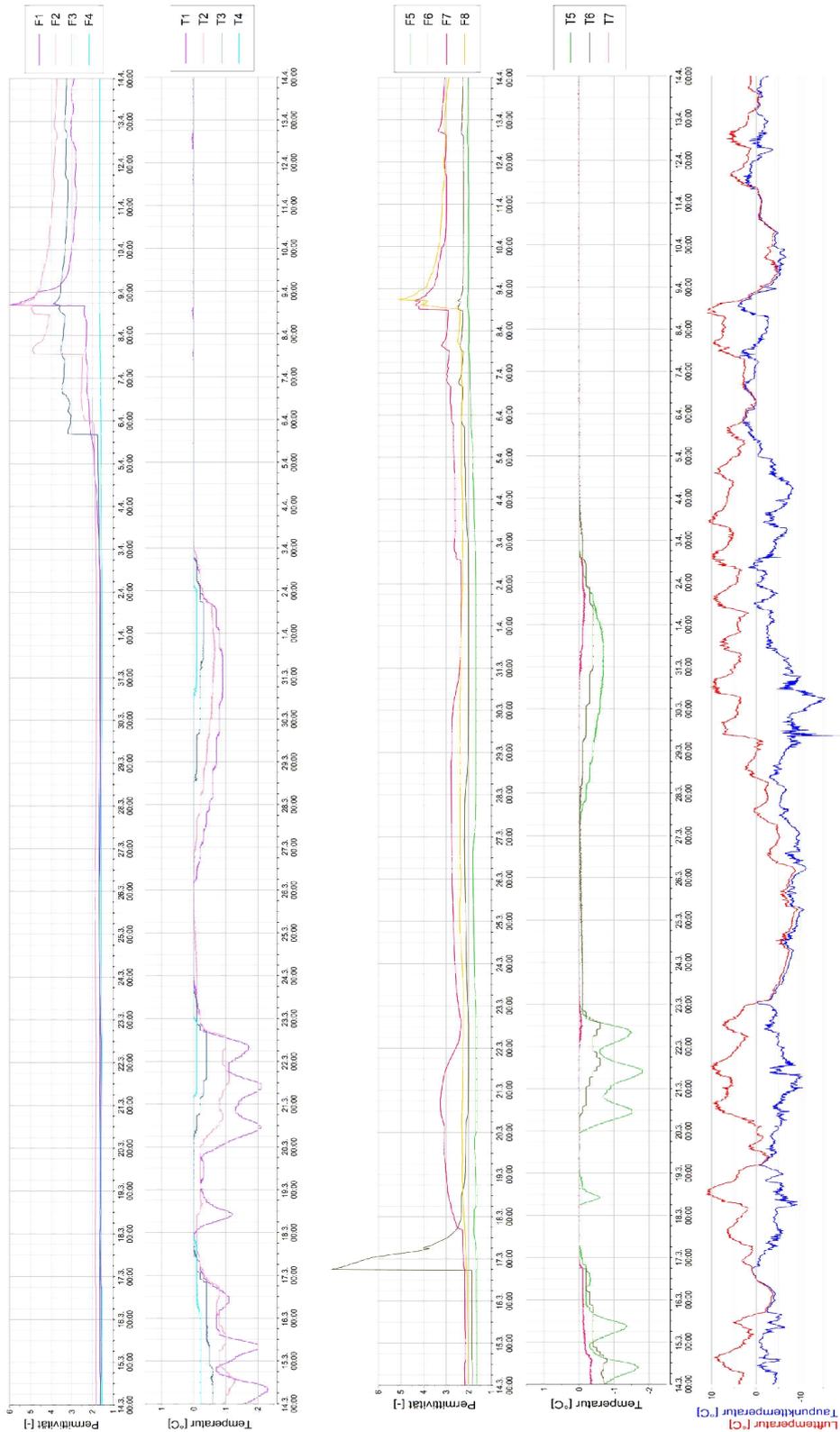
- Schneebeli, M. (2004): Mechanisms in wet snow avalanche release, in: International Symposium on Snow Monitoring and Avalanches Proceedings 2004, Manali, Indien, S. 75–77.
- Schweizer, J. (2002): The rutschblock test - procedure and application in Switzerland, in: *The Avalanche Review*, 20 (5), S. 14–15.
- Schweizer, J. (2010): Lawinenkunde, in: *Schnee Und Lawinen, Grundkurs A*, S. 1–6.
- Schweizer, J.; Bellaire, S. (2010): On stability sampling strategy at the slope scale, in: *Cold Regions Science and Technology*, 64 (2), S. 104–109.
- Schweizer, J.; Jamieson, B. (2010a): On surface warming and snow instability, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2010, Lake Tahoe, CA, S. 619–622.
- Schweizer, J.; Jamieson, B. (2010b): Snowpack tests for assessing snow-slope instability, in: *Annals of Glaciology*, 51 (54), S. 187–194.
- Schweizer, J.; Jamieson, B.; Schneebeli, M. (2003): Snow avalanche formation, in: *Reviews of Geophysics*, 41 (4), S. 1–25.
- Schweizer, J.; Kronholm, K.; Jamieson, B.; Birkeland, K. (2008): Review of spatial variability of snowpack properties and its importance for avalanche formation, in: *Cold Regions Science and Technology*, 51 (2-3), S. 253–272.
- Schweizer, J.; Wiesinger, T. (2001): Snow profile interpretation for stability evaluation, in: *Cold Regions Science and Technology*, 33 (2-3), S. 179–188.
- Simenhois, R.; Birkeland, K. (2006): The extended column test: a field test for fracture initiation and propagation, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2006, Telluride, CO, S. 79–85.
- Simenhois, R.; Birkeland, K. (2008a): Extended Column Test Results During Surface Warming: Does Surface Warming Affect Fracture Propagation Potential?, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2008, Whistler, BC, Canada, S. 26–35.
- Simenhois, R.; Birkeland, K. (2008b): The effect of changing slab thickness on fracture propagation, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2008, Whistler, BC, Canada, S. 755–760.
- Simenhois, R.; Birkeland, K. (2009): The Extended Column Test: Test effectiveness, spatial variability, and comparison with the Propagation Saw Test, in: *Cold Regions Science and Technology*, 59 (2-3), S. 210–216.
- Singh, P.; Spitzbart, G.; Hübl, H.; Weinmeister, H. W. (1997): Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: a field study, in: *Journal of Hydrology*, 202, S. 1–20.
- Skoric, M. (2013): Der Einfluss meteorologischer, topografischer und nivologischer Faktoren auf die Auslösung von Nassschneelawinen, Masterarbeit an der Universität für Bodenkultur Wien, 239 S.

- SLF. (2003): Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Kantige Kristalle: wie sie sich bilden und welche Auswirkungen sie haben, Online im Internet: [http://www.slf.ch/schneeinfo/wochenbericht/Schwerpunktthema/Kantige\\_Kristalle/index\\_DE](http://www.slf.ch/schneeinfo/wochenbericht/Schwerpunktthema/Kantige_Kristalle/index_DE), (13.6.2015).
- SLF. (2004): Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Viele kleine Sulzströme im Berner Oberland, Online im Internet: [http://www.slf.ch/schneeinfo/wochenbericht/Schwerpunktthema/Sulzstroeme/index\\_DE](http://www.slf.ch/schneeinfo/wochenbericht/Schwerpunktthema/Sulzstroeme/index_DE), (11.5.2015).
- SLF. (2012): Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung. Schneegleiten und Gleitschneelawinen: Beispiele und technische Maßnahmen, Online im Internet: [http://www.slf.ch/schneeinfo/wochenbericht/Schwerpunktthema/Gleitschnee\\_technische\\_Massnahmen/index\\_DE](http://www.slf.ch/schneeinfo/wochenbericht/Schwerpunktthema/Gleitschnee_technische_Massnahmen/index_DE), (20.07.2015).
- SLF. n.d.: Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Gleitschnee, Online im Internet: [http://www.slf.ch/praevention/ueberlawinen/lawinenarten/gleitschneelawinen/index\\_DE](http://www.slf.ch/praevention/ueberlawinen/lawinenarten/gleitschneelawinen/index_DE), (10.03.2015).
- Sommer, W.; Fiel, R. (2010): Snow Pack Analyser (SPA) zur Bestimmung des Schneewasseräquivalents und des Flüssigwasseranteils, Koblach: Sommer Mess-Systemtechnik, Sommer GmbH & Co. KG, Online im Internet: [http://www.sommer.at/fileadmin/template/PDF/mySommer/SPA/Paper\\_SPA\\_V001\\_EN\\_G.pdf](http://www.sommer.at/fileadmin/template/PDF/mySommer/SPA/Paper_SPA_V001_EN_G.pdf), (4.5.2015).
- Stein, J.; Laberge, G.; Lévesque, D. (1997): Measuring the dry density and the liquid water content of snow using time domain reflectometry, in: *Cold Regions Science and Technology*, 25, S. 123–136.
- Techel, F. (2010): The influence of water on snow: micro-structural measurements and wet snow stability assessment, Masterarbeit an der Universität Bern, 164 S.
- Techel, F.; Pielmeier, C. (2009): Wet snow diurnal evolution and stability assessment, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2009, Davos, Switzerland, S. 256–261.
- Techel, F.; Pielmeier, C. (2010): Snowpack properties of unstable wet snow slopes: observations from the swiss alps, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2010, Squaw Valley, CA, S. 187–193.
- Techel, F.; Pielmeier, C. (2011): Point observations of liquid water content in wet snow – investigating methodical, spatial and temporal aspects, in: *The Cryosphere*, 5 (2), S. 405–418.
- Techel, F.; Pielmeier, C.; Schneebeli, M. (2011): Microstructural resistance of snow following first wetting, in: *Cold Regions Science and Technology*, 65 (3), S. 382–391.
- Trautman, S. (2008): Investigations into wet snow, in: *The Avalanche Review*, 26 (4), S. 16–17,21.

- Trautman, S. a; Lutz, E.; Birkeland, K. W. (2006): Relating wet loose snow avalanching to surficial shear strength, in: Proceedings ISSW Proceedings 2006, Jackson Hole, WY, S. 71–78.
- Tusima, K. (1985): Grain Coarsening of Snow Particles Immersed in Water and Solutions, in: *Annals of Glaciology*, i (6), S. 126–129.
- UNESCO. (1981): Avalanche atlas: Illustrated international avalanche classification.
- Waldner, P.; Schneebeli, M.; Schultze-Zimmermann, U.; Flüeler, H. (2004): Effect of snow structure on water flow and solute transport, in: *Hydrological Processes*, 18 (7), S. 1271–1290.
- Wiesinger, T.; Oberhammer, M.; Seiwald, J.; Koch, S. (2013): Wet Snow Instabilities – Multiple Approaches to lift the Veil, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2013, Grenoble - Chamonix Mont-Blanc, S. 920–925.
- Williams, M. W.; Erickson, T. A.; Petzelka, J. L. (2010): Visualizing meltwater flow through snow at the centimetre-to-metre scale using a snow guillotine, in: *Hydrological Processes*, 24 (15), S. 2098–2110.
- Winkler, K.; Schweizer, J. (2008): Comparison of different snow stability tests including the Extended Column Test, in: International Snow Science Workshop Proceedings 2008, Whistler, BC, Canada, S. 393–400.
- Winkler, K.; Techel, F. (2009): Stabilitätstests im Vergleich, in: *Bergundsteigen*, 4/2009, S. 65–73.
- Wiscombe, W. J.; Warren, S. G. (1980): A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow, in: *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, S. 2712–2733.
- Yang, H.; Rahardjo, H.; Leong, E. C.; Fredlund, D. . (2004): A study of infiltration on three sand capillary barriers, in: *Canadian Geotechnical Journal*, 41 (4), S. 629–643.
- Zischg, A.; Fuchs, S.; Keiler, M.; Meißl, G. (2005): Modelling the system behaviour of wet snow avalanches using an expert system approach for risk management on high alpine traffic roads, in: *Natural Hazards and Earth System Science*, 5 (6), S. 821–832.
- Zweifel, B. (2006): Wieviel Schaden verursachen Nassschneelawinen im Vergleich zu trockenen Lawinen?, in: *Newsletter Naturgefahren*, 1, S. 4.

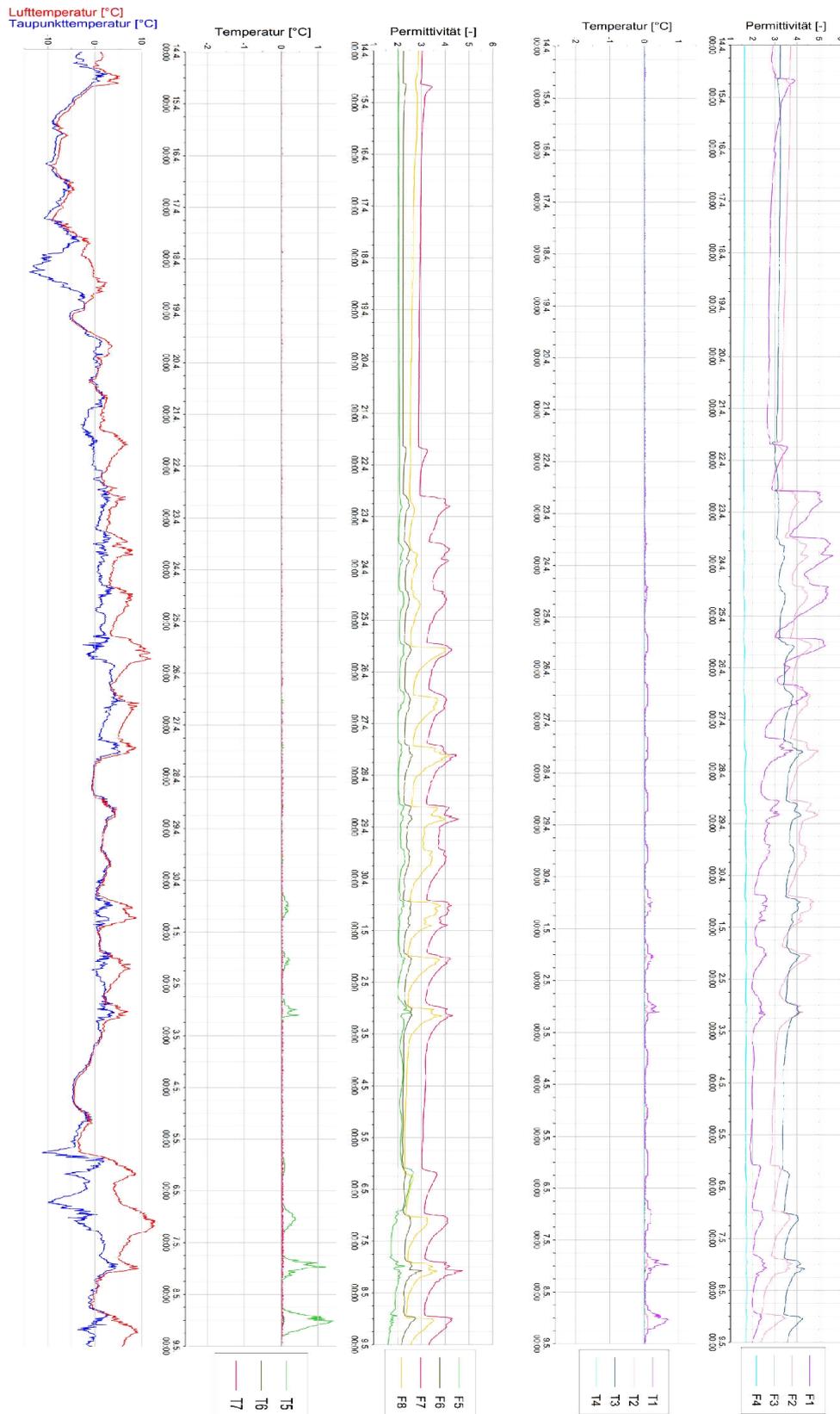
# Anhang A: Messungen der permanenten Messstation

Permittivitäts- und Temperaturmessungen der permanenten Messstation mit Luft- und Taupunkttemperatur der Station Schmittenhöhe des LWD Salzburg.

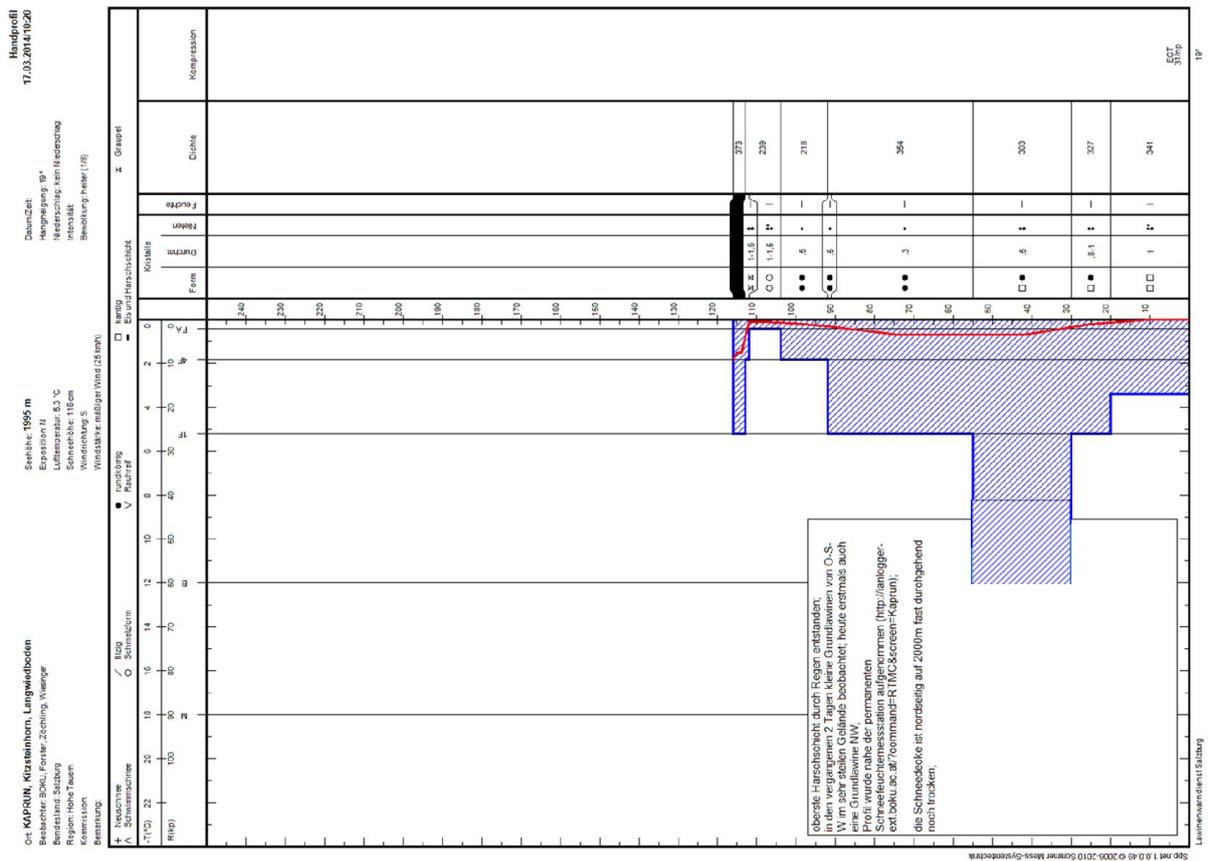
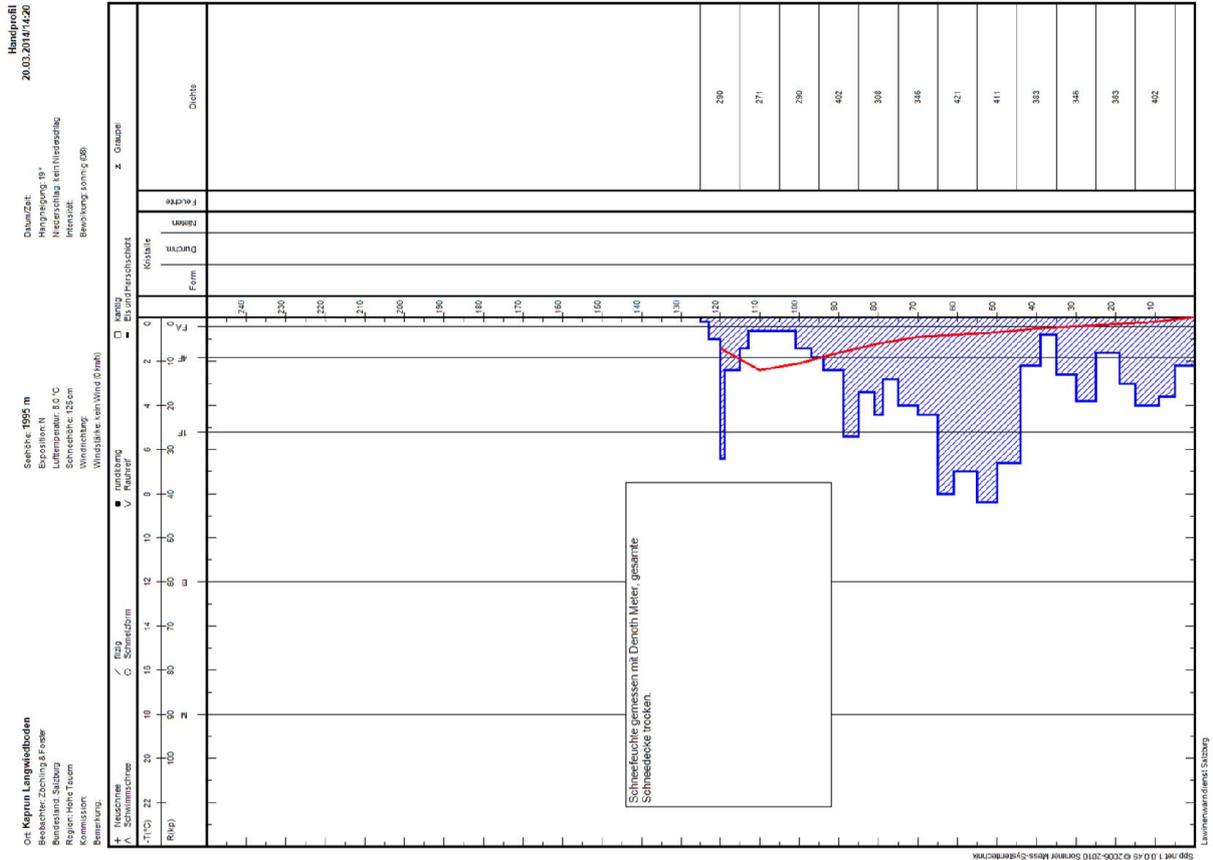


## Anhang A: Messungen der permanenten Messstation

Die Temperatursensoren T1 und T5 zeigen gegen Ende der Messperiode positive Werte, da sie durch die starke Schneeschmelze zu diesem Zeitpunkt schon freigelegt waren und direkt durch die Sonnenstrahlung erwärmt wurden.



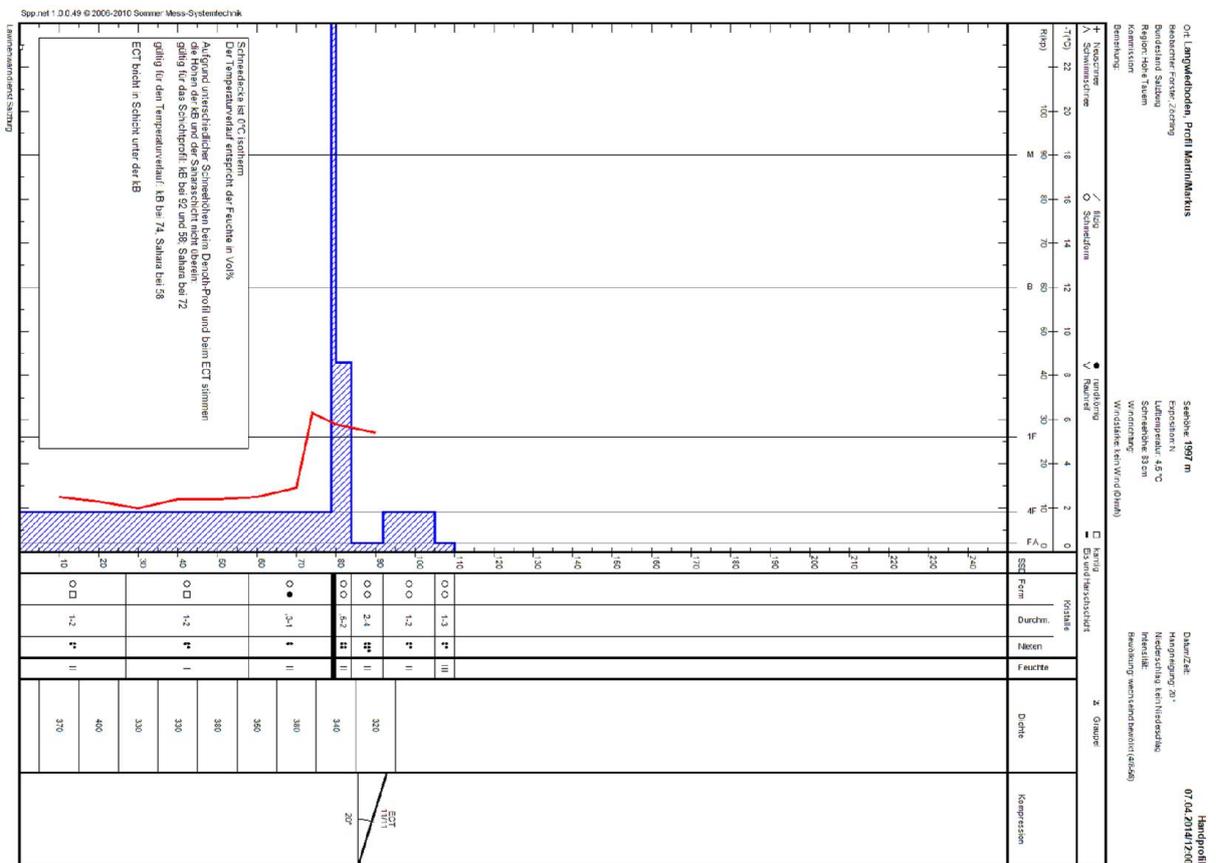
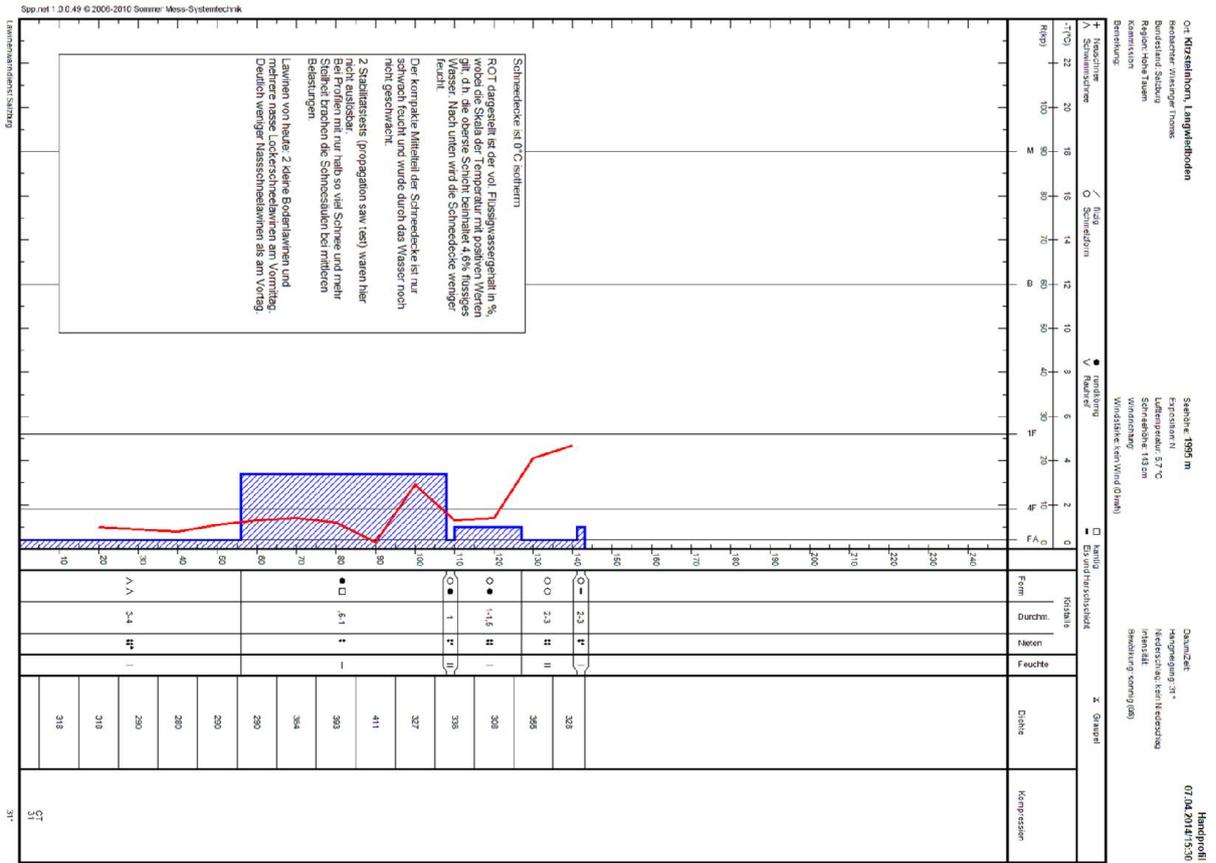
# Anhang B: Handprofile

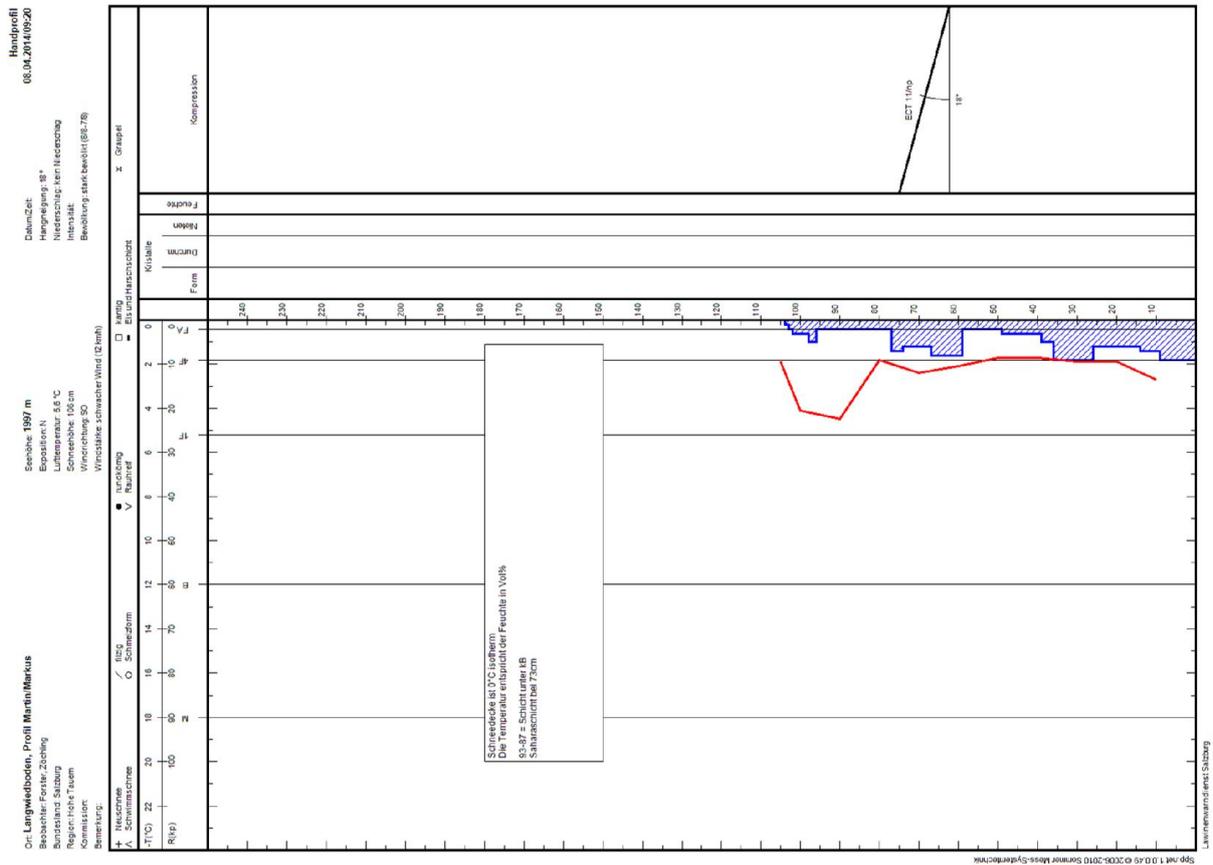
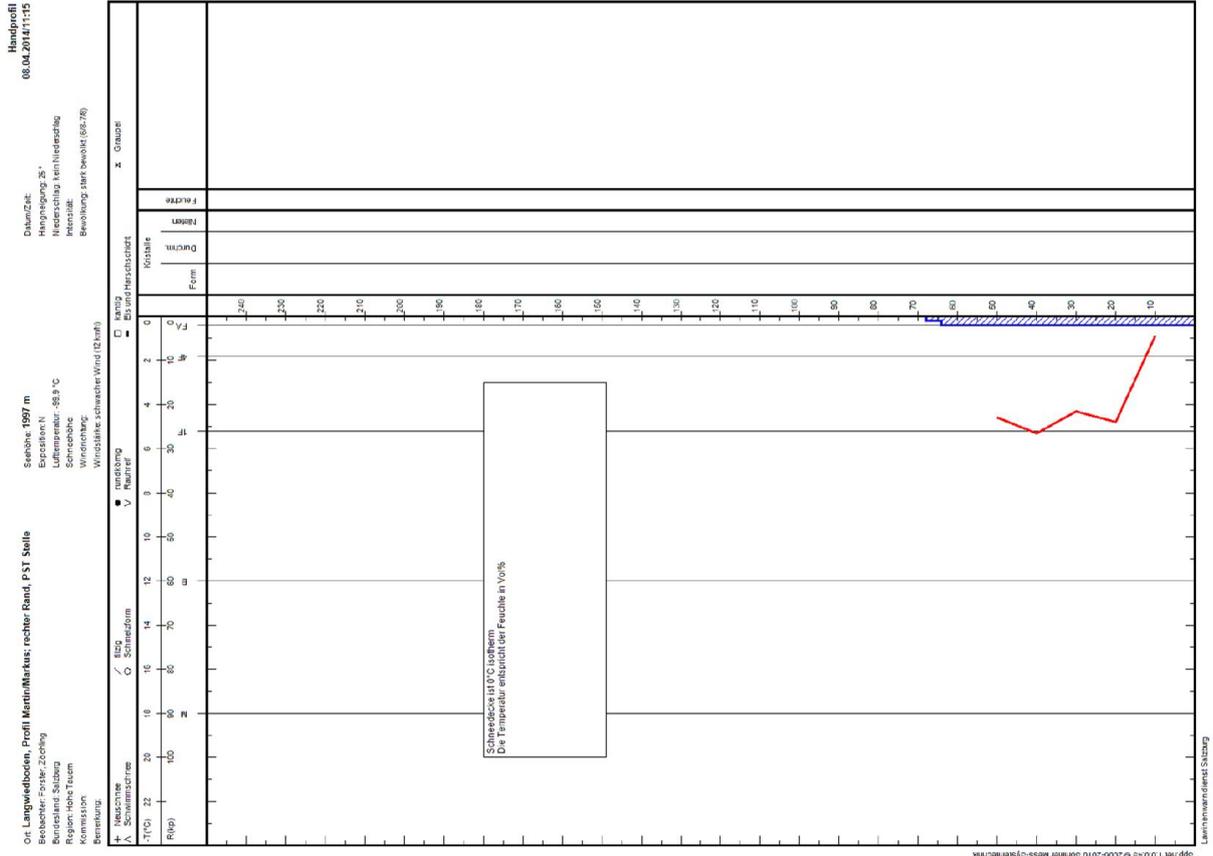


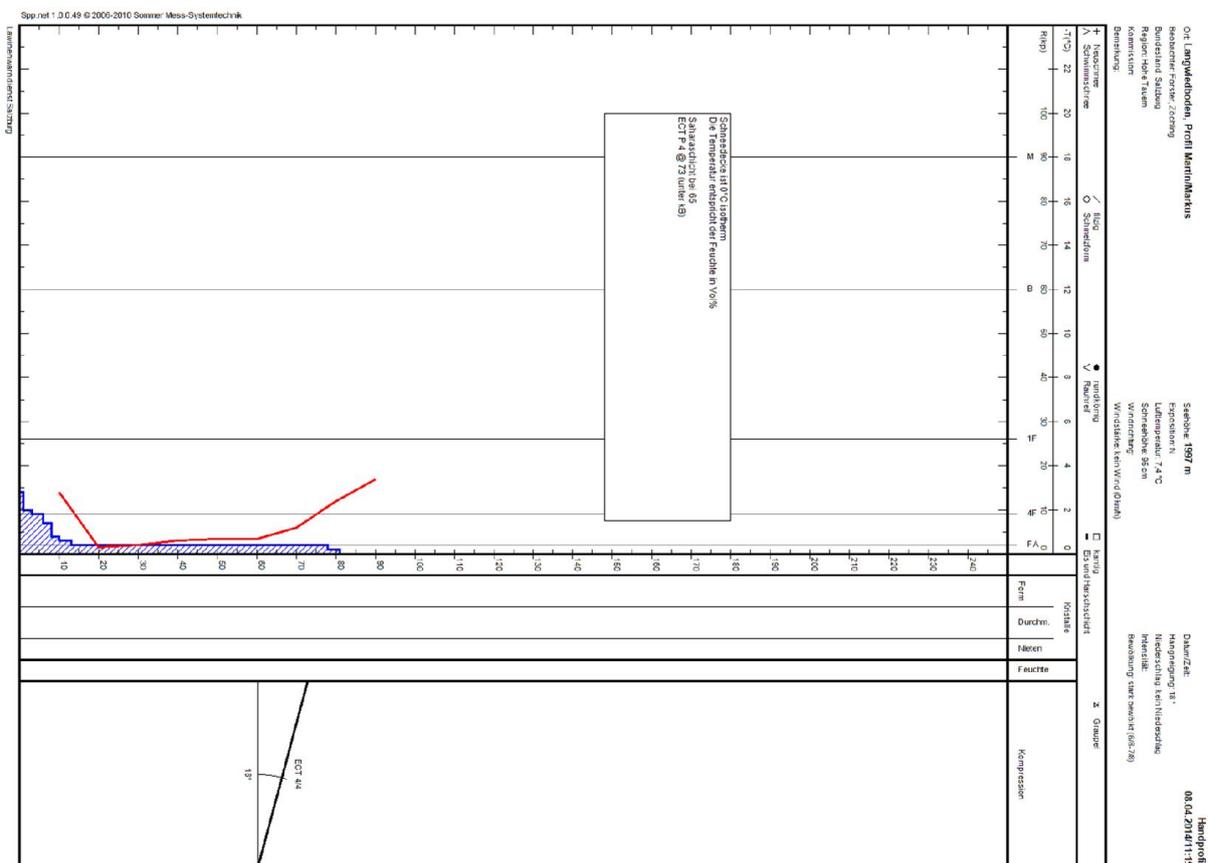
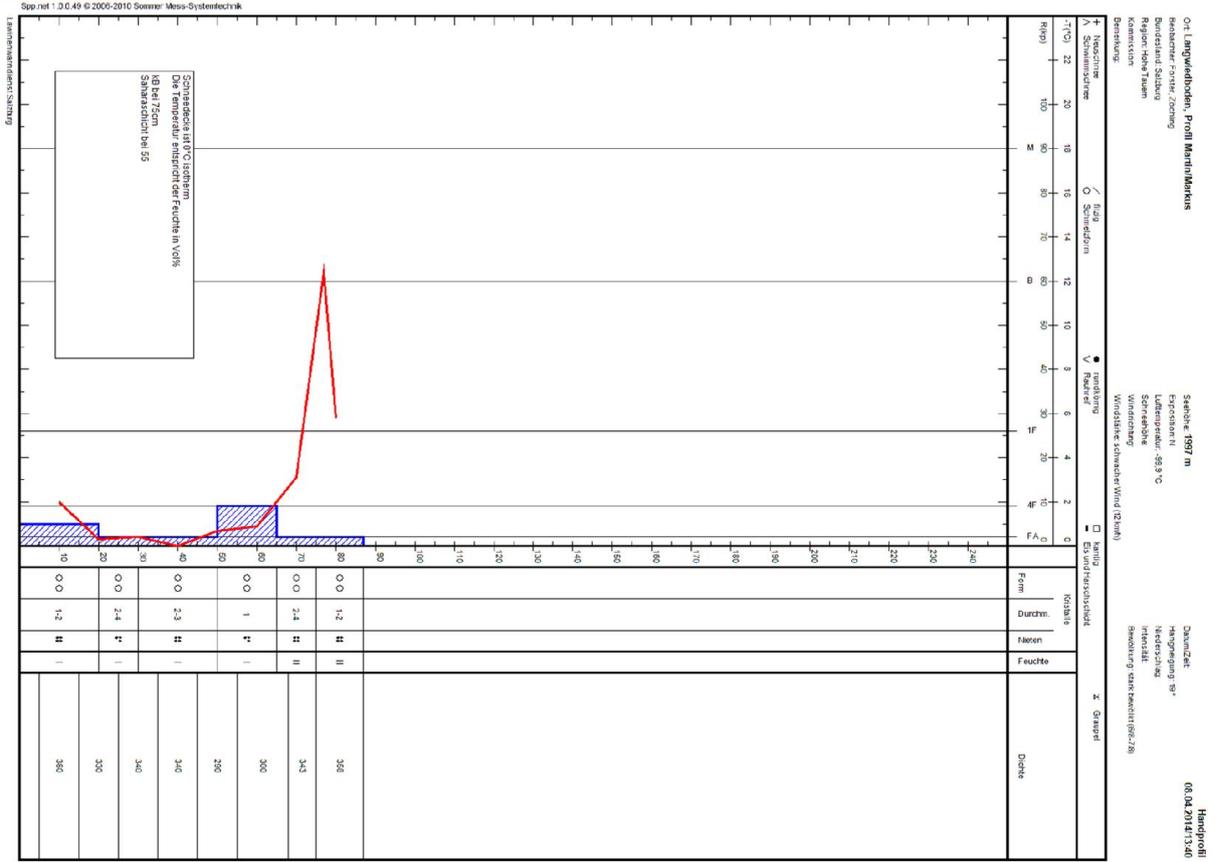


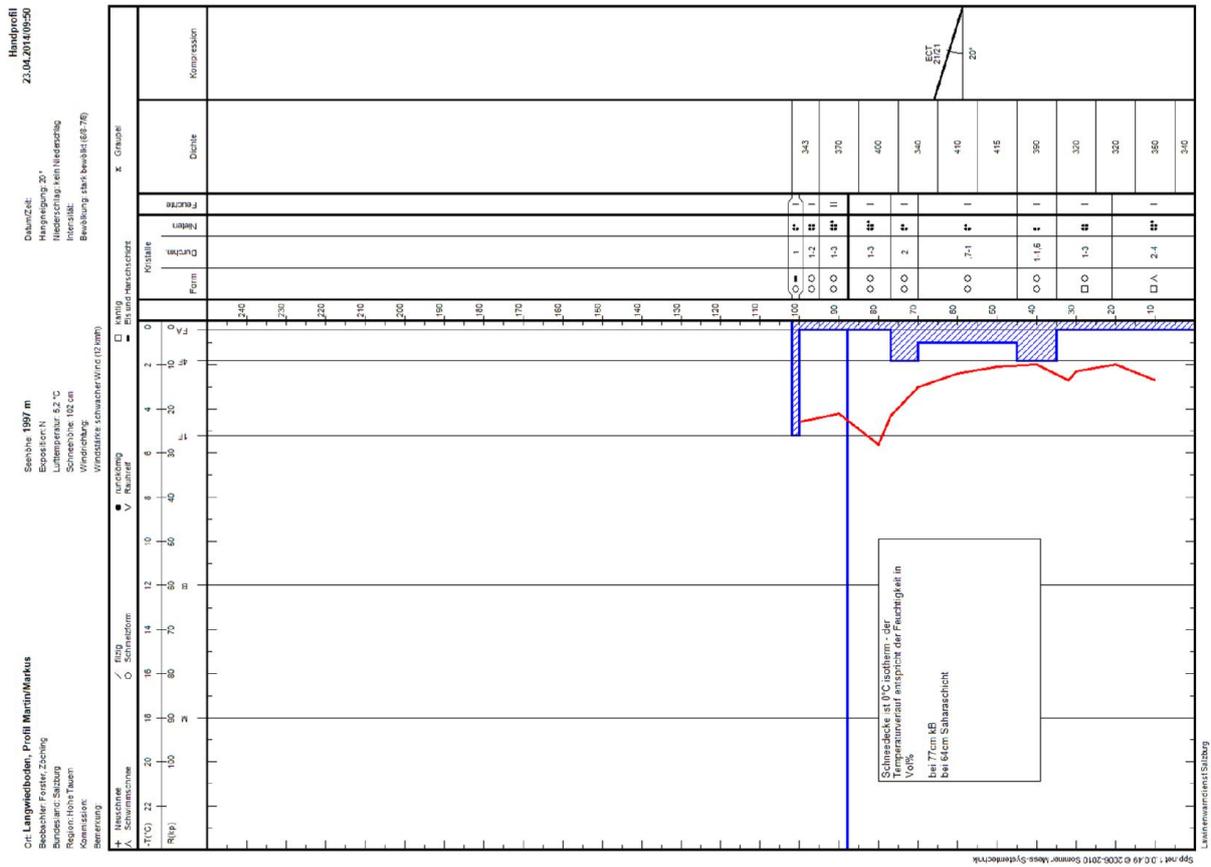
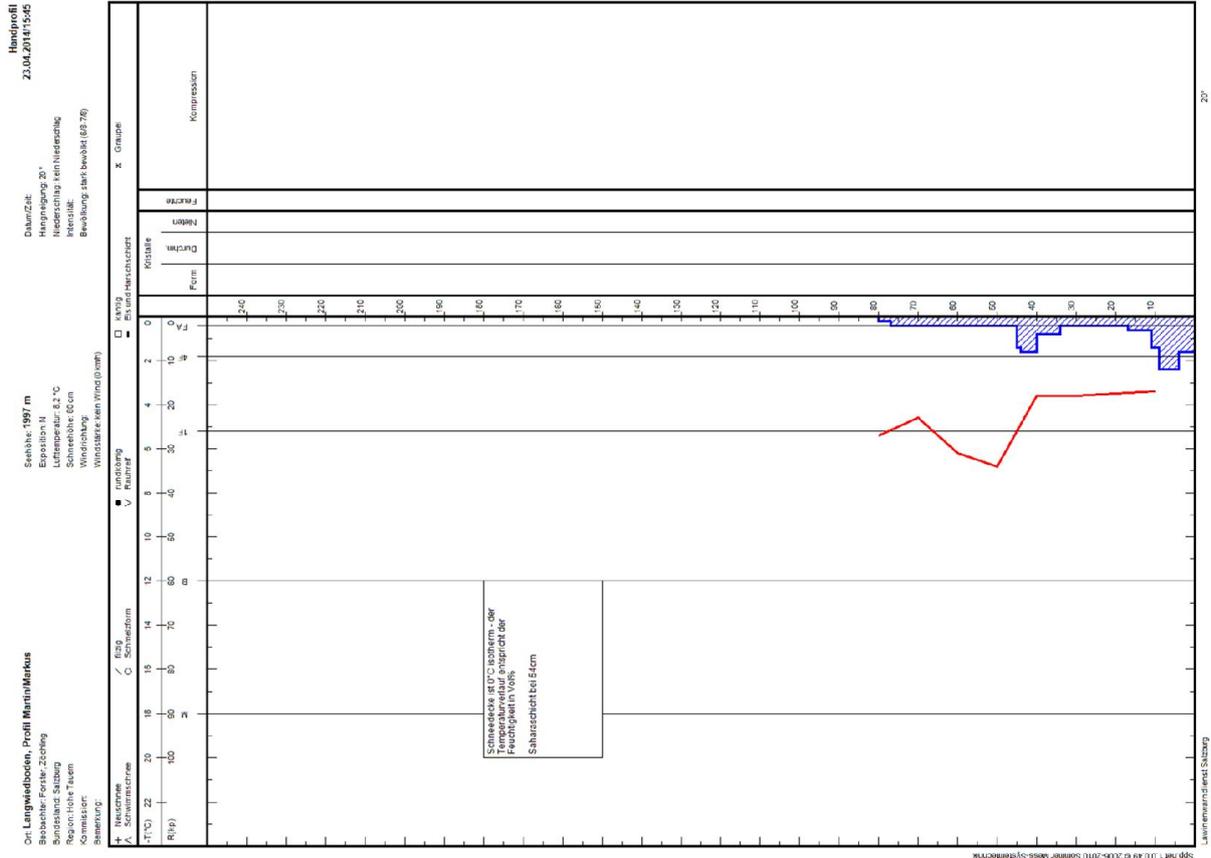


# Anhang B: Handprofile

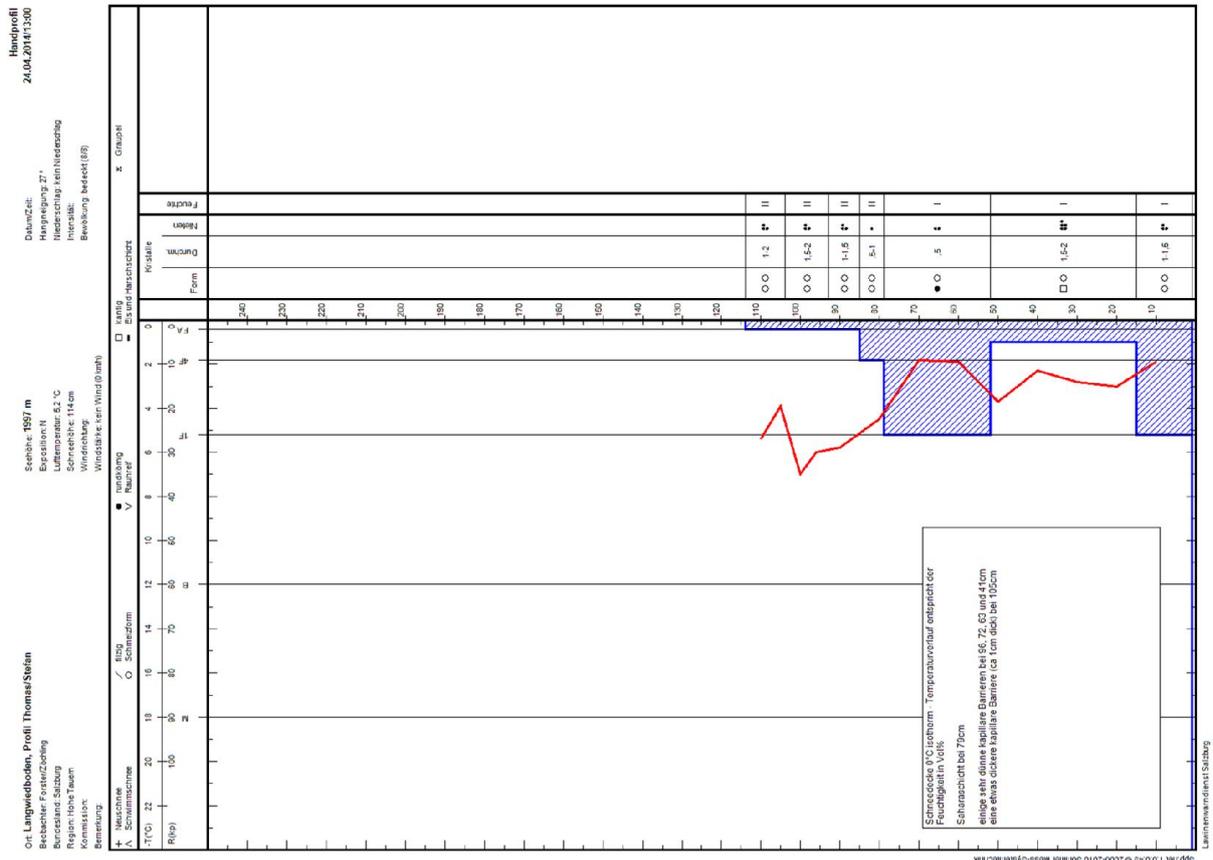
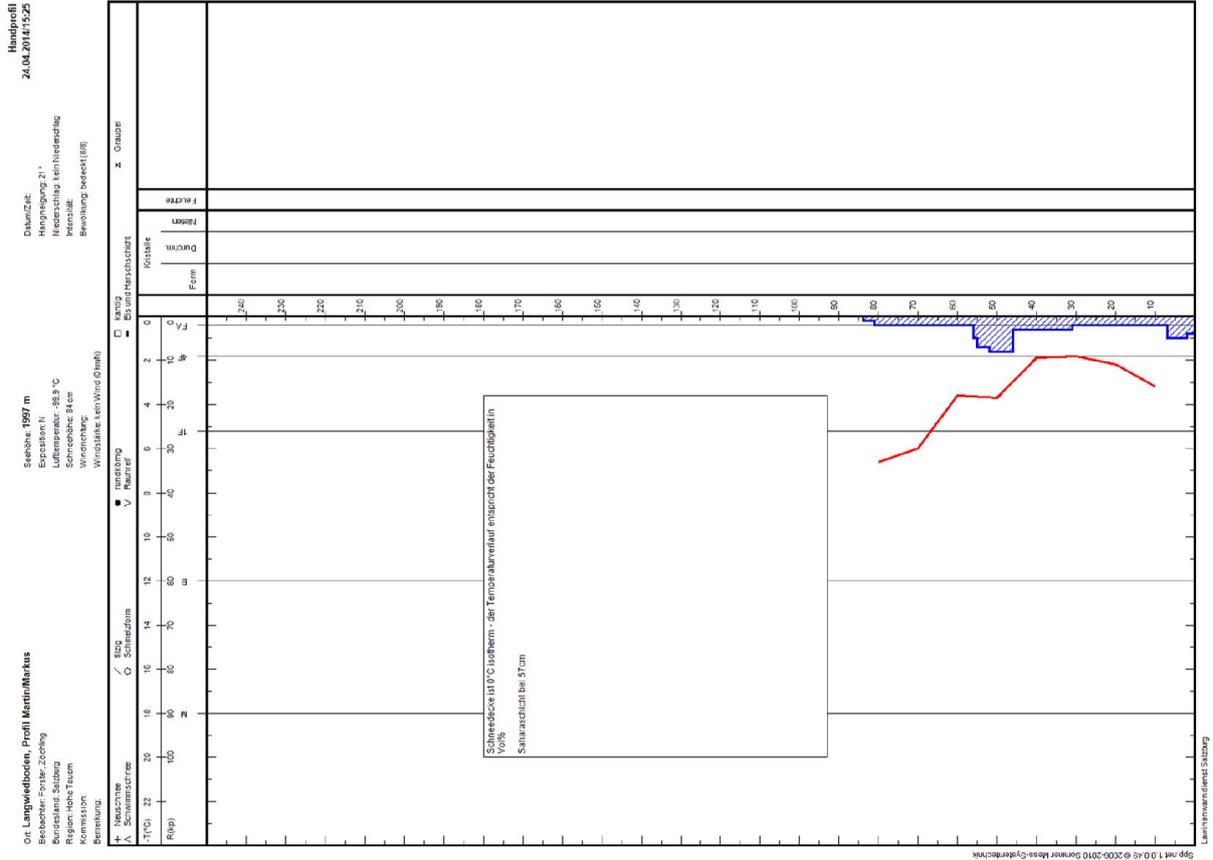


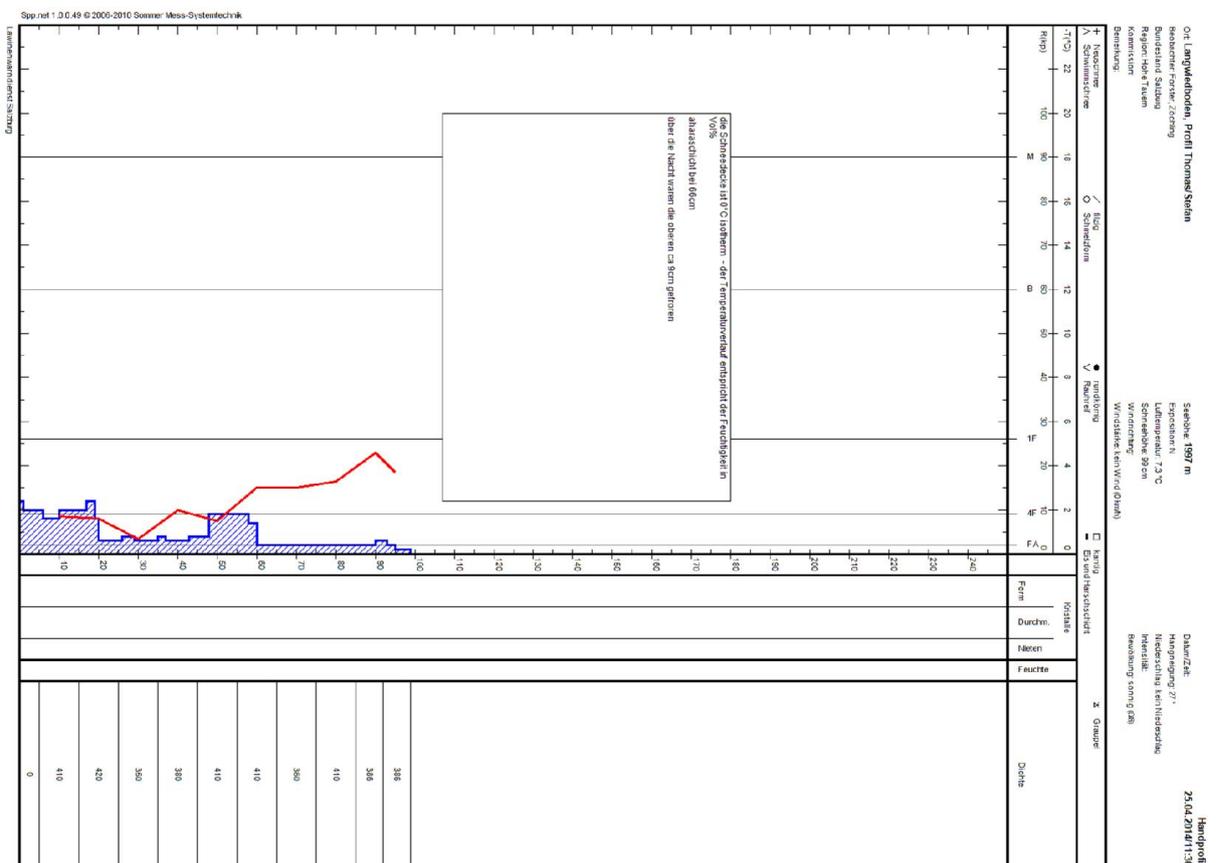
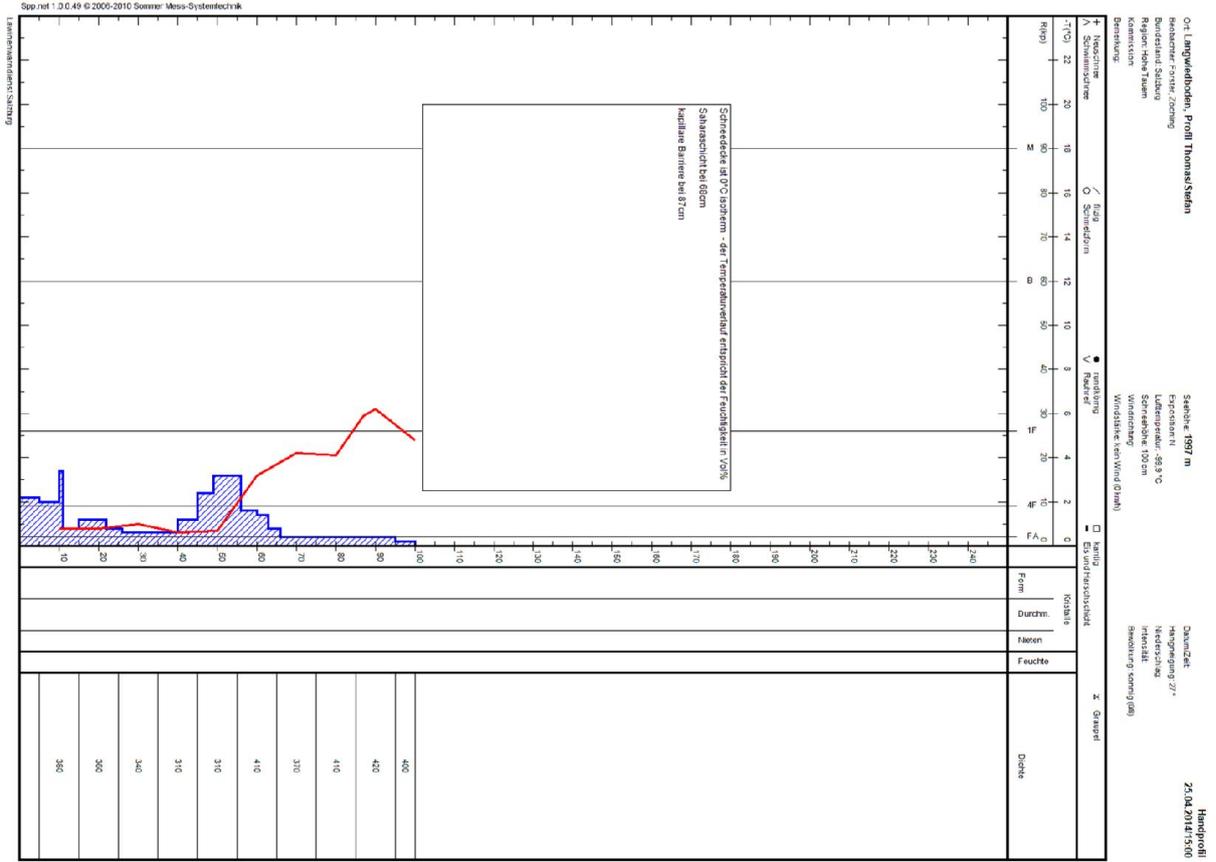


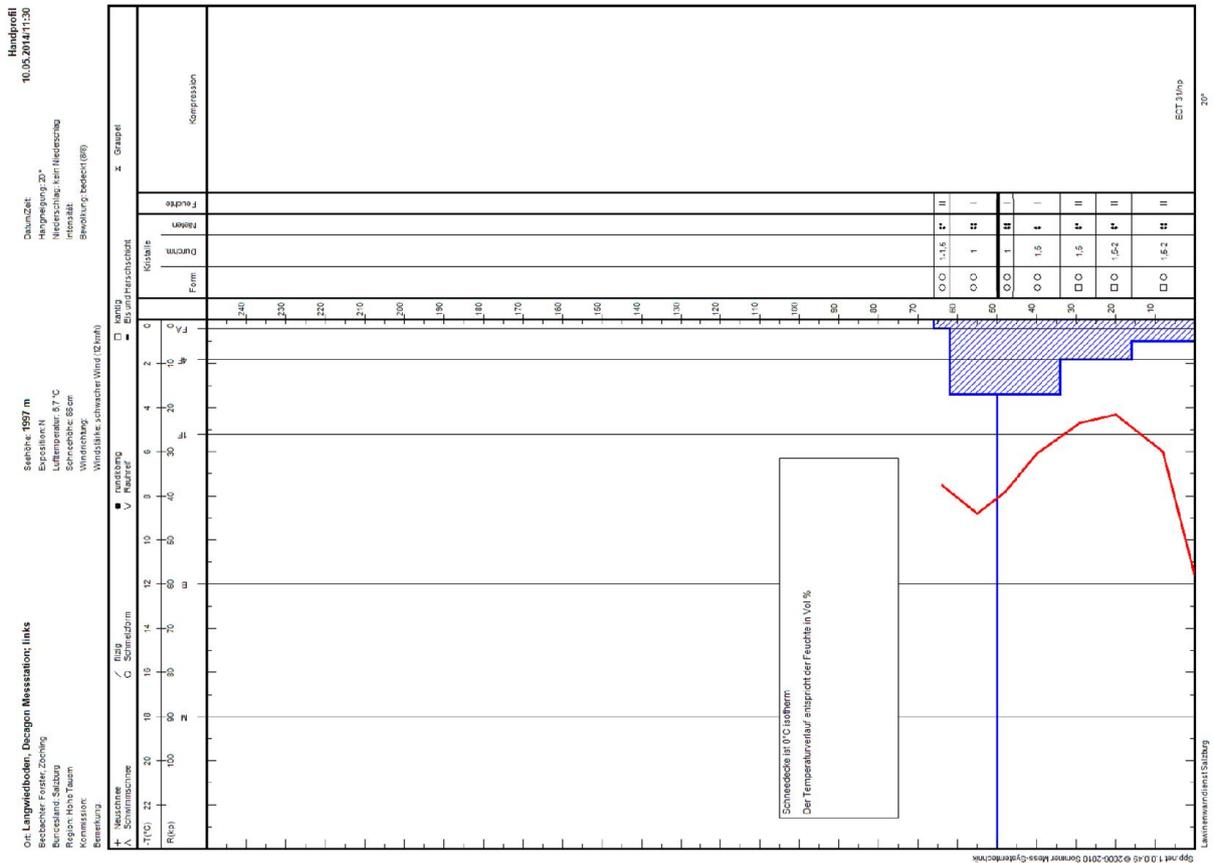
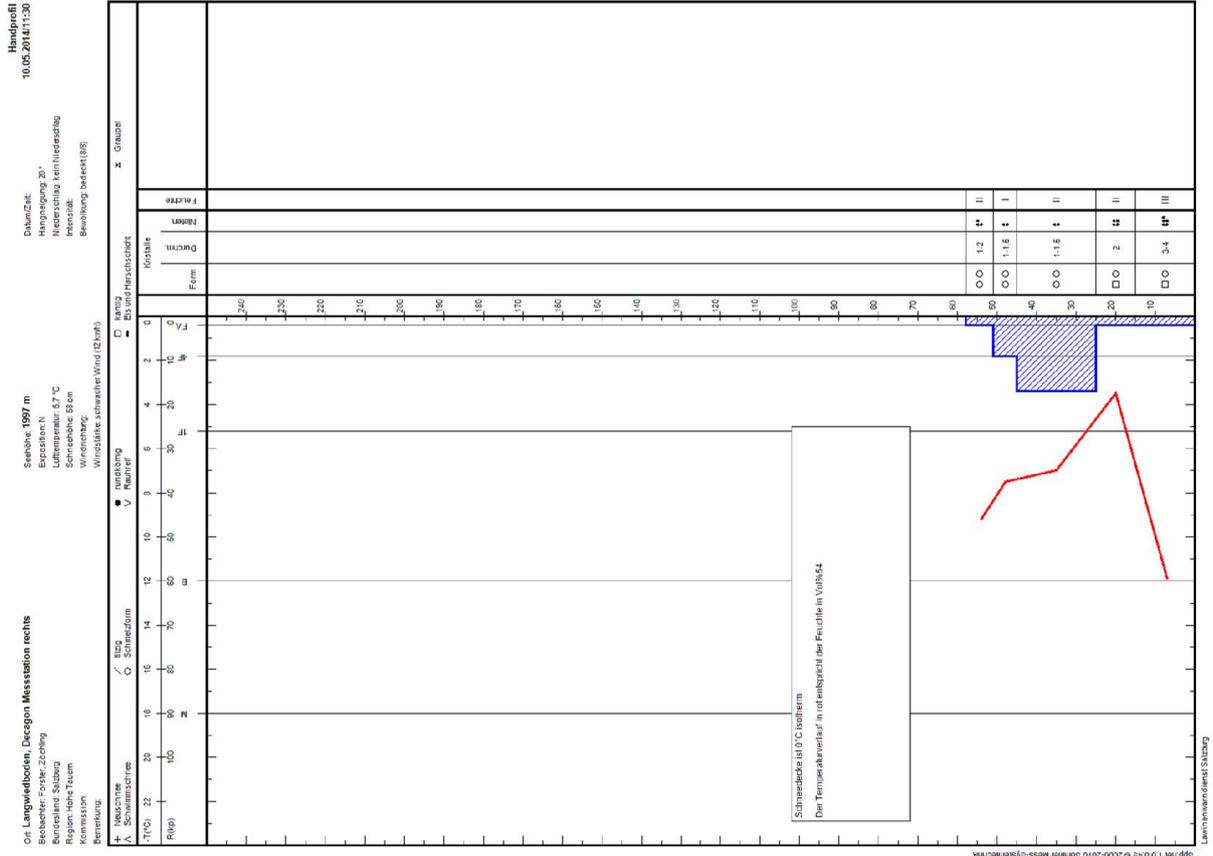




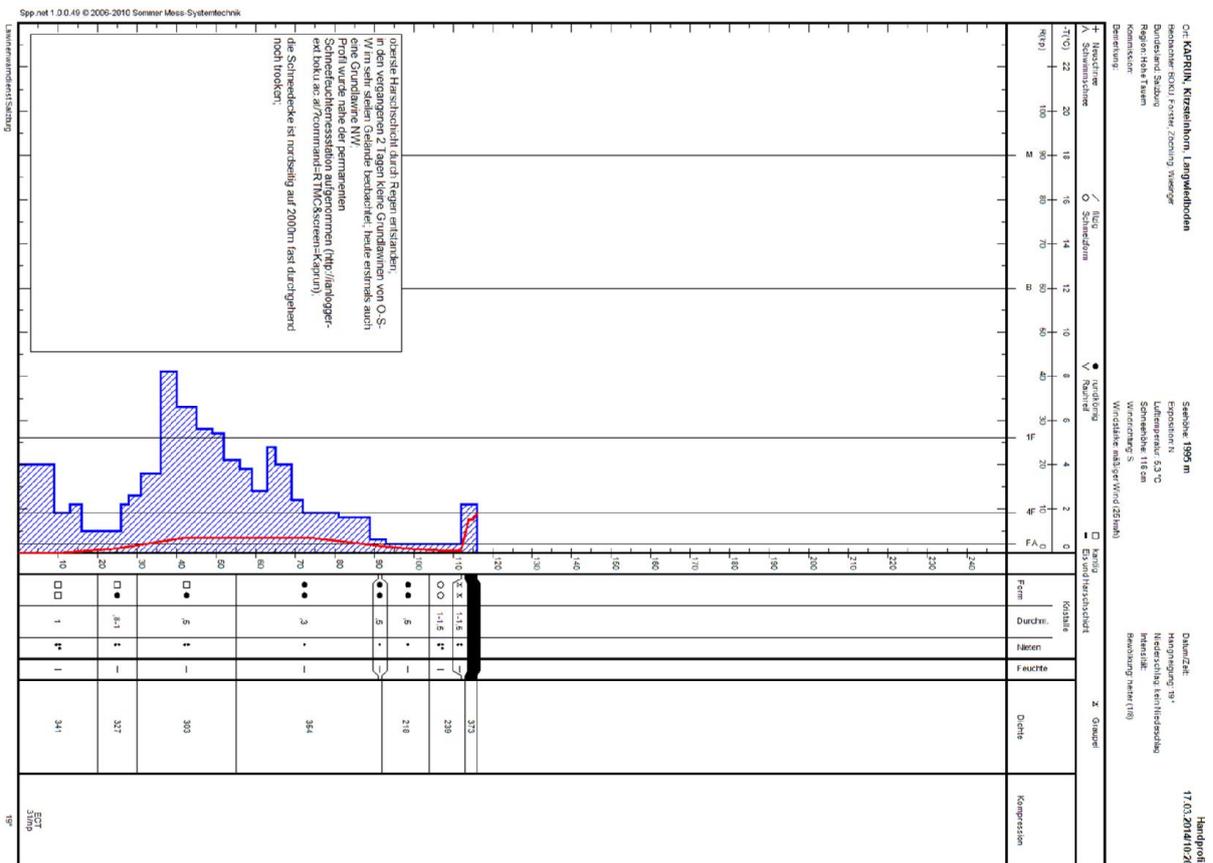
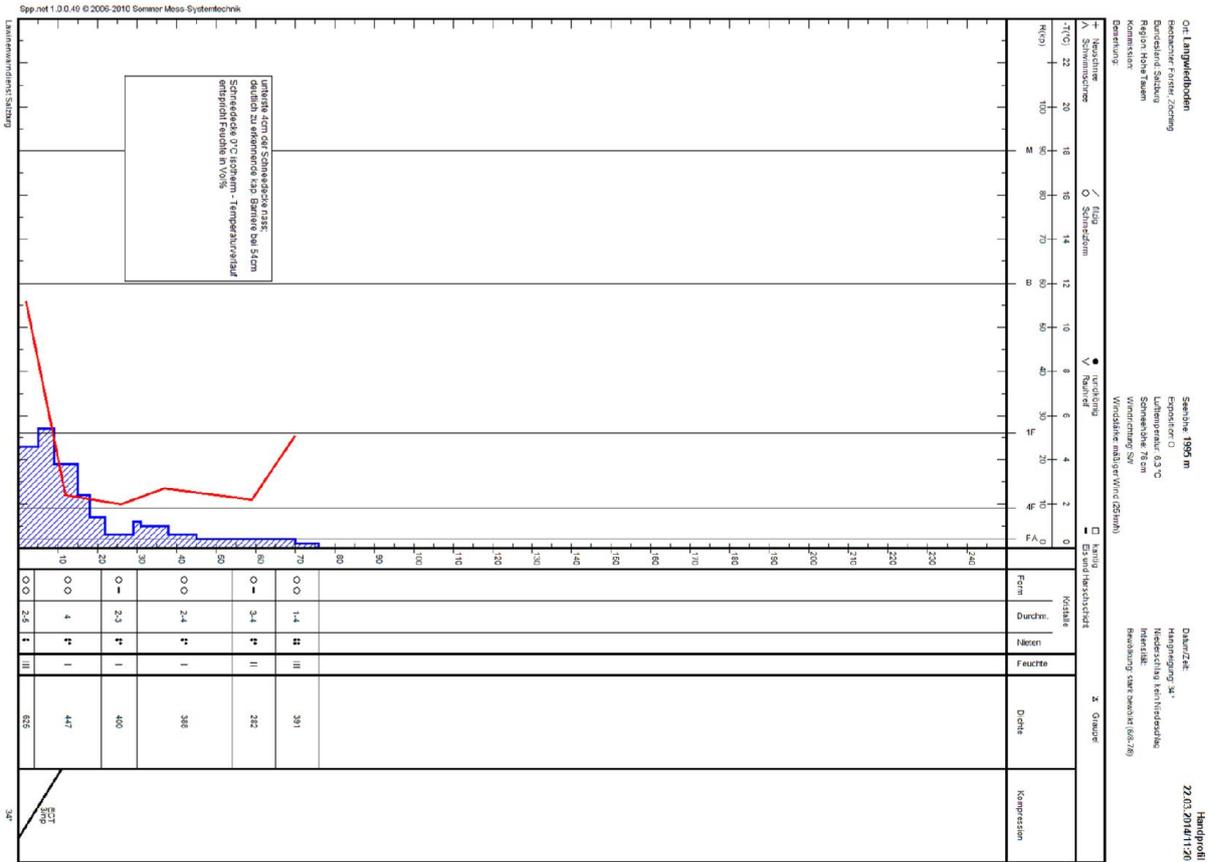






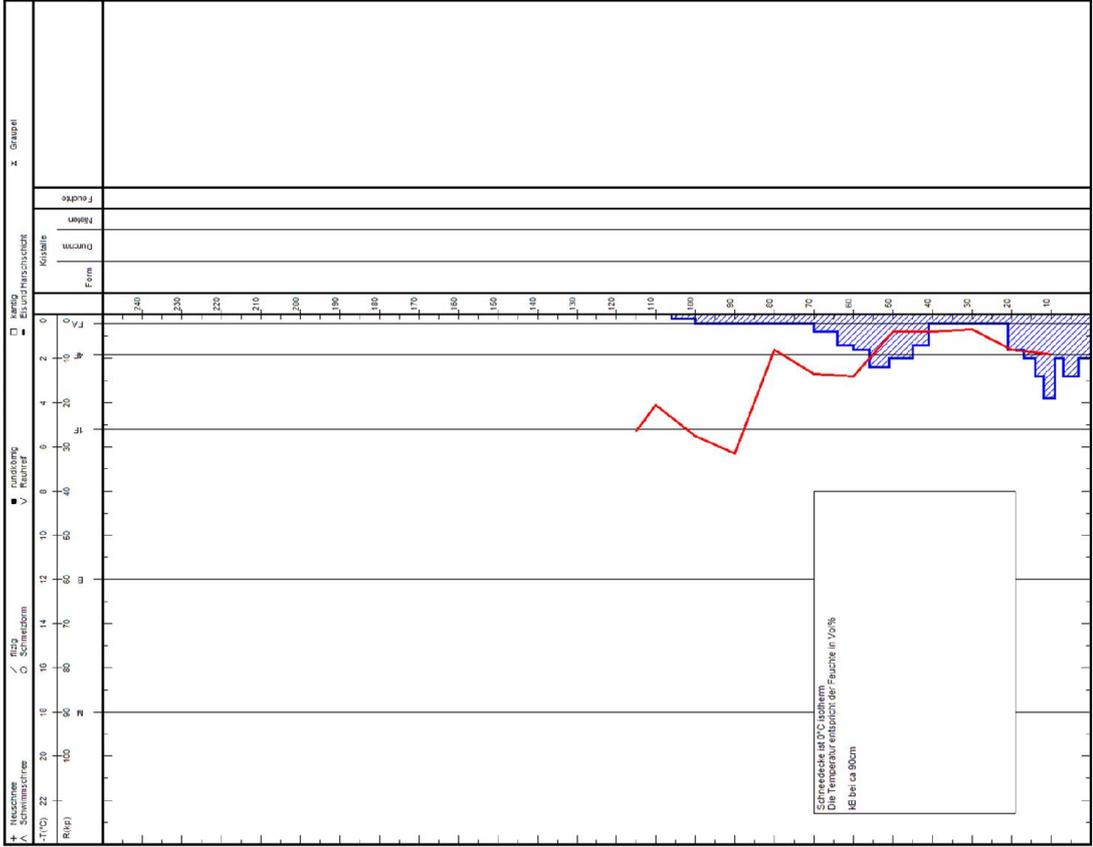


# Anhang C: Rammprofile



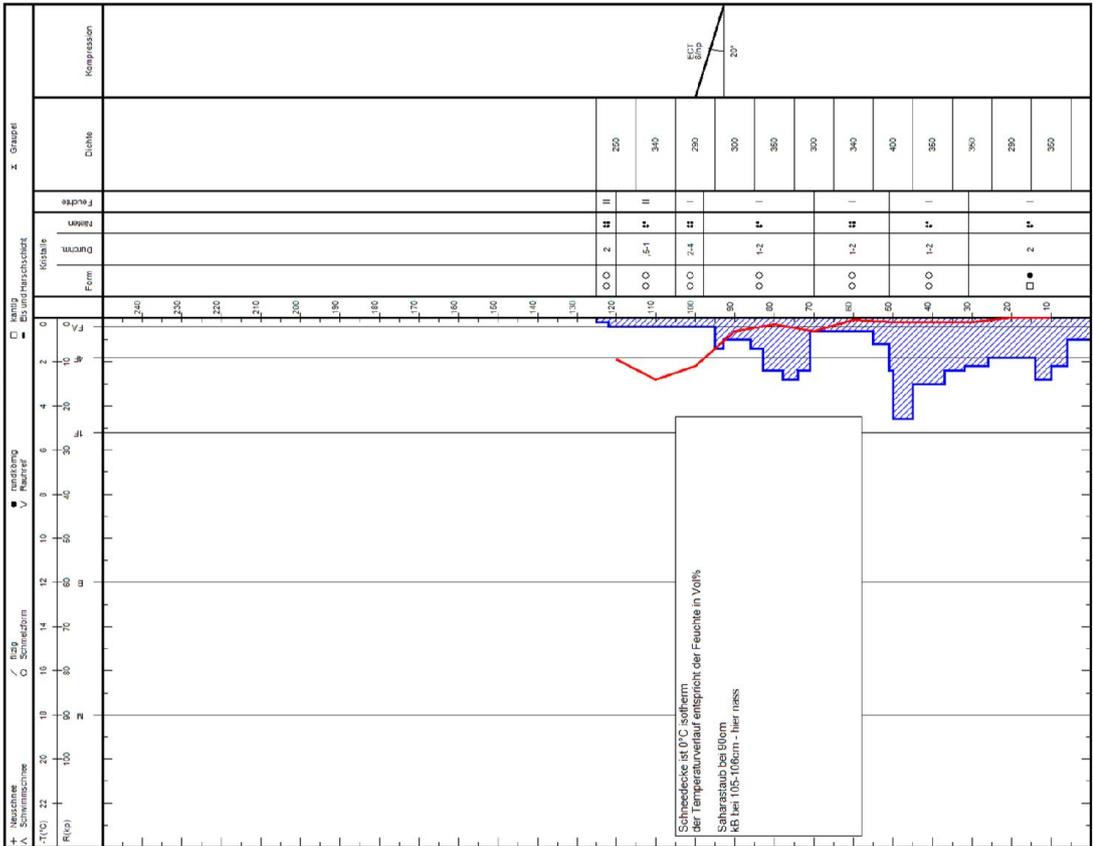
Handprofil  
06.04.2014/12:00

Ort: Langwedeboden, Profil Martin/Markus  
 Besondere Forderung: Zoning  
 Region: Hoch/Taunus  
 Kommission: Bemerktung:  
 Bemerkung:  
 Seehöhe: 1957 m  
 Exposition: 2,4 °C  
 Schneehöhe: 105cm  
 Windrichtung:  
 Windstärke: kein Wind (0 km/h)

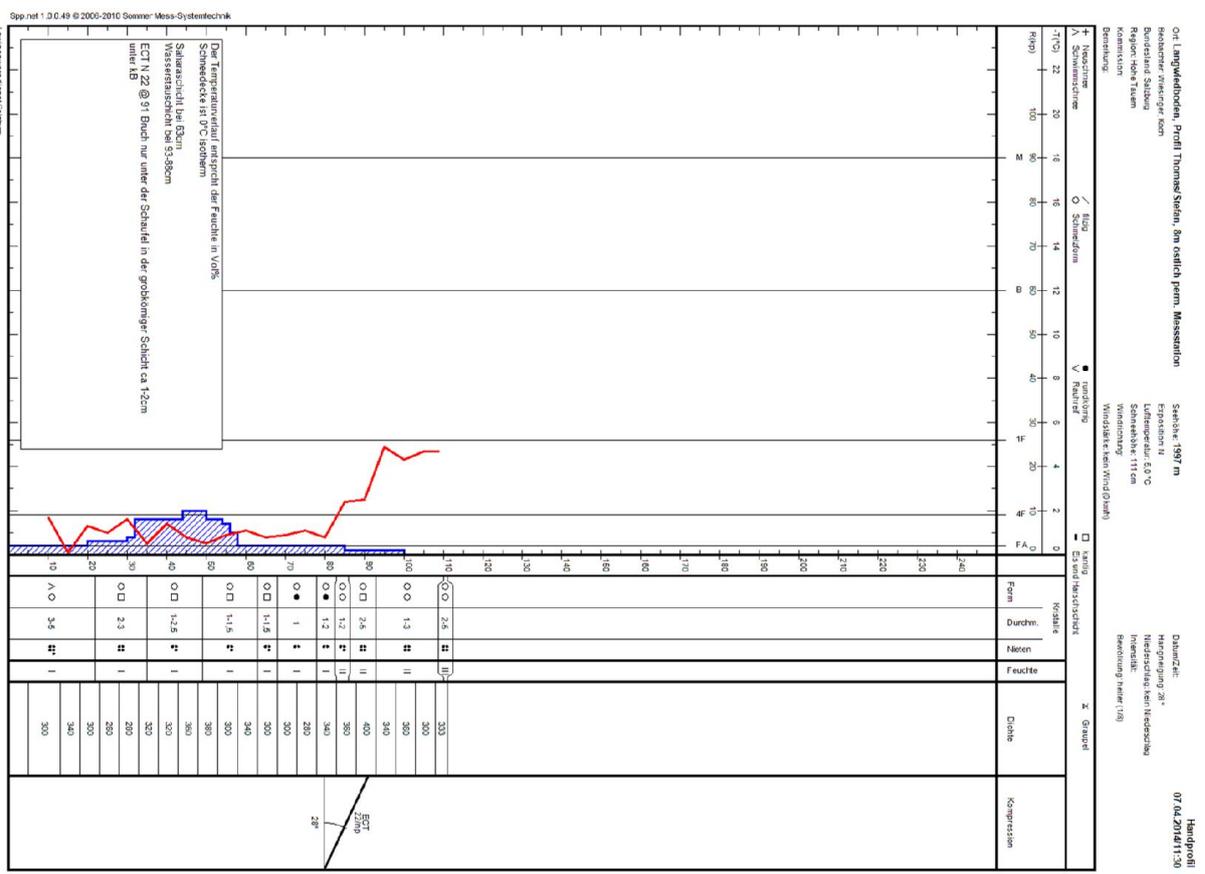
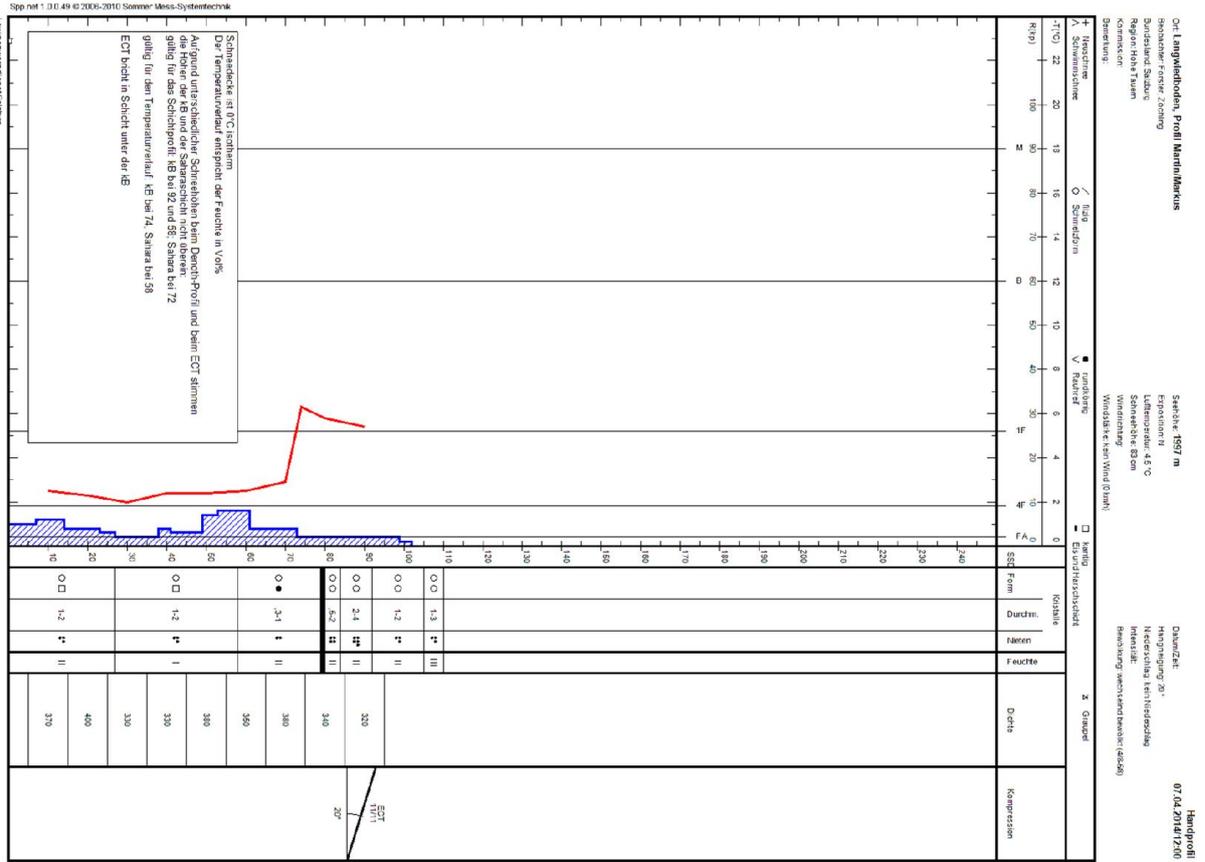


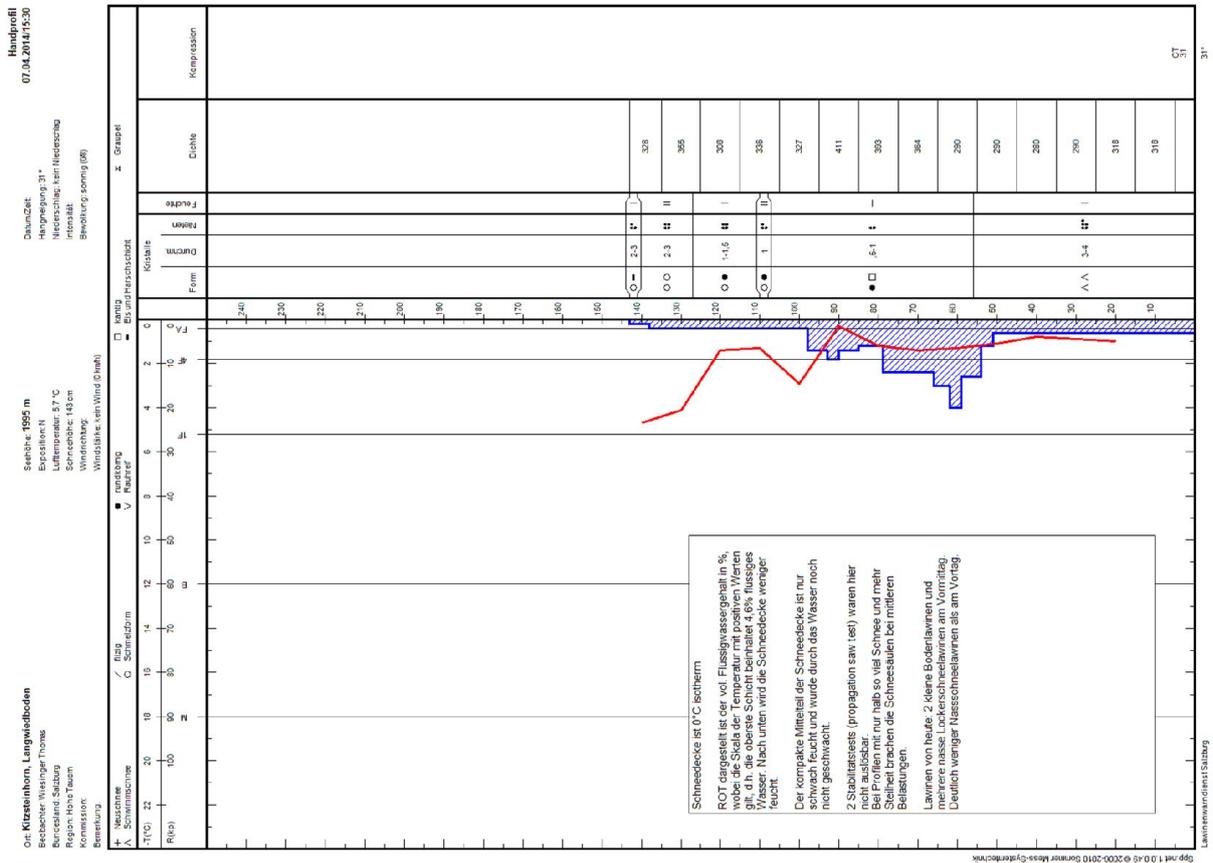
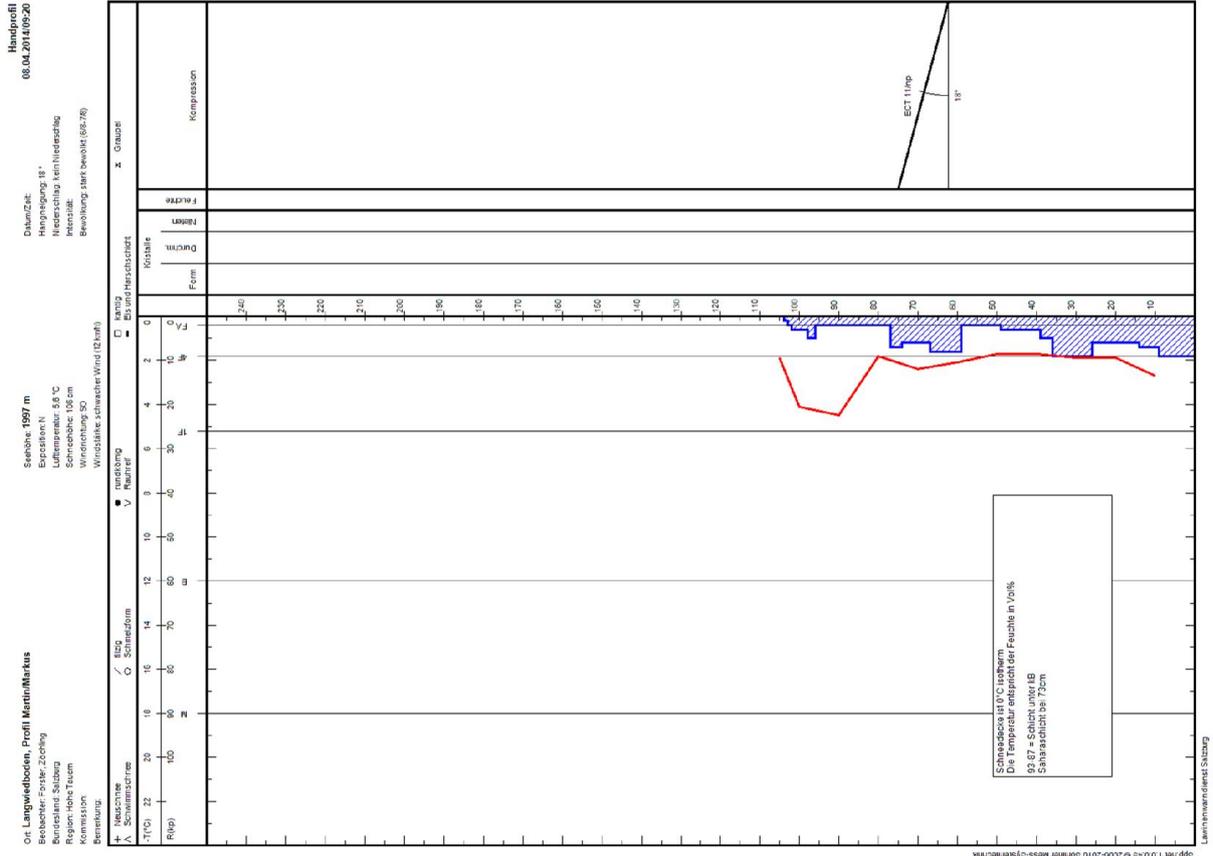
Handprofil  
05.04.2014/12:40

Ort: Langwedeboden, Profil Martin/Markus  
 Besondere Forderung: Zoning  
 Region: Hoch/Taunus  
 Kommission: Bemerktung:  
 Bemerkung:  
 Seehöhe: 1957 m  
 Exposition: 7,0 °C  
 Schneehöhe: 132cm  
 Windrichtung:  
 Windstärke: kein Wind (0 km/h)



# Anhang C: Rammprofile





# Anhang C: Rammprofile

